АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ПРОБЛЕМЫ МАГМАТИЗМА БАЛТИЙСКОГО ЩИТА

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ОРДЕНА ЛЕНИНА КОЛЬСКИЙ ФИЛИАЛ им. С. М. КИРОВА
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ
РЕГИОНАЛЬНАЯ БАЛТИЙСКАЯ СЕКЦИЯ НАУЧНОГО СОВЕТА
ПО КОМПЛЕКСНЫМ ИССЛЕДОВАНИЯМ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ
ПРИ ОТДЕЛЕНИИ НАУК О ЗЕМЛЕ АН СССР

ПРОБЛЕМЫ МАГМАТИЗМА БАЛТИЙСКОГО ЩИТА

МАТЕРИАЛЫ РЕГИОНАЛЬНОГО ПЕТРОГРАФИЧЕСКОГО СОВЕЩАНИЯ

57800
2Ю45

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
ЛЕНИНГРАДСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ЛЕНИНГРАД, 1971

Институт геологических наук

УДК 551.24 (470.21)+552.311 (470.21)+552.181 (470.21)

Рассмотрены и с различной степенью детальности освещены следующие вопросы.

1. Состояние изученности магматических пород восточной части Балтийского щита и задачи дальнейших исследований.

2. Взаимосвязь процессов магматизма с глубинным строением щита и его структурным формированием на разных этапах развития.

3. Ведущие закономерности размещения и формирования рудоносных магматических комплексов на территории региона.

4. Корреляция магматических комплексов на формационной основе для отдельных структурно-фациальных зон, для региона в целом и сопоставления региональной схемы со схемами, составленными для Украинского щита и фундамента Русской платформы.

Редакционная коллегия:

И. В. Бельков (отв. редактор),
К. А. Шуркин (отв. редактор),
Т. Н. Иванова, В. Г. Загородный,
В. А. Тюремнов, А. И. Богачев

ПРОБЛЕМЫ МАГМАТИЗМА БАЛТИЙСКОГО ЩИТА

(материалы регионального петрографического совещания)

Утверждено к печати
Президиумом ордена Ленина Кольского филиала им. С. М. Кирова АН СССР

Редактор издательства Л. А. Рейхерт
Художник Д. А. Андреев
Технический редактор Г. А. Смирнова
Корректоры Г. А. Мышкина и Ф. Я. Петрова

Сдано в набор 20/IV 1970 г. Подписано к печати 3/VI 1971 г. Формат бумаги 70×108 1/16. Печ. л. 23 1/4 + + 5 вкл. (1 5/8 печ. л.)=34.83 усл. печ. л. Уч.-изд. л. 38.12. Изд. № 4388. Тип. зак. № 850. М-26329. Тираж 900. Бумага № 2. *Цена 3 р. 96 к.*

Ленинградское отделение издательства «Наука»
Ленинград, В-164, Менделеевская лин., д. 1

2-9-2
380-70 (I пол.)

1-я тип. издательства «Наука». Ленинград, В-34, 9 линия, д. 12

ПРЕДИСЛОВИЕ

Региональное петрографическое совещание по магматизму Балтийского щита (28—31 V 1968) было организовано Геологическим институтом ордена Ленина Кольского филиала им. С. М. Кирова АН СССР в соответствии с решением Бюро региональной Балтийской секции по комплексным исследованиям земной коры и верхней мантии и с рекомендацией Балтийской секции межведомственного регионального петрографического Совета по европейской части СССР с целью подведения итогов изучения магматизма и металлогении Балтийского щита и определения ближайших задач дальнейших исследований. К настоящему времени достигнуты существенные результаты в изучении геологии, петрографии и металлогении восточной части Балтийского щита (Кольский полуостров, Карелия). На территории региона выполнены геологические, магнитометрические и гравиметрические съемки различных масштабов, в ряде структурных зон осуществлено глубинное сейсмозондирование. Особенно детально изучены районы развития рудоносных комплексов магматических пород с применением колонкового бурения и комплексных методов исследований — петрологических, геофизических, геохимических и др. Многочисленными организациями и учреждениями осуществляются тематические исследования магматических и ультраметаморфогенных образований с целью изучения их структурно-геологического положения, вещественного состава, металлогенической специализации, возраста и происхождения.

Для понимания общих закономерностей проявления процессов магматизма в геологической истории Балтийского щита важную роль сыграли коллективные обобщающие работы по составлению сводных томов «Геологии СССР», а также крупных монографий, посвященных результатам углубленного структурно-петрологического изучения отдельных рудоносных формаций (никеленосные и титаномагнетитовые основного и ультраосновного состава, габбро-щелочные, щелочно-гипербазит-карбонатитовые, нефелин-сиенитовые, щелочногранитовые рапакиви-гранитов, долеритов южной Карелии и другие интрузивные и вулканогенные комплексы нижнего и среднего протерозоя). Результаты комплексных исследований, проведенных на территории Карельско-Кольского региона, обобщены также на обзорных и среднемасштабных государственных геологических картах и путем составления целого ряда специальных карт: металлогенических, тектонических, глубинного строения и структуры земной коры, палеотектонической, петрофизической и др.

В результате всех этих целеустремленных исследований, выполненных большими коллективами геологов-производственников и работников научно-исследовательских институтов, выявлены и в большей или меньшей мере охарактеризованы магматогенные и ультраметаморфогенные образования, выявлены основные черты процессов магматизма в главнейших

структурно-фациальных зонах и установлен характер рудоносности большинства магматических формаций.

Материалы регионального петрографического совещания по магматизму Балтийского щита, помещенные в настоящем сборнике, не только отражают современный уровень наших знаний, но также ориентируют в преодолении имеющихся недостатков в исследовании магматических образований региона, в разработке научно-теоретических основ металлогенических прогнозов, направлении поисково-разведочных работ и обеспечении их высокой эффективности, совершенствовании методик детального геологического изучения и картирования районов развития докембрийских магматических и ультраметаморфических образований.

Редколлегия

С. Д. Покровский, А. В. Синицын,
Е. В. Толмачева

СОСТОЯНИЕ ИЗУЧЕННОСТИ МАГМАТИЗМА КАРЕЛИИ И КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА

Карело-Кольский регион вплоть до конца XIX века в отношении стратиграфии, магматизма и геологического строения представлял собой крайне слабо изученную область. Разительным контрастом служит современное состояние геологической изученности региона, являющегося наиболее детально исследованным докембрийским щитом СССР. Об этом свидетельствует огромное количество печатных сообщений, отчетов и других видов научно-технической информации.

В изучении региона могут быть выделены три больших этапа, различающихся по характеру, задачам и конечным результатам проводившихся геологических работ.

На первом, дореволюционном, этапе изучение района продвигалось крайне медленно. В XVII—XVIII веках изыскания в районе носили чисто старательский характер. Однако в 1702 г. были открыты месторождения меди в Заонежье, в 1732 г. — серебряно-цинково-свинцовые руды на Медвежьем острове и медные руды в устье р. Поноя, а в 1742 г. — Воицкое золоторудное месторождение. В конце XIX века начинают проводиться научные исследования, носившие на первых порах географический характер. К таким работам относятся наблюдения Ф. П. Литке (1828, 1848), описавшего северное побережье Кольского полуострова, исследования М. И. Широкшина (1835), В. Бетлинга (1839), Н. В. Кудрявцева (1880), Г. Гельмерсена (1860), работы П. А. Пузыревского (1868) — автора первого стратиграфического подразделения докембрийских образований северного Приладожья — и исследования других ученых того времени.

В конце XIX века начинается более систематическое изучение геологии Карело-Кольского региона. В нем приняли участие Горный департамент, Российская Академия наук, Русское географическое общество, Русское минералогическое общество, Петербургское общество естествоиспытателей и Финляндское географическое общество. Успехи в изучении района на этом этапе неразрывно связаны с именами таких крупных русских геологов, как А. А. Иностранцев, Ф. Ю. Левинсон-Лессинг, Н. Н. Миклухо-Маклай, А. И. Подгаецкий, М. П. Мельников, а также зарубежных ученых Ш. Рабо (1889), Д. Киля (1873), В. Рамсея (1887—1892, 1897) и многих других.

В первые 15 лет XX века в геологических исследованиях края преобладали работы описательного характера. В этот период были опубликованы монографии С. А. Яковлева и В. Валя о геологии южной и центральной Карелии, работа О. Трюстедта (1907) по Питкярантской группе месторождений олова, работы В. Рамсея, в которых приведено

стратиграфическое подразделение докембрийских толщ района. К этому времени относятся также исследования Е. С. Федорова на западном побережье Белого моря (1904—1905), где им были обнаружены своеобразные породы, названные друзитами. В. М. Тимофеев проводит изучение вулканических образований Заонежья, а С. А. Яковлев и В. Валь — магматических пород юго-восточной Карелии. В этот период были составлены первые геологические карты, в частности карта масштаба 1 : 400 000 района озер Куолаярви—Панаярви и объяснительная записка к ней, написанная финскими геологами.

Следует отметить, что Кольский полуостров на этом этапе оставался менее исследованным, чем Карелия, что было обусловлено главным образом его относительно трудной доступностью. Однако и здесь были сделаны первые шаги в изучении геологии района. Так, в 1901—1902 гг. Е. С. Федоров исследовал Терский берег Белого моря, а западную часть Кольского полуострова в 1900—1904 гг. посетил и описал Б. А. Попов. В 1911 г. начал систематическое изучение северо-западной части Кольского полуострова тогда еще юный А. А. Полканов; в 1915 г. его исследования увенчались открытием железных руд в районе Кольского фиорда. И все же, несмотря на определенные успехи, Карело-Кольский регион к моменту Великой Октябрьской революции с геологической точки зрения в основном оставался белым пятном. Скромные материальные средства, отпускавшиеся для ведения работ, и отсутствие у царского правительства интереса к северным окраинам империи тормозили освоение края.

Таким образом, серьезное геологическое изучение и освоение восточной части Балтийского щита началось только при советской власти. Этот второй, довоенный, этап изучения района может быть охарактеризован как штурм геологии Кольского полуострова и Карелии. В задачи работ периода входило всестороннее исследование практически неизученного региона и поиски месторождений полезных ископаемых. Работы с самого начала стали проводиться широким, все время разраставшимся фронтом. В 1917 г. в связи с постройкой Мурманской железной дороги вдоль ее трассы на Кольском полуострове была проведена первая геологическая съемка (А. А. Полканов, Н. Г. Кассин, В. М. Тимофеев, В. И. Соколов и др.). В ходе этой работы была составлена первая стратиграфическая схема докембрия Кольского полуострова.

В 20-е годы исследования магматизма, геологии и полезных ископаемых Карело-Кольского региона проводились Геологическим комитетом (В. М. Тимофеев, Н. А. Елисеев, П. Д. Низковский и многие другие) и Академией наук СССР во главе с А. Е. Ферсманом. В изучении края в то время принимали участие такие выдающиеся ученые, как А. А. Полканов, В. М. Тимофеев, Н. Г. Кассин, Н. Г. Судовиков, В. К. Котульский, Д. Ф. Мурашов, Б. М. Куплетский, Н. А. Елисеев, П. А. Борисов и Л. Я. Харитонов. Благодаря работам П. А. Борисова в северной Карелии были открыты и изучены месторождения пегматитов и создана отечественная база кварц-полевошпатового сырья. Экспедицией А. Е. Ферсмана при изучении Хибинского массива щелочных пород было открыто крупнейшее месторождение апатита. В районе Мончетундры им были обнаружены признаки сульфидного оруденения и высказан позднее блестяще подтвердившийся прогноз о возможности нахождения здесь месторождения медно-никелевых руд. Примерно в то же время было открыто крупное месторождение ловчоррита и начата разведка пирротиновых руд в Хибинах. Б. М. Куплетский и О. А. Воробьева провели исследование щелочных гранитов центральной части Кольского полуострова, а Н. П. Лупанова описала дайки габбро-диабазов Восточномурманского побережья. В 20-е годы, кроме того, были открыты кристаллические сланцы гряды Кейв, в связи с чем позднее были установлены

месторождения слюды, граната и кианита. К тому же периоду относится открытие А. А. Полкановым комплекса ультраосновных и щелочных пород в районе тундры Гремяха и оз. Вырмес, описанных им в монографии по геологии и петрологии северо-западной части Кольского полуострова. Как одно из важнейших открытий того времени следует отметить найденную С. Д. Покровским девонскую флору в туфогенных породах кровли Ловозерского массива.

Таким образом, геологические исследования этого периода, в результате которых были открыты промышленные месторождения апатита и медно-никелевых руд, коренным образом изменили экономику Мурманской области. Вскоре на базе открытых месторождений были созданы крупные горнопромышленные предприятия. В процессе исследований этого этапа были предприняты первые попытки классификации магматических образований района и установления их возрастной последовательности, впервые были рассмотрены вопросы петрогенезиса и металлогенической специализации интрузивных пород.

Еще более широкими и разносторонними исследованиями геологии Карело-Кольского региона и развитых в его пределах магматических пород характеризуются 30-е годы. В этот период проводятся геологосъемочные и разведочные работы, в ходе которых всесторонне изучались магматические комплексы, совершенствовалась классификация магматических пород региона, вводились поправки в схему последовательности эволюции магматизма докембрия. Геологосъемочные работы выполнялись в основном Ленинградским (позднее Северо-Западным) геологическим управлением, в котором работали Н. Г. Судовиков, Ю. С. Неуструев, К. К. Судиславлев, К. М. Кошиц, В. М. Тимофеев и ряд других известных геологов. По результатам этих работ под руководством В. М. Тимофеева была составлена первая геологическая карта Карелии, даны петрографическое описание выделенных комплексов пород и новая детальная схема стратиграфии докембрия. Составление карты сыграло большую роль в систематизации накопленных данных и в определении направления дальнейшего изучения геологии, магматизма и полезных ископаемых Карелии.

Геологосъемочные работы на территории Кольского полуострова привели к открытию нескольких новых месторождений и районов, перспективных в отношении различных полезных ископаемых. Так, в ходе геологической съемки в 30-е годы Н. С. Зонтовым и Д. В. Шифриным были открыты железорудные месторождения Заимандровского района, К. М. Кошицем — Ено-Ковдорское месторождение магнетита, месторождение мусковита Лейвойва, слюдоносные пегматиты бассейна р. Стрельны, кианитовые сланцы свиты кейв. По материалам изучения геологии Кольского полуострова в 1935 г. П. В. Соколовым и А. М. Шукевичем была составлена первая сводная геологическая карта Мурманской области.

В те же годы Ленинградским геологическим управлением и трестом «Союзредметразведка» была проведена геологическая съемка Хибинских и Ловозерских тундр, выполненная большим коллективом геологов под руководством Н. А. Елисеева. В ходе этих работ, проводившихся с широким применением структурного анализа, было установлено сложное многофазное строение интрузий щелочных пород, выявлена последовательность эволюции магмы. О. А. Воробьевой, С. Д. Покровским и И. М. Герасимовским было открыто Ловозерское месторождение редких металлов. В 1937 г. З. Г. Ушаковой и в 1939 г. М. С. Афанасьевым было проведено изучение своеобразных магматических комплексов ультраосновных и щелочных пород массива Африканды и Хабозерского массива. В результате геологосъемочных работ была установлена перспективность на медно-никелевое оруденение полосы тундр Сальные, Монче, Волчьи,

Чуна и Падос. Западная часть Кольского полуострова исследовалась группой геологов СЗГУ под руководством Д. Ф. Мурашова. В результате проведенных здесь работ был собран богатейший материал по геологии, магматизму, петрологии и генезису никеленосных интрузий основных пород. К тому же времени относятся первые шаги в изучении гранулитовой формации западной части Кольского полуострова.

После составления геологической карты Карелии на территории республики была проведена более детальная геологическая съемка на выделенных перспективных площадях, при этом уделялось большое внимание вопросам геологии магматических образований и связанным с ними проблемам. Исследование архейских образований беломорской Карелии было проведено Н. Г. Судовиковым, выдвинувшим на основе собранного им материала гипотезу о существовании в архее данного района двух эпох диастрофизма, в соответствии с чем он выделил два интрузивных комплекса основных и кислых пород. Именно тогда были заложены основы позднее детально разработанной им теории гранитизации и реоморфизма. Вопросами магматизма и стратиграфии протерозоя южной и восточной Карелии в эти годы занимается Л. Я. Харитонов. На основе обширных новых материалов по геологии, стратиграфии и магматизму Карелии Н. Г. Судовиковым в 1940 г. было начато составление новой сводной геологической карты масштаба, которая в связи с Великой Отечественной войной была издана только в 1946 г. В предвоенные годы на Кольском полуострове впервые в большом масштабе были применены наземные геофизические методы поисков. Таким образом, к 1940 г. Карело-Кольский регион из белого пятна превратился в рудный район с рядом экономически важных месторождений (Ено-Ковдорское, Мончетундра, массивы Хибин и Ловозера, пегматитовые и слюдяные месторождения).

На третьем, послевоенном, этапе изучение Карело-Кольского региона приобретает систематический планомерный характер. Этому в значительной мере способствовала организация двух крупнейших региональных геологических учреждений — Северо-Западного геологического управления (СЗГУ) и Кольского филиала АН СССР, а позднее также Карельского филиала АН СССР. В эти годы наряду с геологосъемочными работами на всей территории региона проводятся тематические исследования по изучению различных магматических и метаморфических комплексов. Под руководством И. В. Барканова и Л. Я. Харитонова коллективом геологов СЗГУ в 1946—1948 гг. на территории Карелии была проведена систематическая съемка и поиски железных руд, слюды, серного колчедана, никеля и меди.

Тематические работы послевоенного периода были посвящены главным образом вопросам геологии, магматизма и минералогии и велись большим коллективом геологов ВСЕГЕИ, СЗГУ, Карельского и Кольского филиалов АН СССР, ЛГУ, ЛГИ и других организаций. Под руководством Д. Ф. Мурашова и С. Д. Покровского (СЗГУ) проводится комплекс работ по изучению печенгской формации. С 1945 г. эту формацию изучают также организации Министерства цветной металлургии СССР (Л. А. Потемкин и Г. В. Уткин). С 1948 г. на всей территории Мурманской области СЗГУ проводит геологосъемочные работы, и в первую очередь на наиболее перспективных площадях области. Попутно ведутся и тематические работы. Так, одновременно со съемкой было обследовано ранее известное, но считавшееся неперспективным медно-никелевое оруденение оз. Ловнозера. При изучении площадей, прилегающих к Енскому слюдоносному району, В. С. Смирнова и А. Е. Великанов открыли новое месторождение мусковита. В 1948—1951 гг. СЗГУ была закончена детальная геологическая съемка массива Африканда и Ковдорского

массива (М. С. Афанасьев и др., 1951; Н. А. Волотовская и др., 1951). Кольским филиалом АН СССР под руководством Н. А. Елисеева проводится изучение минералогии и петрографии руд Печенги, структурно-петрологическое исследование массивов Мончетундры. В этот же период И. В. Бельковым (1946), И. В. Гинзбург (1950), А. А. Чумаковым (1950) и другими исследователями изучаются щелочные граниты центрального водораздела Кольского полуострова. Геологи Кольского филиала АН СССР (С. С. Курбатов, А. Ф. Михайлова) совместно с геологами Ленинградского университета (С. С. Курбатов, Л. Л. Солодовникова, Б. Н. Никулина, Ю. В. Никитин, В. Ф. Барабанов) продолжают изучать минералогию Хибинского массива. Следует особо отметить вклад в изучение магматизма Кольского полуострова Геологического института Кольского филиала АН СССР и исследования геологов Карельского филиала, которыми в 1948—1953 гг. разработана новая схема статиграфии протерозоя, позволившая существенно уточнить возрастное расчленение магматогенных комплексов докембрия.

В послевоенные годы наряду с геологической съемкой разного масштаба проводятся тематические петрологические и минералогические работы по изучению пегматитов Мурманской области и северной Карелии. В этот же период К. Д. Беляевым было открыто Аллареченское медно-никелевое месторождение. Параллельно проводится изучение генезиса медно-никелевых руд и металлогении ультраосновных интрузий, внутреннего строения слагаемых ими тел, распределения в них акцессорных минералов и элементов-примесей; рассматриваются вопросы петрогенезиса и физико-химии магматических процессов. В результате изучения щелочных и ультраосновно-щелочных пород Карело-Кольского региона, в познание которых внесли большой вклад Н. А. Волотовская, Ц. Г. Зяткинд, С. И. Зак и А. А. Кухаренко, они подразделены на каледонские и герцинские интрузии, кроме которых выделен еще и протерозойский комплекс щелочных пород. В самостоятельную формацию выделены палеозойские долериты. Наименее изученными и нерасчлененными вследствие наложения нескольких фаз метаморфизма долго оставались гранитоиды региона. В последние годы этот комплекс подвергся тщательному изучению, предпринятому несколькими коллективами геологов. Результаты этих работ обобщены в ряде монографий Кольского филиала АН СССР и Института геологии и геохронологии докембрия АН СССР. Последним внесен также существенный вклад в изучение геологии, магматизма и метаморфизма Беломорья, северного Приладожья, западной Карелии и широко развернуты радиогеохронологические исследования докембрийских образований региона.

Послевоенный этап характеризуется многообразием методов изучения магматических пород. Так, например, в широкую практику вошли методы аэромагнитной и аэрогамма-съемки. Применяются структурный и микроструктурный анализы, различные геохимические методы, изучаются парагенетические ассоциации, начинают применяться методы математической статистики, детально исследуются минералогия и петрология массивов, а также физико-химические условия их образования и геохронология магматических образований. Большое значение на этом этапе работ приобрели жизненно важные с точки зрения как теории, так и практики разнообразные металлогенические исследования. Первые шаги в этом направлении были сделаны Т. В. Билибиной и Л. Я. Харитоновым. Позднее это направление получило глубокое развитие в работах И. В. Барканова и Е. К. Козлова.

К настоящему времени вся площадь Карелии и Кольского полуострова покрыта геологической съемкой среднего масштаба, 60% площади Кольского полуострова и около 40% Карелии покрыты съемкой круп-

ного масштаба, детальные геологические карты составлены для всех важных горнорудных районов. Отстает геологическая съемка юго-восточной части Балтийского щита на территории Архангельской области.

Подводя итоги изученности магматизма Карело-Кольского региона, необходимо отметить существование большого количества тематических карт, сводных работ, монографий и статей по изучаемой территории, а также выход в свет соответствующих томов «Геологии СССР», суммирующих обширные геологические знания по региону.

Несмотря на большие успехи в изучении магматизма Карело-Кольского региона, к настоящему времени еще не достигнуто единообразие в понимании ряда кардинальных проблем магматизма района. Существует несколько схем эволюции докембрийского магматизма, но ни одна из них не является полностью обоснованной фактическим материалом, и поэтому необходимы дальнейшие, более глубокие исследования. Определенная систематизация накопленного материала и выработка единой схемы последовательности магматизма может быть, вероятно, произведена при намечаемом составлении карты магматических формаций восточной части Балтийского щита.

В настоящее время, продолжая изучение магматизма района, необходимо более широко и более целеустремленно применять современные геохимические, математические, геолого-петрологические и геофизические методы, призванные обеспечить дальнейшее развитие поисков и разведки полезных ископаемых в связи с интрузивными породами. Эти методы позволят перейти к более эффективным поискам месторождений на закрытых площадях и глубоких горизонтах земной коры.

К. А. Шуркин, Ф. П. Митрофанов

МАГМАТОГЕННЫЕ И УЛЬТРАМЕТАГЕННЫЕ КОМПЛЕКСЫ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА И ИХ КОРРЕЛЯЦИЯ НА ОСНОВЕ ПРИНЦИПОВ ФОРМАЦИОННОГО АНАЛИЗА

Магматические образования Балтийского щита первоначально относились к четырем тектоно-магматическим циклам: постсвионийскому (I архейская группа), постботнийскому (II архейская группа), посткарельскому (III нижнепротерозойская группа) и иотнийскому (IV верхнепротерозойская группа); кроме того, выделялась группа палеозойских интрузий (Sederholm, 1930; Тимофеев, 1935; Полканов, 1939; Судовиков, 1937).

В послевоенные годы эта схема подверглась изменению в связи с принятием трехчленного деления протерозоя. Стали выделяться группы магматических пород — ранняя и поздняя архейские, ранняя и поздняя нижнепротерозойские, среднепротерозойская, верхнепротерозойская и палеозойские с подразделением последних на каледонские и герцинские. В общей сложности было выделено 8 возрастных групп.

Другая схема возрастного расчленения кристаллических образований Балтийского щита, основанная на радиохронометрических данных, была предложена А. А. Полкановым и Э. К. Герлингом (1958, 1961). В этой схеме, составленной главным образом на основании данных определения возраста метаморфических и интрузивных пород калий-аргоновым (K-Ar) методом, выделялось 9 тектоно-магматических циклов и соответственно

18 возрастных групп интрузивных и ультраметагенных комплексов, в том числе 16 докембрийских — от катархея до рифея включительно.

В настоящее время после уточнения K-Ar-определений другими радиологическими методами, по-видимому, можно говорить о проявлении в докембрии Карело Кольского региона крупных этапов магматической деятельности: 1) докарельского (архейского), 2) раннекарельского, 3) позднекарельского и 4) верхнепротерозойского или гиперборейского. Что касается катархейских комплексов и расчленения архейских гранитоидов на две группы, то этот вопрос, по нашему мнению, пока остается открытым и в предлагаемой ниже схеме возрастной корреляции не учитывается.

В настоящее время одной из актуальных задач является разработка схем корреляции магматических образований на формационной основе как для отдельных крупных структурно-фациальных зон, так и для региона в целом.

Переходя к характеристике предлагаемой схемы корреляции, прежде остановимся на принятых нами понятиях и геотектонической основе.

Большинство петрографов вслед за Ю. А. Кузнецовым (1964) считают целесообразным пользоваться терминами «комплекс» и «формационный тип», или «формация». В формулировке авторов понятие «магматический» или «м а г м а т о г е н н ы й к о м п л е к с» обозначает конкретную совокупность комагматических горных пород, близких по времени и тектоническим условиям образования. Иначе говоря, речь идет о естественном сообществе пород, связанных происхождением из одного или нескольких одновременно сосуществующих магматических очагов, рождавших интрузивные тела разной глубинности становления и (или) эффузивно-пирокластические образования в пределах одной структуры и на определенной стадии ее развития. В тех случаях, когда недостает необходимых сведений, следует, видимо, пользоваться неопределенным термином «а с с о ц и а ц и я».

«М а г м а т и ч е с к а я ф о р м а ц и я» является абстрактным понятием, отражающим наиболее устойчивые особенности нескольких конкретных комплексов, вещественно близких, возникших в сходной тектонической обстановке в процессе развития однотипных структур земной коры. При объединении комплексов в формации учитывается их вещественный состав и приуроченность к определенным стадиям развития однотипных структур, но не учитывается возраст пород, так как формации могут повторяться в истории развития земной коры.

Для докембрия, особенно нижнего, специфичны гранит-мигматитовые комплексы пород, представляющие результат проявления совокупности ультраметаморфических процессов. В связи с этим необходимо ввести понятие «у л ь т р а м е т а г е н н ы й к о м п л е к с», которым обозначается конкретная ассоциация изофациальных глубинных горных пород, сформированных в течение единого этапа развития процессов ультраметаморфизма в данной структуре в результате взаимодействия твердого вещества литосферы с возникшими на месте и (или) привнесенными гранитоидными расплавами и гранитизирующими флюидами и растворами. Соответственно у л ь т р а м е т а г е н н а я ф о р м а ц и я — это абстрактное понятие, отражающее главные особенности нескольких ультраметагенных комплексов, характеризующихся сходным вещественным составом, а также геологической и термодинамической обстановкой образования в процессе развития однотипных структур земной коры. Ультраметагенные комплексы возникают в условиях гранулитовой (чарнокит-мигматиты) и амфиболитовой (гранит-мигматиты) фаций метаморфизма.

Из приведенных определений видно, что для характеристики «комплексов» нужна меньшая информация, чем для выделения «формационных

типов». В основе выделения последних лежит установление взаимосвязи магматогенных и ультраметагенных пород определенного вещественного состава и фациальной принадлежности не только с однотипными структурами, но и с одинаковыми стадиями их развития, включая отдельные фазы тектогенеза. На Балтийском щите такая степень изученности большинства структурно-фациальных зон еще не достигнута, и по этой причине рассмотрение всех известных здесь магматогенных и ультраметагенных образований в формационном аспекте пока затруднительно. В настоящее время более целесообразно ограничиться их корреляцией на уровне комплексов путем сопоставления главнейших структурных зон (таблица) с указанием тех комплексов, которые, по-видимому, могут рассматриваться как весьма вероятные формационные типы, поскольку они характерны не только для Карело-Кольского региона, но и для других областей докембрия (отмечены в таблице).

В качестве тектонической основы нами принята известная схема районирования восточной части Балтийского щита, согласно которой здесь выделяются три крупнейшие структурные области: Беломорский блок архея и обрамляющие его Кольская и Карельская зоны карелид сложного внутреннего строения. В развитии последних, согласно К. О. Кратцу и др., устанавливается геосинклинальный этап (ранние карелиды) и этап «завершенной складчатости» (поздние карелиды), после которого обе зоны вместе с Беломорским срединным массивом вошли в состав Фенносарматской платформы. Эта схема была положена в основу целого ряда листов государственных геологических карт разного масштаба и принята для международной тектонической карты Европы масштаба 1 : 2 500 000 (1964 г.). В последние годы она подтверждена региональными геофизическими данными и соответствует региональной стратиграфо-геохронологической шкале докембрия восточной части Балтийского щита, одобренной в 1967 г. Межведомственным совещанием по стратиграфии и геохронологии региона.

При анализе геологической истории докембрия Балтийского щита авторы приняли выделенные ими ранее этапы формирования земной коры в раннем докембрии (Шуркин, Митрофанов, 1969): I — прогеосинклинальный (προ — перед, до), II — протогеосинклинальный (πρωτος — первый) и III — этап стабилизации древних платформ. Каждому этапу отвечают свои особенности строения земной коры с определенными типами структур. При выделении палеоструктур авторы опирались на палеотектонические карты нижнего докембрия СССР, составленные в 1967 г. в ИГГЕД АН СССР под руководством К. О. Кратца. Выделенные этапы для Балтийского щита отвечают: I — архею в целом, II — нижнему протерозою, III — среднему протерозою. Следующий за ними IV — платформенный этап соответствует вместе взятым верхнему протерозою (рифею или гиперборею региональной шкалы) и палеозою, в котором завершается формирование магматических пород на этой территории.

Эти этапы разделяются геохронологическими рубежами, установленными на региональном материале комплексом радиологических методов (лаборатория Э. К. Герлинга — ИГГЕД, лаборатория А. И. Тугаринова — ГЕОХИ и др): архей—протерозой — 2600 ±150, нижний—средний протерозой — 1900 ±100, средний—верхний протерозой — 1650 ± ± 50, верхний протерозой—палеозой — 600 млн лет. Эти рубежи отвечают принятым в общесоюзной геохронологической шкале.

На этой основе произведена корреляция магматических и ультраметагенных образований, развитых в каждой из выделенных структурных зон — в пределах антиклинорных и синклинорных структур карелид Карелии и Кольского полуострова, отдельно для северного Приладожья, в Беломорском массиве и в зонах его сочленения с каре-

лидами (таблица). В каждом случае использовались все имеющиеся литературные данные по вещественному составу, структурному положению и генезису пород. Во многих случаях этих данных оказалось достаточно для выделения пород в качестве конкретных комплексов, но в ряде мест, где развиты пространственно совмещенные, вещественно близкие, неразделенные породы, они оставлены под наименованием «ассоциаций». Сходные комплексы, отмеченные в однотипных структурно-фациальных зонах карелид Карелии и Кольского полуострова, выделяются как формационные типы.

Не останавливаясь на характеристике отдельных комплексов и формаций, что составляет отдельную задачу, кратко отметим лишь некоторые наиболее существенные черты проявления магматизма и ультраметаморфогенных гранитообразующих процессов на каждом из четырех этапов развития земной коры в пределах восточной части Балтийского щита.

Группа комплексов прогеосинклинального этапа* охватывает магматогенные и ультраметагенные образования архейского тектоно-магматического цикла, распространенные в пределах Беломорского срединного массива и фундамента карелид Карелии и Кольского полуострова в тех участках, где последний не был позднее полностью структурно и вещественно переработан. На основании структурных и геофизических данных можно думать, что фундамент карелид представляет собой часть беломорской прогеосинклинальной области. Отдельного замечания заслуживает «кольская серия», в районе развития которой в Центральном Кольском блоке в последнее время выявлен гранито-гнейсовый и чарнокит-гранулитовый фундамент (Бондаренко, Дагелайский, 1968). Эта серия без пород фундамента по структурно-геологическому положению и литологическим особенностям уже давно коррелируется с гимольской и другими железорудными толщами (Л. Я. Харитонов, В. М. Чернов и др.), что позволяет и нам предположительно рассматривать ее вместе с принадлежащими ей магматическими и ультраметагенными образованиями в составе протогеосинклинальной группы (нижний протерозой).

Магматизм древнейшего прогеосинклинального этапа начинается с основных вулканитов и с формирования специфической только для этого этапа комагматической серии гиперстеновых диоритов—габбро-лабрадоритов—норитов-перидотитов (друзиты Беломорья). Гиперстеновые метадиориты и метагаббро-гипербазит-амфиболиты также присутствуют в фундаменте кольской серии, но нигде не прорывают последнюю (Л. П. Бондаренко, В. Б. Дагелайский).

Наиболее распространенными и геологически значимыми в древнейшей группе комплексов являются соскладчатые ультраметагенные гранитоиды и мигматиты, частью, возможно, чарнокит-мигматиты (в фундаменте кольской серии). Характерно резко подчиненное развитие перемещенных позднескладчатых гранитов, образующих редкие и мелкие, чаще жильные тела, почти одновременные с позднеорогенными друзитами.

Группа комплексов протогеосинклинального этапа представлена более разнообразными вулканогенными, интрузивными и ультраметагенными породами разного состава, что связано с усложнением строения земной коры, в частности, с появлением относительно стабилизированного Беломорского срединного массива, с внутренней тектонической дифференциацией первичных геосинклинальных

---

* Группа комплексов — совокупность ультраметагенных и магматогенных комплексов одного полного цикла тектонического развития конкретной структурной зоны (геосинклинальной области, системы, пояса, платформы).

зон, со специфическим режимом зон глубинных разломов, разделяющих эти крупные структурные блоки земной коры.

Среди мобильных структур протогеосинклинального этапа в докембрийских регионах СССР выделяются подвижные зоны двух типов: 1) заложенные на коре с гранито-гнейсовым слоем — материковые протогеосинклинальные системы и 2) возникшие на окраинах древнейших протоплатформ — окраинные или внематериковые протогеосинклинали. Карелиды Балтийского щита (и Русской плиты) являются примерами протогеосинклиналей первого типа.

Для них характерны на начальной стадии развития базальтовые и андезит-дацитовые вулканиты, с которыми ассоциируют железные руды (лептитовая формация), и спилит-кератофировые комплексы. В зонах глубинных разломов возникают интрузивные тела чарнокитов и габбро-анортозитов (Кейвы, Главный хребет?).

Необычайно широко и разнообразно представлены гранитоидные комплексы инверсионной и постинверсионной стадий. Повсеместно выявлены комплексы гранитоидов главной фазы складчатости или серии гранитоидов, включающие одновозрастные ультраметагенные образования фундамента карелид (реоморфиты — анатектиты существенно гранодиоритового и плагиогранитного состава), автохтонные и субавтохтонные существенно натриевые гранитоиды в низах геосинклинальных толщ, перемещенные вверх трондьемиты и гранодиориты. В некоторых зонах образуются комплексы соскладчатых ультраметагенных (в том числе анатектитовых) чарнокит-мигматитов. Эти гранитоиды в отношении оруденения кажутся стерильными.

Несколько позднее при частичной консолидации фундамента образуются плагиомикроклиновые гранитоиды — часто метасоматические, порфиробластические, мигматитообразующие, реже представленные телами интрузивных гранитов — аляскитовых, аплитовидных, пегматоидных, турмалиновых, грейзенизированных. Нередко они сопровождаются пегматитами, в том числе и рудоносными; иногда сами граниты обнаруживают признаки рудоносности и, по-видимому, играют важную роль в формировании колчеданных месторождений метаморфогенного происхождения во вмещающих вулканогенно-осадочных толщах. Эти граниты отмечены во всех структурно-фациальных зонах; они образуют вместе со соскладчатыми единые ряды гранитоидных комплексов и формаций. Завершаются эти ряды трещинными интрузиями существенно калиевых гранитов и комагматичными с ними кварцевыми порфирами.

Гранитоидный магматизм вызывает возрастание мощности гранито-гнейсового слоя, способствует смене складчатой тектоники глыбовой кинематикой, что приводит к развитию дайкового комплекса габбро-диабазов.

Группа комплексов этапа завершенной складчатости не содержит ультраметагенных образований. Магматизм этого этапа начинается с образования вулкано-плутонических комплексов. Ранний — ятулийский представлен главным образом эффузивно-пирокластическими производными толеито-базальтовой магмы, с которыми связаны медные рудопроявления. Гипабиссальные интрузии габбро-диабазов в этом комплексе встречаются, но они не характерны. По-видимому, сюда же можно включать три нижних покрова Печенги и серию имандра-варзуга без верхней части разреза.

Более поздний, суйсарский, вулкано-плутонический комплекс связан, видимо, с более глубокими разломами, идущими до поверхности Мохо. Этот комплекс представлен как эффузивными, так и интрузивными образованиями. Характерной чертой является присутствие среди базальтоидных эффузивов пикритовых лав, а среди синхронных с ними

интрузий, наряду с габброидами, также гипербазитов, нередко дифференцированных, никеленосных или (и) с титаномагнетитовым оруденением (Печенга). Кажется, есть достаточные основания (Козлов и др., 1967) включать в этот комплекс и все крупные расслоенные интрузии перидотит-пироксенит-норитового и габбро-лабрадоритового состава, приуроченные к глубинным, а также межформационным разломам (Монча, Федорова тундра, Панские высоты, Оланга, Ципринга и др.).

Другие комплексы этапа стабилизиции древней Фенносарматской платформы достаточно хорошо известны. Это многофазные габбро-щелочные интрузии Елеть-озера и Гремяха-Вырмес, несущие комплексную рудную минерализацию; разнообразные граниты — порфировидные (Ара, Порьяс и др.), щелочные (Кейвы и др.) и рапакиви, а также завершающие средний протерозой габбро-диабазы с титаномагнетитовым оруденением (Прионежье, Приладожье). Все эти разнообразные комплексы относятся уже к классу платформенных интрузий. Гранитоиды данной группы нередко сопровождаются специфической рудной минерализацией в экзоконтактовых зонах и в жильных образованиях.

Комплексы и формации последнего — платформенного этапа принадлежат нескольким тектоно-магматическим циклам: рифейскому (базальтовые и андезит-дацитовые вулканиты южной Карелии, габбро-долериты Кольского полуострова), каледонскому (гипербазит-щелочно-карбонатитовые интрузии центрального типа, лампрофировые дайки и эксплозивные брекчии) и герцинскому (пикритовые и другие порфириты ловозерской свиты, нефелиновые сиениты). Все вместе они составляют надгруппу комплексов и формаций, развитых также на других древних платформах. Их важное рудогенное значение общеизвестно.

В заключение подчеркнем, что процессы магматизма на всех этапах формирования Балтийского щита обнаруживают зависимость и взаимосвязь с развитием структуры земной коры. С изменением тектонического режима изменялась относительная роль продуктов кристаллизации базальтовой магмы и гранитоидов различного происхождения.

Вулканиты кислого состава уверенно выделяются только с протогеосинклинального этапа; щелочные породы появляются впервые на этапе стабилизации. Некоторые комплексы основного и кислого состава появляются многократно и в разных структурных зонах. Возникновение их в разной тектонической обстановке обусловливает разницу их состава и соответственно различную формационную принадлежность.

Авторы надеются, что предлагаемая корреляционная схема поможет дальнейшему формационному изучению магматогенных и ультраметагенных пород региона. Формационный анализ представляется наиболее перспективным для установления ведущих геологических и петрологических закономерностей размещения полезных ископаемых, генетически и парагенетически связанных с определенными комплексами и формациями магматогенных и ультраметагенных пород.

ЛИТЕРАТУРА

Бондаренко Л. П., В. Б. Дагелайский. Геология и метаморфизм архея центральной части Кольского полуострова. Изд. «Наука», Л., 1968.

Герлинг Э. К., А. А Полканов. Проблема абсолютного возраста докембрия Балтийского щита. Геохимия, № 8, 1958.

Козлов Е. К., Б. А. Юдин, В. С. Докучаева. Основной и ультраосновной комплексы Монче-Волчьих-Лосевых тундр. Изд. «Наука», Л., 1967.

Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. Изд. «Недра», М., 1964.

Полканов А. А. Дочетвертичная геология Кольского полуострова и Карелии, или наиболее восточной части Фенноскандинавского кристаллического щита. Междунар. геол. конгресс. Тр. XVII сессии, т. II, М., 1939.

Полканов А. А., Э. К. Герлинг. Геохронология и геологическая эволюция Балтийского щита и его складчатого обрамления. Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. 12, 1961.

Судовиков Н. Г. Краткий обзор дочетвертичной геологии Карелии. Междунар. геол. конгресс, XVII сессия, Путеводитель, Северная экскурсия, Карельская АССР, М.—Л., 1937.

Тимофеев В. М. Петрография Карелии. Изд. АН СССР, М.—Л., 1935.

Шуркин К. А., Ф. П. Митрофанов. Магматизм в истории развития нижнего докембрия. В сб. «Проблемы связи тектоники и магматизма», изд. «Наука», М., 1969.

Sederholm Y. Y. Preanaternary Rocks of Finland. Bull. Comm. Geol. Finl., № 91, 1930.

Г. А. Поротова, Н. Н. Болгурцев

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БАЛТИЙСКОГО КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО ЩИТА И НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ СВЯЗИ С НИМ МАГМАТИЗМА

Глубинное строение восточной части Балтийского кристаллического щита в общем еще мало изучено. Некоторые представления о строении и составе современной земной коры, прошедшей очень длительный этап развития, дают выполненные в последние годы под руководством И. В. Литвиненко профильные сейсмические исследования (ЗГТ, ЛГИ, а в первые годы работ и ВСЕГЕИ), материалы и результаты интерпретации площадной гравиметрической и аэромагнитной съемок, петрохимический состав метаморфических и в особенности магматических комплексов пород, наблюдаемых в верхней части разреза земной коры, а также различного рода научно-теоретические соображения.

По отдельным профильным пересечениям, выполненным через ряд крупных структурно-фациальных зон Балтийского щита сейсмическим методом, установлено слоисто-блоковое строение земной коры. Наиболее отчетливо (в среднем на глубине 35—40 км) выделяется подошва земной коры, или поверхность Мохоровичича, с более или менее постоянными значениями скорости распространения упругих волн (около 7.8—8.2 км/сек.). Менее выдержанными и устойчивыми, на наш взгляд, являются границы раздела внутри коры — так называемая поверхность «гранулит-базитового слоя» (по терминологии В. В. Белоусова) с $v_г$ от 6.4 до 7.8 км/сек., а также вышележащего «гранитного слоя» с $v_г$ от 5.4 до 6.4 км/сек. и другие промежуточные границы.

Изменение положения границы разделов в вертикальном разрезе и их физических параметров (имеется в виду упругость и плотность) связано с эволюцией сиалической и симатической частей коры, протекающей неравномерно во времени и пространстве в период тектономагматических циклов, и зависит в основном от термодинамических условий среды, интенсивности процессов регионального метаморфизма и гранитизации. Поэтому естественно, что горизонтальное расслоение коры по упругим свойствам присуще в основном ее более глубоким горизонтам. В верхних частях коры для неоднородных по составу осадочно-вулканогенных толщ в большинстве случаев устанавливается наклонное положение отражающих границ с тенденцией выполаживания углов падения с увеличением глубины, в соответствии с характером залегания и внутренней структурой структурно-тектонических зон (Печенгская, Имандра-Варзугская и другие зоны).

С использованием полученных данных сейсмических работ для оценки изменения мощности коры по всей рассматриваемой территории были выполнены различные трансформации карт аномалий поля силы тяжести.

На основании построенной карты региональных аномалий силы тяжести сотрудниками тематической партии Западного геофизического треста (Цирульникова, Чечель, Шустова и др., 1968) составлена схема изомощностей коры восточной части Балтийского щита. При этом на рассматриваемой территории ими выделено три крупных блока земной коры: Беломорский (с наименьшей мощностью коры около 30 км), Ботнический (с наибольшей мощностью коры до 42 км), Мурманский (с центром в акватории Баренцева моря), мощность его оценивается примерно 30 км.

В южной части Балтийского щита намечено три менее крупных блока: Северо-Онежский, Южно-Онежский (с мощностью коры до 40 км) и Ладожский (последний выделен менее уверенно). Таким образом, максимальная амплитуда изменения мощности коры рассматриваемой части щита составляет 12 км.

При выделении блоков «гранитного слоя» коры различной мощности была использована схема распределения плотностей пород щита и сделано предположение о постоянстве ее до глубины 6 км.

На основании принятых допущений и выполненных трансформаций поля Δg были выявлены участки увеличенной и уменьшенной мощности «гранитного слоя», против условно принятого так называемого 6-километрового гравитационно-активного слоя. Несмотря на определенную условность выполненных построений, полученные данные в ряде случаев хорошо согласуются с вышеприведенными сведениями о мощности коры, наблюдаемыми физическими полями, а также новейшими и современными движениями.

Так, в северо-западной части Беломорья, в пределах Ботнического блока земной коры большой мощности, отмечается и максимальная мощность гранитного слоя. Известно также, что эта часть щита воздымается (по сравнению с его окраинами) и является несколько «асейсмичной». Наличие в этой области регионального минимума поля силы тяжести, а местами и слегка повышенного магнитного поля свидетельствует о разуплотнении гнейсовых толщ и их основания вследствие широкого развития здесь метаморфо-метасоматических процессов.

При рассмотрении блоков земной коры и частично ее «гранитного слоя» устанавливается, что областям наибольших градиентов в мощности земной коры (или переходным зонам сочленения со средней мощностью коры 37—38 км) соответствуют и зоны максимальных градиентов поля силы тяжести. В ряде случаев к ним приурочены полосовые, линейные и локальные магнитные аномалии поля ΔT, что отражает интенсивную магматическую деятельность таких зон, а также тектонические нарушения, известные как по геологическим, так и по геофизическим данным.

Очевидно, зоны сочленения блоков коры с различной мощностью являются областями максимальных тектонических напряжений и интенсивной магматической деятельности. И действительно, к ним приурочена серия глубинных магматических пород различного состава и возраста: интрузии габбро-перидотитовой и дунит-гипербазитовой формаций среднего и нижнего протерозоя, а возможно и архея, несущие месторождения медно-никелевых руд или признаки этого типа оруденения (Печенгский и Аллареченский районы, Серпентинитовый пояс, районы Волчьих — Монче-тундр, Панских высот, Ветреного пояса); интрузии щелочно-габброидной формации среднего протерозоя, несущие залежи титано-магнетитовых и ильменитовых руд, а также признаки редкометального и редкоземельного оруденения; пояса герцинских интрузий щелочной нефелин-сиенитовой и каледонской щелочно-ультраосновной формаций с присущей им металлогенией.

К зонам сочленения блоков коры различной мощности тяготеет и большинство синклинориев карельского тектогенеза: Печенгский,

Имандра-Варзугский, Шомбозерский, Шуезерский, Ветреный пояс и некоторые другие.

В целом такие области сочленения блоков коры можно рассматривать как зоны глубинных разломов. По-видимому, они рассекают всю земную кору, что подтверждается не только характером развитого в их пределах магматизма, но и данными сейсмических исследований, и являются долгоживущими.

По данным гравиметрической съемки (В. Д. Миронов, И. А. Пахтель и др.), а также по материалам аэромагнитной съемки на юге Балтийского щита выявлена новая крупная зона тектонических нарушений северо-восточного направления. Как и другие, она состоит из серии оперяющих крупных и более мелких тектонических нарушений и сопровождается интенсивно проявленной магматической деятельностью (рисунок). Нам представляется, что эта зона фиксирует огромный «флексурный перегиб» в слоях коры щита, некогда намеченный А. А. Полкановым в области сочленения его с платформой. Зона прослеживается на протяжении более 250 км, сечет структуры Онежско-Ладожского перешейка, акваторию Онежского озера и Восточного Заонежья. Образование флексуры и сопровождающих ее разломов связано с дифференциацией симатической части коры и подъемом магм преимущественно габбро-перидотитовой формации в конце среднего и, возможно, начале верхнего протерозоя.

В пределах этой так называемой Ладожско-Онежско-Бураковской зоны разломов известны крупные и мелкие интрузии основных и частью ультраосновных пород, а также дайки габбро-диабазов. Большинство из них только намечено по комплексу геофизических данных. Наиболее крупная, Бураковская, аномалия этой зоны проверена бурением, в результате чего была выявлена крупнейшая на щите дифференцированная габбро-норит-пироксенитовая интрузия, детально еще не изученная.

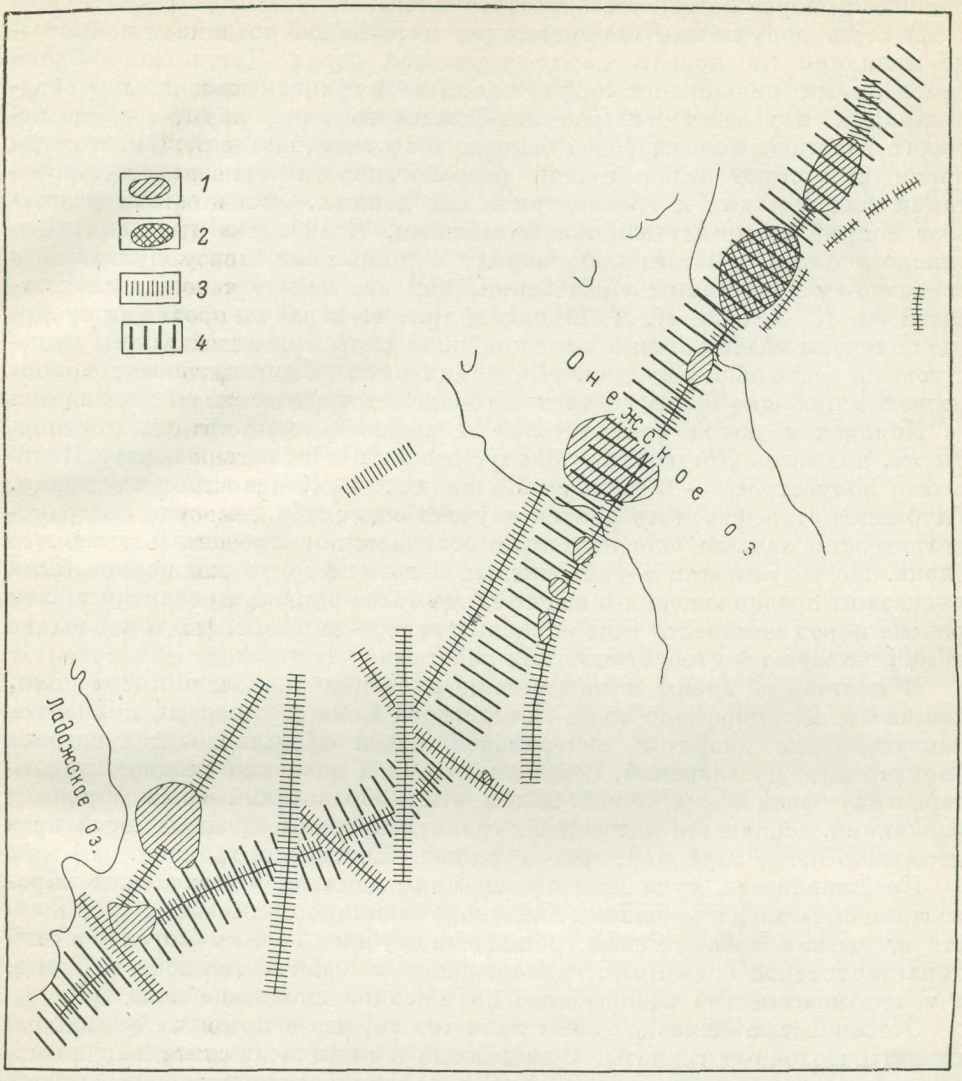
Интересные особенности строения и состава земной коры получены по комплексу геофизических данных для ряда структурных зон и блоков восточной части Балтийского щита. Наиболее полно геофизическими методами, да и в геологическом отношении, изучен так называемый Лоттинский блок, расположенный на северо-западе Мурманской области.

Лоттинский блок сложен преимущественно породами норит-диоритовой серии, образующими по общепринятым представлениям межформационную пластовую интрузию в толще гнейсов. Для него характерно в общем повышенное поле силы тяжести и положительное магнитное поле ΔT с переменными значениями напряженности, а также наличие отдельных полосовых аномалий. В северной и западной частях блока отмечается наличие локальных минимумов силы тяжести, обусловленных развитием более легких гранитизированных пород (гнейсов и мигматитов). В южных и восточных частях структуры развиты более основные и плотные образования той же серии, характеризующиеся повышенными значениями поля Δg.

Полосовые положительные аномалии поля ΔT (интенсивностью до 1000—2000 гамм) приурочены к краевым и частично центральным частям блока. Они связаны преимущественно с зонами интенсивной гранитизации и мигматизации пород диоритового комплекса, контролируемыми тектоническими нарушениями.

В целом для всего блока по геофизическим данным установлена сложная система дизъюнктивных нарушений различной ориентировки, протяженности и глубины заложения. Наибольшее значение имеют разломы широтной и субширотной ориентировки, контролирующие, как нам представляется, и размещение интрузий, частью рудоносных. С юга и востока блок ограничен зонами глубинных разломов, которые отчетливо фиксируются большими градиентами поля силы тяжести, а также по данным сейсми-

ческих исследований. К этим шовным зонам пространственно тяготеют амфиболиты, гранатовые габбро и анортозиты. Вероятно, форма блока в процессе дальнейшего развития региона не оставалась постоянной и отдельные части его вовлекались в более поздний, протерозойский, тектоге-



Зона тектонических нарушений северо-восточного простирания в южной части Балтийского щита.

1 — интрузии основных и ультраосновных пород, намеченные по локальным аномалиям силы тяжести и аномалиям магнитного поля ΔT_a; *2* — интрузии основных и ультраосновных пород, установленные по данным гравиметрической и аэромагнитной съемки; *3* — разломы, намеченные по материалам аэромагнитной и частью гравиметрической съемок; *4* — зона глубинных разломов в области сочленения щита с платформой.

нез, чем, возможно, и объясняются менее четкие границы его в северной и северо-западной частях.

По профилю ГСЗ (глубинное сейсмозондирование), пересекающему Лоттинский блок с севера на юг, на глубине около 3—4 км получена граница раздела со скоростью $v_г = 6.3$—6.7 км/сек. Такая скорость не характерна для вмещающих гранито-гнейсовых толщ, а присуща породам среднего и основного состава.

Расчет аномалий силы тяжести в районе Сальных тундр, выполненный М. К. Поляк и А. В. Ивановым, показал отсутствие на этом участке мощного «гранитного слоя» коры на глубине, вследствие чего они высказали предположение о переходе пород норит-диоритовой серии непосредственно в образования «базальтового слоя».

В свете полученных геофизических материалов возникает вопрос — не являются ли породы норит-диоритовой серии Лоттинского блока измененными, сильно метаморфизованными и гранитизированными образованиями верхней части гранулит-базитового слоя коры, глубже которого залегают породы более основного состава (базальт?). В настоящее время вследствие недостаточной разработанности методики интерпретации сейсмических и гравиметрических данных, окончательно решить этот вопрос не представляется возможным. Если же в пределах Лоттинского блока действительно наряду с диоритами широко развиты и осадочно-вулканогенные образования, как это полагает ряд исследователей (Е. К. Козлов, К. Д. Беляев и др.), то в районе Сальных тундр, где получены максимальные значения поля силы тяжести, должны существовать подводящие вулканические аппараты. Разрешить этот вопрос позволят будущие более детальные геолого-геофизические исследования.

Комплексы пород гранулитовой и амфиболитовой фаций метаморфизма, подобные Лоттинскому блоку, развиты и на южном берегу Кольского полуострова — в районе Колвицких и Кандалакшских тундр. Глубинное строение этого района изучено еще слабо, но, судя по гравиметрическим данным, оно несколько отличается от строения Лоттинского блока. По результатам аэромагнитных и гравиметрических съемок были высказаны предположения о значительно более широком развитии в этом районе пород комплекса гиперстеновых гнейсо-диоритов, что в последние годы подтверждено геологическими работами.

В настоящее время исследователи проводят аналогию в строении, составе и метаморфизме толщ Лоттинского блока с породами комплекса гиперстеновых диоритов центральной части Кольского полуострова (Бондаренко, Дагелайский, 1968), имеющими и довольно сходную характеристику физических полей. Блок этих образований тоже обрамлен разломами, породы его интенсивно гранитизированы, а эрозионный срез несколько менее глубокий, чем в районе Лоттинского блока.

Представляется, судя по геофизическим данным, что подобные образования имеются и в основании Кейвского синклинория. Об этом свидетельствует четкая сейсмическая граница на глубине 3—4 км со скоростной характеристикой 6.4 км/сек., аналогичной таковой Лоттинского блока, а также повсеместно наблюдаемое повышенное магнитное поле ΔT.

Особенностью Кейвской зоны является то, что в пределах ее широко развиты щелочные граниты, а связанный с ними исключительно интенсивный щелочной метасоматоз привел к разуплотнению толщи гнейсов кейвской серии и вмещающих пород основания. Очевидно, в связи с этими особенностями состава и метаморфизма Кейвской синклинорной зоны мы наблюдаем над ней региональный минимум поля силы тяжести, в отличие от всех других синклинорных зон щита (Поротова, Сипакова, 1963). Заметим также, что в связи с относительной близостью здесь гранулит-базитового слоя (всего на глубине 3—4 км) по краевым шовным зонам и внутренним разломам выходят амфиболиты, габбро и, что особенно важно, анортозиты — типичные глубинные образования шовных зон.

На Терском берегу юго-востока Кольского полуострова и далее над акваторией горла Белого моря гравиметрической съемкой выявлены значительные по размерам и протяженности зоны повышенных и высоких значений Δg, имеющие отчетливую северо-западную ориентировку, в общем согласную с простиранием древних структур центральной части

Кольского полуострова, но не согласную с простиранием карелид Имандра-Варзугской и Кейвской зон. Здесь известна Пялочная дифференцированная интрузия пород среднего и основного состава, а также широко развиты амфиболовые гнейсы, амфиболиты, породы состава габбро- и габбро-норитов. Думается, что Пялочный блок заслуживает внимания и более детального изучения и может быть сопоставлен с Лоттинским блоком.

Очевидно, к подобным древним блокам коры щита следует отнести и Мурманский блок в северо-западной части Мурманского массива Мурманской антиклинорной зоны. Этот блок характеризуется также в общем повышенным и переменным полем ΔT и слегка повышенным полем силы тяжести. Повышенные магнитные поля наблюдаются в основном над диоритами, гранодиоритами, «микроклинизированными» диоритами и плагиомикроклиновыми гранитами (очевидно, метасоматическими).

Некоторые исследователи (Цирульникова, Сокол, 1968) полагают, что эти комплексы пород возникли в результате неоднократной гранитизации древних покровов основного состава. По петрографическим и минералогическим особенностям они сходны с чарнокитами Украины, считающимися метаморфо-метасоматическими образованиями. Высказывались также соображения, что Мурманский глубоко эродированный блок древнейших образований Кольского полуострова в далеком прошлом был сложен преимущественно породами комплекса гиперстеновых диоритов, впоследствии интенсивно гранитизированных в абиссальных условиях. На современном эрозионном срезе породы этого комплекса сохранились в виде реликтовых тел среди других специфических по составу гранитоидов Мурманского массива.

Хотелось бы обратить внимание еще на один крупный блок — Северо-Карельский, обрамляющий с юга Северо-Карельскую синклинорную зону, хотя аналогия его с вышерассмотренными блоками пока не вполне ясна. В пределах блока развиты преимущественно породы комплекса гиперстеновых диоритов (как интрузивных, так и метаморфических), гранодиориты, мигматиты по ним и породам основного состава, а также встречаются интрузии основных и ультраосновных пород. С востока и севера он обрамлен крупными зонами разломов. Тектонические нарушения (со смещением отдельных частей) отмечаются геофизическими методами и внутри блока.

Таким образом, на территории Кольского полуострова блоки глубинных зон коры (или «гранулито-базитового слоя») в отдельных случаях почти выходят на поверхность или залегают на сравнительно небольшой глубине. Представляется, что близкую картину мы имеем и в ряде антиклинорных зон Карелии, а также в юго-западном Приладожье и на Карельском перешейке, где наблюдается повышенное магнитное поле и довольно высокие значения поля силы тяжести, а также широкое развитие глубинных комплексов пород среднего и основного состава.

На большей части рассматриваемой территории Балтийского щита развит «гранитный слой», к которому относятся почти повсеместно развитые гнейсо-граниты архея, гранитоиды протерозоя, терригенные и осадочно-вулканогенные толщи архея и протерозоя, вмещающие интрузии основных и ультраосновных пород. Мощность этого слоя колеблется в зависимости от характера развития крупных структур территории и, естественно, от глубины эрозионного среза.

Максимальная мощность гранитного слоя по имеющимся геофизическим данным устанавливается для геосинклинального типа позднеархейских и раннепротерозойских структур региона, т. е. для беломорид и ранних карелид. Исключение составляют Кейвская и Ладожская синклинорные зоны, где мощность гранитного слоя мала. Кроме того,

мощность гранитного слоя, да и всего разреза коры Беломорского блока, существенно различна для северо-западной и юго-восточной частей его, что обусловлено эволюцией от верхнеархейского времени до современного периода. Северо-западная часть Беломорского блока характеризуется максимальной мощностью коры и ее гранитного слоя (10—15 км). Юго-восточная часть Беломорья имеет минимальную мощность коры, подъем границы Мохоровичича и, вероятно, заметную мощность гранулит-базитового слоя, о чем свидетельствует величина наблюдаемых региональных аномалий силы тяжести (отрицательной на северо-западе и положительной на юго-востоке), данные по сейсмическому профилю Кемь—Ухта, а также некоторые геологические факты. Очевидно, в районе Белого моря мы имеем дело с переходным типом коры (от материковой к океанической).

Гранито-гнейсовый фундамент беломорид (куда следует, по-видимому, относить и керетьскую толщу), как и фундамент карелид, имеет глыбово-блоковую, а местами купольно-блоковую структуру. Локальными минимумами силы тяжести в пределах блоков фундамента отмечаются участки интенсивной гранитизации и мигматизации, реоморфических и интрузивных гранитов.

Формирование гнейсовых толщ беломорид происходило в условиях небольшой контрастности тектонических движений. Эти толщи образуют относительно широкие и пологие структуры, отличаются сравнительно небольшим развитием эффузивов основного состава и насыщены мелкими телами типа «друзитов». Наблюдающаяся мигматизация и гранитизация гнейсовых толщ происходила в условиях амфиболитовой фации метаморфизма.

Для большинства структурных зон ранних карелид характерен линейно-троговый тип структур, что особенно отчетливо фиксируется в магнитном поле линейно вытянутыми положительными аномалиями интенсивностью от 400 до 5000 гамм, протяженностью до 200 км и более при ширине от 2 до 10 км. Эти структуры формировались на границах блоков ранней консолидации по системам и зонам разломов в фундаменте, контролирующих внедрение и развитие вулканогенных, осадочно-вулканогенных и магматических формаций нижнего протерозоя. В связи с этим для них характерен интенсивный кислый, средний и основной вулканизм, а также наличие базит-гипербазитовых интрузий. По материалам гравиметрических съемок (в результате выделения остаточных положительных аномалий силы тяжести) в ряде геосинклинальных троговых зон раннего протерозоя, как и в мульдообразных синклинальных структурах поздних карелид, намечены корневые части древних вулканических аппаратов. Центры таких вулканов выделены в Хаутаваара-Ведлозерской, Койкарьской, Маньгинской, Печенгской, Имандра-Варзугской и других зонах. Изучение участков корневых частей древних вулканов как подвижных и проницаемых зон безусловно представляет большой интерес для локализации поисковых площадей на различные полезные ископаемые.

Субплатформенные осадочно-вулканогенные образования поздних карелид, слагающие крупные грабен-синклинали (иногда с моноклинальным строением) и мульдообразные прогибы, в большинстве случаев характеризуются небольшой мощностью гранитного слоя (7—10 км). При этом в Печенгской и Имандра-Варзугской тектонических зонах прогиба, согласно полученным сейсмическим материалам и расчетам аномалий поля силы тяжести, мощность собственно гнейсо-гранитного основания ничтожно мала, либо оно вовсе отсутствует (погружено и переработано), и основные эффузивы в корневых, наиболее глубоких частях этих зон, непосредственно переходят в образования гранулит-базитового слоя. Устанавливается в общем моноклинальное строение этих зон, обрамлен-

ных разломами и разбитых на блоки поперечными и радиальными нарушениями с различной амплитудой перемещения.

В ряде случаев устанавливается пространственная связь и некоторая унаследованность в развитии структур поздних карелид с ранними карелидами типа трогов (Печенгская, Шомбозерская, Онежская, Сегозерская, Янгозерская, возможно, Варзугская и другие структуры), что свидетельствует о заложении их по тем же зонам разлома.

Магматизм начальных этапов развития структурных зон среднего протерозоя характеризуется излиянием и накоплением мощных толщ эффузивов основного состава. Затем по краевым и внутренним разломам происходило внедрение интрузий габбро-перидотитовой формации. С заключительным и поздним этапом магматизма среднего протерозоя связано внедрение крупных, преимущественно трещинных интрузий кислого, среднего, основного и частью щелочного состава.

Палеозойские (герцинский и каледонский) циклы тектогенеза не оказали существенного влияния на особенности формирования коры докембрия материка восточной части Балтийского щита (за исключением переходных береговых зон). Они проявились в основном в дизъюнктивной тектонике, идущей по шовным, подвижным и долгоживущим зонам консолидированных блоковых структур докембрия. Магматические образования этого платформенного этапа развития щита слагают крупнейшие многофазные интрузии центрального типа щелочно-ультраосновной и нефелинсиенитовой формаций. Как известно, они размещаются поясами между блоками коры различной мощности, по зонам разломов внутри блоков и краевым частям крупных структурных зон, фиксируемых геофизическими и геологическими методами исследований.

Таким образом, на современной стадии изученности глубинного строения восточной части Балтийского кристаллического щита можно сделать следующие выводы.

1. Кора континентального типа восточной части Балтийского щита имеет мощность от 30 до 42 км и слоисто-блоковое строение.

2. Намечается три типа блоков коры с различным соотношением мощностей «гранитного» и «гранулит-базитового» слоя:

а) блоки древнейших метаморфических и интрузивных образований среднего и основного состава, относимые по своему положению, физическим характеристикам и особенностям магматизма к породам «гранулит-базитового» слоя. Мощность гранитного слоя в пределах таких блоков ничтожно мала или он полностью эродирован. Широкое развитие в их пределах имеют (или имели в прошлом) породы комплекса гиперстеновых гнейсо-диоритов (Лоттинский, Колвицкий, Центрально-Кольский, Пялочный, возможно, Северо-Карельский и Мурманский блоки);

б) блоки верхнеархейских и нижнепротерозойских структурных зон с двухслойным разрезом коры и достаточно большой мощностью гранитного слоя (до 10—15 км). Они имеют преимущественное распространение на щите;

г) блоки поздних карелид (среднего протерозоя) с небольшой мощностью гранитного слоя (7—9 км). При этом в ряде крупных приразломных структур имеется непосредственный переход осадочно-вулканогенных и терригенных образований в «гранулит-базитовый слой» (Печенгская, Варзугская и другие зоны).

3. С выделенными типами коры устанавливается наличие связи в характере и интенсивности магматизма.

4. Дальнейшее изучение вопроса эволюции коры и уточнение типов разреза представляется весьма важной проблемой для познания характера и интенсивности процессов магматизма и связанной с ними металлогении.

ЛИТЕРАТУРА

Бондаренко Л. П., В. Б. Дагелайский. Геология и метаморфизм архея центральной части Кольского полуострова. Изд. «Наука», Л., 1968.

Поляк Э. А. Геологическое строение Печенгской структурной зоны. В сб. «Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита», изд. «Наука», Л., 1968.

Поротова Г. А., М. С. Сипакова. О геологической интерпретации глубинных магнитных аномалий Кольского полуострова. Зап. ЛГИ, т. XLVI, вып. 2, 1963.

Цирульникова И. Я., Р. С. Сокол. Особенности тектонического строения восточной части Балтийского щита по геофизическим данным. В сб. «Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита», изд. «Наука», Л., 1968.

Цирульникова И. Я., Э. К. Чечель, Л. Е. Шустова, Р. С. Сокол. Глубинное строение земной коры в восточной части Балтийского щита. В сб. «Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита», изд. «Наука», Л., 1968.

Цирульникова И. Я., Л. Е. Шустова, Г. А. Поротова. О глубинном строении Печенгской структурной зоны по геофизическим данным. Зап. ЛГИ, т. XLVI, вып. 2, 1963.

В. А. Перевозчикова, А. В. Синицын

СВЯЗЬ ТЕКТОНИКИ И МАГМАТИЗМА НА ПРИМЕРЕ КАРЕЛИД ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА

Связь тектоники и магматизма в структурах восточной части Балтийского щита устанавливается для разных возрастных и генетических комплексов. Наиболее ярко, многообразно и полно эти связи выражены и сохранили свои эволюционные черты до наших дней в магматических формациях геосинклинальных поясов карелид. Отчасти это связано с их относительно слабым метаморфизмом.

В составе карелид нами принимается комплекс, объединяющий образования тунгудско-надвоицкой, сегозерской, онежской, суйсарской, ранее иотнийской серий (в соответствии с положениями, высказанными ранее).

Магматизм эпохи формирования карелид локализован главным образом в пределах двух крупных складчатых структур — Кольского и Карельского поясов (рисунок, *см. вкладку*), которые разделены Беломорским блок-антиклинорным поднятием и ограничены зонами глубинных нарушений. Выделение этих крупных структурных областей, сделанное еще в 1937 г. А. А. Полкановым, не потеряло своего значения до настоящего времени. Внутреннее строение указанных областей теперь уточняется, но разными исследователями несколько различно (Кратц, 1963; Харитонов, 1966; Шуркин и др., 1962; Перевозчикова, 1957).

Проведенный в последние годы анализ структур Балтийского щита позволяет считать, что указанный выше план размещения поясов карелид, или комплекса геосинклинальных структур карелид, их заложение и последующее внутреннее развитие в протерозое были в значительной мере предопределены и связаны с периодической активизацией закономерно сопряженных глобальных поясов глубинных нарушений, разделяющих крупные блоки земной коры. Направление поясов, вероятно, было обусловлено еще более древней системой глубинных планетарных нарушений, повсеместно выраженной на поверхности щита в виде закономерной сети просвечивающих разрывов.* Такие системы ранее отмечались У. Хоббсом, Д. Муди и М. Хиллом для других регионов (Хаин, 1963), в которых они считались родоначальными, предначертавшими направление и развитие наблюдаемых активных поясов разных эпох.

* На рисунке показаны 4 главные системы.

Системы разрывов, или линеаментов, такого типа, намечающиеся в настоящее время на Балтийском щите, по простиранию совпадают с направлениями меридианов и параллелей или занимают промежуточное северо-западное и северо-восточное положение. Реликты просвечивающих древних систем разрывов в значительно затушеванном виде (в связи с явлениями более поздней кинематики земной коры) на щите намечаются по следующим данным: по резким обрывам границ складчатых структур разных систем; по характеру крупных впадин, занятых водоемами; по направлениям речных долин и некоторым другим элементам гидросети, подчеркивающим направление разрывов. Эти элементы тектоники отчетливо устанавливаются также при дешифрировании аэрофотоснимков и по некоторым геофизическим данным.

Развитие земной коры в пределах Балтийского щита, начиная с архея, сопровождалось избирательной по направленности активизацией зон глубинных нарушений. Оно происходило следующим образом.

1. Формирование беломорских и синхронных им геосинклинальных поясов было сопряжено с оживлением древних систем широтного направления и оперяющих их нарушений северо-восточного (30—40°) простирания.

2. Для саамских форм восточной части Балтийского щита характерна активизация тех же широтных линеаментов, но оперяющие их системы, игравшие роль зон растяжений, имели северо-западное (300—320°) простирание. Именно они являлись зонами, обеспечивающими развитие геосинклиналей саамид (или ранних карелид).

3. Развитие главных карельских форм также протекало в тесной зависимости от движений по тем же широтным линеаментам, образующим глобальные пояса нарушений. В эпоху становления карелид зоны растяжений, контролировавшие формирование поясов-прогибов карелид, располагались на оперяющих к широтным линеаментах, при их СЗ 320° направлении. Пояса карелид имеют простирание, близкое к простиранию ранее указанных саамских структур, но все-таки были смещены и пересекали последние. Развитие внутренних структур поясов в разные этапы становления карельской геосинклинали также было различным.

4. Движения первого, наиболее раннего этапа активизации Русской платформы и порожденные ими формы, по времени синхронные с готидами (?), на западе щита были предопределены регенерацией широтных поясов и возникновением впадин в оперяющих зонах северо-западного (320°) и северо-восточного (75°) простирания.

5. Второму этапу активизации на Русской платформе, синхронному с формированием структур каледонид, сопутствовали движения по системам широтных и оперяющих их северо-восточных (30—40°) разломов. Этому направлению подчинен план размещения главных прогибов и впадин той эпохи (пояс Ботнического залива, каледониды Швеции и Норвегии). К тому же времени приурочено возникновение на щите систем кольцевых интрузий, подчиненных широтным зонам нарушений.

6. Эпоха, синхронная герцинской складчатости (III этап движений), была отмечена на щите главным образом активизацией систем широтных и оперяющих северо-восточных (75°) нарушений, в пределах которых возник пояс герцинских кольцевых интрузий.

7. В мезозойско-кайнозойское время на щите широко проявились альпинотипные движения. В различной мере и с разной степенью интенсивности активизировались все ранее существовавшие системы нарушений. Однако активизация этого периода на Балтийском щите явно не сопровождалась проявлением магматизма на поверхности, что, по-видимому, связано со значительной стабилизацией структур щита, а также с закрытием зон и очагов проницаемости.

Из приведенного анализа развития структур Балтийского щита вытекает, что на протяжении многих периодов и эпох постоянно функционировали просвечивающие пояса широтных нарушений, видимо, глобального порядка. Они испытывали активизацию различной степени с амплитудой сдвигов разного направления и знака.

В течение геологического времени движения по этим системам предопределяли движения в поясах зон растяжений оперяющих систем. В зависимости от знака сдвигов по широтным системам направление оперяющих зон в одни эпохи было северо-западным, а в другие — северо-восточным. В этих зонах растяжения, наиболее проницаемых для магматических масс, формировались прогибы, выполнявшиеся эффузивно-осадочными образованиями. Как отмечалось выше, указанная закономерность наиболее ярко сохранилась в структурах карелид. Отмеченные на схеме (рисунок) планетарные широтные линеаменты I порядка, а также сопряженные с ними зоны II порядка (особенно для карелид) играли решающую роль в формировании структур щита и в локализации проявлений магматизма.

Главные широтные пояса I порядка представлены долгоживущими зонами нарушений, выделенными под наименованием Балтийского и Кольского и аналогичного им, но, вероятно, второстепенного по своему значению, Карельского. Намеченные широтные пояса нарушений на многих участках лишь слабо просвечивают и выражены на поверхности сериями трещин-разрывов. Но именно эти пояса разделяют крупные блоки земной коры и определяют проявления магматизма, а также развитие структур щита. Положение их устанавливается по совокупности ряда характерных черт, присущих, как известно, глобальным поясам нарушений. Для них характерны: значительная протяженность и ширина; длительный (от архея до мезо-кайнозоя) и многофазный ход истории развития; переменный знак сдвигов (право- и левосторонних смещений смежных блоков) в разные эпохи; они всегда приурочены к границам блоков-областей с различным строением и разным режимом развития; на поверхности выражены в виде системы трещин «регионального кливажа», надвигов, взбросов, сбросов, которые устанавливаются по дешифрированию и при геологических наблюдениях. Положение широтных глубинных поясов нарушений, как считают и для других регионов (Хаин, 1963), определяется также по приуроченности к ним серии кольцевых интрузий, трубок взрыва, отметивших на щите II и III этапы движений Русской платформы.

Сопряженные с широтными пояса складчатых областей карелид соответственно охватывают серии параллельных зон растяжений — зон нарушений II порядка. Эта связь выражена в расположении карельских прогибов по системам, оперяющим широтные зоны. Заложение оперяющих зон нарушений определяет размещение поясов карелид, а также выклинивание прогибов по простиранию. Указанные факты объясняют также установленное П. В. Соколовым вырождение прогибов карелид зоны Ветреного пояса на пересечении с широтной зоной нарушений под палеозойским чехлом в районе с. Коноши. Такое же вырождение прогибов по простиранию наблюдается и в структурах Кольского полуострова (в частности, по зоне Имандра-Варзуга).

Внутреннее развитие геосинклинальных поясов карелид подчинялось следующим закономерностям: заложению геосинклинальных трогов карелид в I доинверсионный этап их развития, которое сопровождалось активизацией северо-западных (320°) систем нарушений; в период интенсивного прогибания заполнению впадин изверженными массами с подчиненным количеством осадочных образований тунгудско-надвоицкой и синхронных ей серий; проникновению магмы в верхние горизонты коры и на поверхность, оказывавшему влияние на внутреннее развитие струк-

тур карелид. Сопутствовавшие данному периоду доскладчатые интрузии основных и ультраосновных пород внутри прогибов заполняли разломы северо-западного (320°) простирания, согласные с оперяющими зонами, но имевшие различный наклон. В структурах кристаллического ложа карелид эти интрузии внедрялись также по омоложенным в эту эпоху системам поперечных северо-восточных (40°) и меридиональных нарушений (Мончегорский плутон и связанная с ним система даек, а также массив Кивач и др.). Сопутствующие раннему этапу соскладчатые граниты в фундаменте карелид использовали зоны нарушений северо-западного и северо-восточного простираний (граниты центральной Карелии, массивы ара-гранитов и др.).

Указанные поперечные зоны разрывов, пересекающие прогибы карелид, вызвали при их активизации «ундуляцию» шарниров структур и возникновение поперечной зональности внутри прогибов, выраженной в чередовании структурных форм III порядка.

Второму этапу развития карельской геосинклинали сопутствовали интенсивные проявления магматизма, синхронного формированию сегозерских (сариолийских, по К. О. Кратцу) и части печенгских и имандра-варзугских серий.* Размещение структурных форм этого этапа движений в пределах карельских поясов наследовало и в целом совпадало с планом размещения структур I этапа.

Сопутствующие данному этапу основные, ультраосновные и щелочные интрузии преимущественно заполняли разрывы, согласные с общим простиранием структур карелид как внутри прогибов, так и в структурах подстилающего фундамента (гранитоиды Кейв и других районов).

Формирование структур III инверсионного этапа карельской геосинклинали протекало в условиях дифференциальных движений и резко выраженного геоантиклинального режима. Внутри Карельского пояса оно сопровождалось активизацией тектонических швов северо-западного и близкого к меридиональному простирания. Сопутствующие интрузии основного ряда заполняли разрывы, близкие к меридиональным системам, а рои даек использовали системы нарушений северо-западных (320°) разломов, соподчиненных активизации меридиональных зон.

Формы IV этапа развития карелид, синхронные времени суйсария, и одновременных с ними серий занимают условное положение, так как могут оказаться древнее онежской серии ятулия. Образованные в этот этап формы располагаются согласно со структурами II этапа развития карельской геосинклинали и использовали те же северо-западные системы нарушений. Сопутствующие им интрузии основных и ультраосновных пород внутри прогибов занимают системы разрывов согласно с простиранием главных складчатых структур.

Орогенный период, завершивший формирование складчатых структур карелид, нашел свое отражение в возникновении вдоль окраины щита серии впадин раннеиотнийского (вепсийского) возраста, имеющих такое же северо-западное, унаследованное от карелид простирание. Сопутствовавший им магматизм, проявившийся в силлах основных пород, использовал те же северо-западные нарушения.

Завершающий формирование карелид комплекс интрузий серии рапакиви, включая предшествовавшие им основные породы, занимает особое структурное положение. Он развивался у окраины щита в системах разломов, оперяющих широтные пояса планетарных нарушений.

---

* В понимании авторов печенгская и имандра-варзугская «серии» по стратиграфической схеме СЗТГУ должны рассматриваться как сложные стратиграфические комплексы, подлежащие расчленению на самостоятельные серии.

Эволюция и периодичность в кинематике земной коры нашла свое отражение и в изменении типов магматических формаций на разных этапах становления карельской геосинклинали.

Результаты формационного анализа карельского магматизма представлены в таблице.

Схема эволюции магматизма карельских складчатых поясов в свете принятого стратиграфического подразделения

Этапы, возраст	Эффузивные формации	Интрузивные формации
I доинверсионный этап, тунгудско-надвоицкое (сумское) время.	Базальт-андезит-липаритовая.	Габбро-пироксенит-дунитовая формация субвулканических гранитов.
II доинверсионный этап, сегозерское (сариолийское) время.	Щелочная оливин-базальтовая.	Габбро-пироксенит-дунитовая формация щелочных гранитов.
Инверсионный этап, онежское (ятулийское) время.	Трахибазальтовая	
Завершающий этап, суйсарское время.	Щелочная оливин-базальтовая.	Габбро-пироксенит-дунитовая.
Орогенный этап, раннеиотнийское время.		Формация гранитов-рапакиви.
Субплатформенный этап, иотнийское время.	Трапповая толеит-базальтовая	

Первый доинверсионный (демиссионный, по Спижарскому, 1966) этап развития карельских складчатых поясов сопровождался мощной вспышкой магматизма с резко выраженным преобладанием эффузивов. Лавы и пирокласты этой эпохи (преобладая над осадками) образуют мощную и пеструю по составу тунгудско-надвоицкую серию в карельском складчатом поясе и синхронные ей образования кольского складчатого пояса, представленные пороярвинской, песцовотундровой сериями и их аналогами. В разрезе этих серий существенно преобладают эффузивы основного состава (диабазы, порфириты, мандельштейны), преобразованные ныне до состояния типичных спилитов. Присутствуют также эффузивы среднего (андезит-дацитового) и кислого состава (кварцевые порфиры, альбитофиры и др.). Палеотектонический анализ отчетливо устанавливает приуроченность ранних фаз эффузивного магматизма этого типа к интенсивным нисходящим движениям, сменившимся позднее на отдельных участках временным стабильным режимом. В центральной Карелии устанавливаются реликты эродированных вулканических построек того времени (оз. Большозеро, оз. Волома и др.). По набору эффузивов разного состава, отражающих эволюцию древнего вулканизма, и типичной тектоно-структурной позиции мы выделяем базальт-андезит-липаритовую магматическую формацию I доинверсионного этапа карельских складчатых поясов.

Интрузивный комплекс этого этапа состоит из широкой гаммы основных и ультраосновных пород (габбро, габбро-нориты, оливиновые габбронориты, перидотиты и пироксениты), представляющих типичную габбро-пироксенит-дунитовую формацию. Завершают этот этап плагиоклазовые и мясо-красные микроклиновые граниты с голубым кварцем, местами проявляющие все признаки типичных магматических гранитов. Ранее предполагавшаяся связь между ультраосновными породами и указанными гранитами, рассматривавшимися Н. А. Волотовской и рядом других исследователей как дифференциаты единой начальной магмы, представляется маловероятной. Не исключено, однако, что расплав гранитов с голубым кварцем мог быть порожден мощным разогревом коры, выз-

ванным внедрением больших количеств основной магмы. По составу, тектоноструктурной позиции, морфологии магматических тел и комплексу сопутствующих полезных ископаемых граниты этой группы, синхронные и залегающие среди образований тунгудско-надвоицкой серии, должны рассматриваться как типичный пример формации субвулканических гранитов. Внедрились эти граниты, по-видимому, на завершающей стадии посттунгудско-надвоицкой складчатости.

Второй доинверсионный этап развития карельских прогибов, характеризовавшийся в наступившем сегозерском (сариолийском) времени дальнейшим более спокойным субстабильным опусканием блоков фундамента, сопровождался излиянием огромного количества лавы главным образом основного состава. Существенную роль играли также лавы среднего (андезит-дацитового) состава, а на завершающих фазах этапа появились лавы и ультраосновного (пикритового) состава. Эффузивы сариолийского времени широко развиты в пределах Имандра-Варзугской, Печенгской, Лехтинской, Куолаярви-Панаярвинской, Шомбозерской структур и структуры Ветреного пояса. По совокупности имеющихся признаков указанный комплекс лав приближается к щелочной оливин-базальтовой формации. Интрузивная фаза этапа представлена пироксенитами и габбро, выделяемыми в габбро-пироксенитовую формацию, а также своеобразной формацией щелочных гранитов, широко проявленных на Кольском полуострове в районе Больших и Малых Кейв. Не исключена, однако, метасоматическая природа этих гранитов, ввиду чего указанная формация может быть выделена только условно.

Инверсионный-геоантиклинальный этап, отвечающий онежскому (ятулийскому) времени, характеризуется преобладающим развитием осадкообразования (онежская серия) и подчиненным проявлением вулканизма. В современном состоянии — это альбитовые эссексит-диабазы, детально изученные во многих ятулийских структурах Карелии. В первоначальном состоянии они, по-видимому, отвечали трахибазальтам. Морфология эффузивных и гипабиссальных тел ятулийских эссексит-диабазов описана в работах В. А. Соколова, Л. П. Галдобиной и А. П. Светова. По совокупности признаков вещественного состава и структурной позиции ятулийские диабазы выделяются нами в качестве древней трахибазальтовой формации.

Завершающий, так называемый суйсарский этап развития складчатых поясов на современном уровне изученности может быть выделен только условно. Последнее объясняется неясным стратиграфическим положением суйсарского комплекса. По исторически сложившимся представлениям суйсарский комплекс считается моложе ятулийского. Исходя из региональных построений, можно также допустить, что суйсарский комплекс древнее ятулия и завершает развитие сариолия. В качестве типичного суйсария, кроме эффузивов самого о. Суйсари, обычно рассматриваются эффузивы Ветреного пояса, где соотношение их с ятулием также неясно. Для эффузивной части этих разрезов характерны лавы основного (диабазы), ультраосновного (пикриты) и в подчиненном количестве кислого состава, т. е. налицо все главные компоненты щелочной оливин-базальтовой формации, во многом аналогичной сариолийской. Интрузивная фаза также представлена габбро-пироксенит-дунитовой формацией (габбро, пироксениты, перидотиты). Из сказанного следует, что магматизм суйсарского времени во многом сходен с магматизмом сариолийского. По нашему мнению, это может служить дополнительным доводом в пользу представления о более древнем возрасте суйсария по сравнению с ятулием. Возможно также, что в Имандра-Варзугской зоне гипертрофированно развитые эффузивы сариолия в отличие от Карелии не отделены от сходных с суйсарскими лав существенно терригенной

толщей ятулия, и это затрудняет их разделение. В этом случае ультраосновные лавы свиты ильма, как это условно принято нами, действительно надо относить к суйсарскому этапу.

Вслед за инверсионным этапом развития в наступившую орогенную фазу в Карельском складчатом поясе произошло образование орогенных впадин, выполненных мощными терригенными толщами петрозаводской и шокшинской свит, и становление послескладчатых гранитов-рапакиви. Далее последовало проявление траппового магматизма со всеми чертами, присущими образованиям толеит-базальтовой формации. По мнению К. О. Кратца, описавшего указанный комплекс, магматизм этого периода протекал в условиях иотнийской субплатформы.

Приведенные данные позволяют сделать следующие выводы.

1. Намечены основные закономерности внутреннего строения, морфологии, истории развития Карельского и Кольского складчатых поясов, представляющих собой сложные по внутреннему строению геосинклинали.

2. Путем реконструкции первичного характера древних магматических комплексов составлена новая схема эволюции магматизма протерозойской геосинклинали.

3. Рассмотрение предлагаемой схемы магматических формаций карельской геосинклинали выявило значительное сходство формаций сариолия и суйсария, что вновь ставит вопрос о взаимоотношении этих комплексов и говорит в пользу их тесной связи.

4. Для эффузивных формаций устанавливается такая последовательность: базальт-андезит-липаритовая, щелочная оливин-базальтовая, трахибазальтовая, щелочная оливин-базальтовая, трапповая толеит-базальтовая.

5. Для интрузивных формаций могут быть намечены две ветви: кислая и основная—ультраосновная. Основная—ультраосновная ветвь практически на всех этапах, кроме раннего иотния (вепсия) и ятулия, представлена образованиями одной и той же габбро-пироксенит-дунитовой формации. По-видимому, более правильно выделять не три такие формации, а одну, габбро-пироксенит-дунитовую, проявившуюся на трех этапах. Кислая ветвь представлена двумя формациями — тунгудско-надвоицкой формацией субвулканических гранитов, сариолийских щелочных гранитов и раннеиотнийской формацией гранитов-рапакиви.

6. Если исходить из современных представлений об образовании магматических расплавов, то неизбежно последует вывод о полной независимости эволюции эффузивной, интрузивной основной—ультраосновной и интрузивной кислой ветвей магматических формаций карельских складчатых поясов. Расплавы зарождались на разных глубинах, контролировались разными факторами, вследствие чего исключается их взаимосвязь.

7. Эволюция протерозойской геосинклинали сопровождалась возникновением и угасанием множества магматических очагов, в большинстве случаев связанных с глубинными разломами. Продолжительность жизни магматических очагов была относительно невелика и не выходила за пределы выделяемых этапов.

ЛИТЕРАТУРА

Кратц К. О. Геология карелид Карелии. Изд. АН СССР, М.—Л., 1963.

Перевозчикова В. А. Геология протерозоя Карелии. Материалы по геол. и полезн. ископ. Северо-Запада СССР, № 1, Л., 1957.

Спижарский Т. Н. Тектоническая карта СССР. Масштаб 1:2 500 000. М., 1966.

Хаин В. Е. Глубинные разломы: основные признаки, принципы классификации и значение в развитии земной коры (исторический обзор). Изв. вузов, Геология и разведка, № 3, 1963.

Харитонов Л. Я. Структура и стратиграфия карелид восточной части Балтийского щита. Изд. «Недра», М., 1966.

Шуркин К. А., Н. В. Горлов, М. Е. Салье, В. Л. Дук, Ю. В. Никитин. Беломорский комплекс Северной Карелии и юго-запада Кольского полуострова. Геология и пегматитоносность. Изд. АН СССР, М.—Л., 1962.

С. И. Зак, В. С. Ланев

МАГМАТИЗМ И МЕТАЛЛОГЕНИЯ КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА

В Мурманской области создана минерально-сырьевая база, занимающая одно из ведущих мест в Советском Союзе.

Открытие месторождений, их разведка и теоретические исследования металлогенического профиля на Кольском полуострове связаны с именами А. Е. Ферсмана, А. А. Полканова, Н. А. Елисеева, В. К. Котульского, Д. Ф. Мурашова, С. Д. Покровского, А. И. Лабунцова, О. А. Воробьевой, К. М. Кошица, Н. В. Рябова, П. А. Борисова, Л. Б. Антонова, В. Н. Годовикова, Е. К. Козлова, Г. И. Горбунова, И. В. Белькова, Т. Н. Ивановой, И. В. Барканова, И. В. Гинзбург, Л. А. Кириченко, П. В. Соколова, И. С. Ожинского, С. М. Рутштейна, К. Д. Беляева, А. А. Кухаренко, Н. А. Волотовской, А. С. Михеичева, А. И. Богачева, Я. Х. Еселева, В. И. Тернового, В. П. Зуевой, Н. А. Иванова и многих других. Первая попытка разработать схему металлогенического районирования Кольского полуострова в свете гипотезы Ю. В. Билибина о связи рудообразования с тектоно-магматическими циклами принадлежит Т. В. Билибиной, И. С. Ожинскому и Л. Я. Харитонову. Они указывали на специфические особенности металлогении Мурманской области, обусловленные глубоким эрозионным срезом, вскрывшим архейский фундамент, и завершением развития геосинклинали на ранней стадии. Лишь в нижнем протерозое ими выделялись ранние, средние и поздние этапы развития и устанавливалась более разнообразная эндогенная и экзогенная минерализация.

А. И. Семенов, отмечавший своеобразные особенности развития докембрийских областей, предлагал расчленить их по проявлениям процессов метаморфизма и гранитизации с учетом приемлемости для верхнепротерозойских отложений принципов анализа палеозойских провинций. На Балтийском щите им различались магматические и метаморфические формации больших глубин с редкометальной, редкоземельной, слюдяной, железной минерализацией и формации относительно малых глубин, с ультрабазитами, несущие медно-никелевую, железо-титановую и колчеданную минерализацию. Обе схемы, имеющие слишком общий характер, несмотря на ряд достоинств по существу не прижились и использовались только для металлогенических обобщений регионального масштаба. С практической точки зрения выгодно отличается от них работа коллектива авторов под руководством И. В. Барканова, в которой в основу районирования для никелевой минерализации положен структурный принцип и металлогенические зоны выделены, исходя из распространения рудоносных интрузивов в антиклинориях и синклинориях. Однако, по нашему мнению, в этой работе преувеличена роль постмагматического автометаморфизма и гидротермального метаморфизма, отрицается по существу влияние складчатости процессов регионального метаморфизма и динамометаморфизма на формирование богатых эпигенетических руд, относящихся, якобы, повсеместно к ортомагматическим.

Главным препятствием, затрудняющим проведение анализа металлогении Кольского полуострова, является отсутствие надежной схемы стратиграфии и истории геологического развития. Так, например, возраст

таких важных серий, как гранулитовая и беломорская, согласно воззрениям различных исследователей, менялся от нижнего архея до нижнего протерозоя, кейвской серии — от верхнего архея до среднего протерозоя и т. д. Область распространения беломорид одно время рассматривалась как жесткий блок, разделяющий Кольскую и Карельскую геосинклиналь. Последние исследования доказывают синхронность беломорских гнейсов с нижнепротерозойскими отложениями.

Цифры определения абсолютного возраста, колеблющиеся в большинстве случаев в пределах 1700—2200 млн лет, показывают одновозрастность по крайней мере метаморфизма гранулитовой, кейвской и беломорской серий. Отнесение же той или иной серии к различному возрасту сразу меняет подход к истории развития, времени проявления тектоно-магматических циклов и метаморфизма и, следовательно, к металлогенической специализации. Исследования последних лет также свидетельствуют, что сопоставление докембрийских подвижных зон по типу развития с молодыми геосинклиналями мало обосновано. Широко распространенные на Кольском полуострове сравнительно однообразные по составу гнейсовые толщи вряд ли могут причисляться к образованиям типичных геосинклиналей.

Анализ закономерностей размещения месторождений, условий их формирования, связи с определенными осадочно-вулканогенными и магматическими формациями позволяет считать, что ведущими признаками для металлогенического районирования должны служить структурные особенности территорий, т. е. приуроченность рудных формаций к антиклинориям, синклинориям или зонам их сопряжения. Помимо того, что данный фактор наиболее объективен и дает возможность отвлечься от спорных определений возраста, надо иметь в виду, что синклинории имеют «сквозной» характер, сохраняясь без инверсий на протяжении протерозойской эпохи. Привязка рудных формаций только к магматическим циклам без необходимого учета факторов тектоники и метаморфизма при существующем уровне знаний лишает металлогенический анализ пространственной конкретности и вынуждает в значительной степени опираться на умозрительные, весьма дискуссионные схемы геологического развития докембрия. Платформенный палеозойский период геологической жизни полуострова характеризуется не только резко отличным тектоническим режимом, но и спецификой магматизма и набора полезных ископаемых. Поэтому докембрийская и палеозойская эпохи с металлогенических позиций должны рассматриваться раздельно.

Докембрий

На территории Кольского полуострова среди докембрийских образований можно отчетливо выделить синклинории и антиклинории (рисунок, *см. вкладку*). Синклинорные зоны представлены Имандра-Варзугским, Печенгским, Кейвским, Сальнотундровским и Колвицким прогибами. Отнесение сложенных гранулитами Сальнотундровской и Колвицкой зоны к синклинориям производится по данным Е. К. Козлова и С. И. Макиевского. Значительно более высокий уровень метаморфизма гранулитов по сравнению с зеленокаменными породами Печенгского и Имандра-Варзугского синклинория, по-видимому, объясняется не древним возрастом их, а спецификой эволюции различных структурно-фациальных зон.

Синклинории. Согласно геофизическим материалам по строению фундамента области антиклинориев характеризуются относительно утолщенной гранитной корой. Среди синклинориев по этому признаку выделяются два типа: терригенные (Кейвский) с сиалической корой и вулканогенные (Печенга, Сальнотундровский и др.) с близко подходящей корой базальтового типа. В зонах сопряжения между антиклинориями и синклинориями

повсеместно проходят глубинные разломы с амплитудами перемещения блоков в несколько километров и более.

Синклинории фемического типа в основном выполнены вулканитами, метаморфизованными либо до фации зеленых сланцев и амфиболитовой (Печенга, Имандра-Варзуга), либо до фаций гранулитов (Сальные тундры, Колвица).

Вулканогенные образования относятся к спилит-кератофировой, диабазовой и лептитовой формациям и сопровождаются комагматичными гипабиссальными интрузивами (табл. 1). С интрузивами габбро-перидотитовой формации и габбро-диабазами, распространенными в фемических синклинориях, связаны сингенетические вкрапленные сульфидные медно-никелевые руды (Печенга, Ловно). Последующие процессы складчатости и метаморфизма привели к мобилизации и переотложению сингенетических руд и, возможно, к сульфидно-силикатным реакциям, в результате чего возникали эпигенетические богатые никелевые руды. Фактический материал свидетельствует, что их образование во времени отделено от кристаллизации интрузивов периодами рассланцевания, брекчирования, внедрения даек и местами гранитизации. Форма эпигенетических рудных тел, по-видимому, зависит от уровня метаморфизма. В зеленосланцевых породах руды локализуются преимущественно в пологолежащих синклиналях и линейных зонах дробления, в гранулитовых слагают ориентированные по линейности трубообразные тела. До сих пор остаются не совсем ясными причины отсутствия медно-никелевых месторождений в Имандра-Варзугском прогибе, обладающем значительным сходством по структуре, разрезу и другим особенностям с Печенгским. Связано ли это с разным уровнем эрозионного среза или какими-то другими причинами, не понятно. Этот вопрос требует дальнейшего изучения. С зеленокаменными породами синклинориев связаны также медные рудопроявления (Имандра-Варзугский).

Синклинорий сиалического типа, представленный Кейвской впадиной, сложен главным образом терригенно-глинистыми отложениями. Магматические образования распространены относительно ограниченно и представлены пластовыми телами основных пород, отнесенных с габбро-анортозитовой формации. Здесь выявлены крупнейшие в мире кианитовые месторождения осадочно-метаморфогенного происхождения с сопутствующей титановой, а также кобальтовой минерализацией.

Весьма условно к рудным формациям синклинорных зон относятся железистые кварциты Оленегорского и Заимандровского районов, которые, судя по последним данным, имеют осадочно-вулканогенное происхождение и протерозойский возраст. Однако факт их тесного переслаивания с гнейсами, пока неотличимыми от более древних архейских гнейсов, оставляет этот вопрос открытым.

Антиклинории. В антиклинориях преобладающим распространением пользуются формации гранитоидного ряда, образование которых связано с процессами метасоматоза, ультраметаморфизма и собственно магматической деятельностью (табл. 1). Основные породы представлены друзитовой серией, амфиболитами и Гремяхо-Вырмесским массивом габбро-щелочной формации. Наиболее характерными для антиклинорных зон являются проявления слюдяных, керамических и бериллоносных пегматитов. Возраст слюдяных пегматитов неясен, по разноречивым оценкам они считаются то архейскими, то среднепротерозойскими. Связь пегматитов с магматическими комплексами гранитов для одних месторождений устанавливается уверенно (Стрельна), для других проблематична (Риколатва, Ена). Пояса и участки слюдяных пегматитов располагаются преимущественно в краевых частях антиклинориев вдали от их оси. С гнейсами пространственно связаны рудопроявления силлиманита.

Таблица 1

Главные черты металлогении докембрия

Металлогенические зоны (структуры I порядка)	Главный фактор глубинного строения	Магматические формации	Фации регионального метаморфизма	Рудная минерализация	Возраст оруденения	Генетические типы оруденения	Формы рудных тел
Синклинорий.	Близость базальтового слоя (фемические).	Спилит-кератофировая диабазовая, нерасчлененная диабазовая и лептитовая, габбро-перидотитовая.	Зеленых сланцев, гранулитовая, амфиболитовая.	Медно-никелевая, железистых кварцитов, пирротиновая.	Нижний и средний протерозой.	Магматический, гидротермально-метаморфогенный, метаморфогенный.	Слои течения в интрузивах. Тела, линзы, жилы.
	Гранитный фундамент (сиалические).	Диабазовая.	Амфиболитовая.	Кианитовая.	Средний протерозой.	Осадочно-метаморфогенный.	Пластообразная.
Антиклинорий.	Утолщенная гранитная кора.	Гранодиорит-плагиогранитовая, перемещенных анатектит-гранитов, габбро-диорит-плагиогранитов, порфировых гранитов и рапакиви-гранитов, лейкократовых гранитов и аляскитов, друзитов, габбро-щелочная.	Амфиболитовая с интенсивной гранитизацией, гранулитовая.	Слюда, силлиманит, титаномагнетит-ильменитовая, пирротиновая.	Архей, нижний и средний протерозой.	Пегматитовый, метаморфогенный, магматический.	Жилы, слои течения в интрузивах, линзы.
Зоны сопряжения.	Региональные долгоживущие разломы.	Габбро-анортозитовая, гипербазитовая, габбро-норитов и габбро-щелочных гранитов-сиенитов.	От амфиболитовой до неметаморфизованных интрузивов.	Титаномагнетитовая, хромитовая, медно-никелевая, редкометальная, пирротиновая.	Нижний протерозой, средний протерозой.	Магматический, гидротермально-метаморфогенный, пегматитовый.	Слои течения в интрузивах, жилы.

К антиклинориям приурочены габбро-щелочные породы Гремяхо-Вырмесского интрузива, несущего железо-титановое оруденение. По геологическому строению, составу и взаимоотношениям с вмещающими породами данный массив относится к субплатформенным образованиям.

Зоны сопряжения. К зонам сопряжения между синклинориями и антиклинориями, вдоль которых проходят глубинные разломы, приурочены интрузивы габбро-анортозитовой, гипербазитовой, габбро-норитовой, габбровой и щелочно-гранитовой формаций. В данных зонах локализуются месторождения и рудопроявления меди, никеля, хрома, титана и редких металлов.

Медно-никелевые и хромитовые рудопроявления известны только в обрамлении синклинориев фемического типа. Медно-никелевая сульфидная минерализация пространственно связана с относительно крупными, в различной степени дифференцированными интрузиями габбро-норитовой и габбровой формации, слабо затронутыми наложенным метаморфизмом (Панские, Федорова тундры, Мончетундра). В моноклинально залегающих межформационных массивах Панских и Федоровой тундр преобладает бедное оруденение преимущественно сингенетического типа. В Мончегорском плутоне, которому присуща мульдообразная форма и более полная дифференциация, появляются наряду с вкрапленными жильные эпигенетические руды. Нельзя не обратить внимания на следующую закономерность: в Имандра-Варзугской зоне, где не известны рудопроявления никеля во внутренних частях синклинория, таковые выявлены в зоне сопряжения, а в Печенгской структуре устанавливается обратная картина. В зонах сопряжения отмечаются также пологолежащие малые интрузии ультрабазитов, в которых наряду с сингенетичными присутствуют эпигенетические руды (Аллареченское, Плотичье и др.).

Хромитовое оруденение связано с интрузивами гипербазитовой формации, также локализующимися в зонах сопряжения синклинориев фемического типа, но пространственно чаще всего разобщенных с зонами разломов, контролирующих массивы с медно-никелевым оруденением (Подастундра, Третья ферма, Черная Речка).

Титановое оруденение, пространственно приуроченное к интрузиям габбро-анортозитовой формации, распространено в зонах сопряжения синклинориев как фемического (Цага, Главный хребет, Железное), так и сиалического типов (Кейвы). Отличительной особенностью интрузии с существенно титановым оруденением является обратный порядок дифференциации по сравнению с никеленосными. В титаноносных, за исключением краевых зон, в остатке накапливаются железо и магний, а в никеленосных — кремний и щелочи.* Рудопроявления редких металлов и редких земель контролируются зонами сопряжения синклинориев как сиалического, так и фемического типов. Однако проявления редких металлов располагаются только в обрамлении Кейвско-Поросозерского синклинория сиалического типа и не известны в краевых швах синклинориев фемического типа. Вопрос о связи редкометальных пегматитов с определенными магматическими формациями остается дискуссионным. Одни исследователи считают их дериватами щелочных гранитов, другие — микроклиновых и плагиомикроклиновых. Связь редкоземельных рудопроявлений с щелочными гранитами, видимо, не вызывает сомнений.

Судя по степени метаморфизма, наиболее древними в зонах сопряжения являются интрузии габбро-анортозитовой формации. Далее следуют массивы габбро-норитовой и гипербазитовой формации и, наконец, щелочные

* Нередко в одном и том же массиве наблюдаются разнонаправленные естественные ряды дифференциации, но в этом случае накопление на конечных стадиях железа и магния сочетается с титановой минерализацией, кремнезема и щелочей — с никелевой.

граниты. Большей частью они разобщены в пространстве по разным зонам сопряжения, поэтому данная схема должна рассматриваться как предположительная.

Пирротиновые месторождения и рудопроявления отмечаются во всех зонах: синклинориях, антиклинориях и на их стыках.

Нельзя не отметить, что выявленные для Кольского полуострова закономерности металлогенической специализации синклинориев фемического и сиалического типов приложимы с известными оговорками и для Карелии. Так, в обрамлении Ладожского терригенного синклинория обнаружены проявления олова и вольфрама, а Онежского вулканогенного — рудопроявления меди.

Палеозой

В палеозое территория Кольского полуострова представляла собой платформу, перекрытую чехлом континентальных отложений, что обусловило отчетливую металлогеническую специализацию палеозойских образований. По размещению месторождений и рудопроявлений, магматическим формациям и составу рудной минерализации в палеозое выделяются следующие два типа металлогенических зон.

1. Металлогенические зоны краевых разломов Кольского полуострова, где установлено свинцово-цинковое оруденение в кальцитовых и кварцево-кальцитовых жилах, флюоритовая, баритовая минерализация и оруденение типа фальбандов. Прямая связь рудной минерализации с магматическими формациями и возраст оруденения неясны.

2. Металлогенетические зоны преимущественно во внутренних частях полуострова, приуроченные к палеозойским грабенам, заложенным вдоль глубинных разломов, по которым внедрялись интрузии ультраосновно-щелочной и нефелин-сиенитовой формации.

С интрузиями ультраосновно-щелочной формации связаны магматические проявления титана, железа, редких металлов, флогопита, апатита и экзогенные вермикулита (Африканда, Ковдор и др.). Оруденение лока-

Таблица 2

Главные черты металлогении палеозоя

Металлогенические зоны	Магматические формации	Рудная минерализация	Возраст оруденения	Генетические типы месторождений	Форма рудных тел
Зона краевых разломов Кольского полуострова.	Не установлены.	Галенит-сфалеритовая, флюоритовая, пирит-пирротин-халькопиритовая (фальбанды).	Постнижнекембрийский.	Гидротермальный.	Жилы, линейные зоны оруденения.
Зона внутренних грабенов.	Ультраосновная-щелочная.	Титаномагнетит-перовскитовая, магнетит-апатит-гатчетолитовая, флогопитовая.	Каледонский.	Магматический, гидротермальный.	Слои течения в интрузивах, неправильные тела.
	Нефелин-сиенитовая.	Апатит-нефелиновая, лопаритовая, эвдиалитовая, пирохлор-цирконовая.	Герцинский.	Магматический, гидротермальный.	Слои течения в интрузивах, жилы.

лизуется внутри массивов и является комплексным по составу полезных компонентов. Общая рудоносность интрузии зависит в большинстве случаев от уровня эрозионного среза.

С интрузиями нефелин-сиенитовой формации связаны крупнейшие в мире магматические апатит-нефелиновые месторождения, а также магматические и постмагматические рудопроявления редких металлов. Они также локализуются внутри массивов нефелиновых сиенитов, структурно подчиняясь элементам их прототектоники.

Обобщенные данные о магматизме и металлогенической специализации структурно-фациальных зон докембрия и палеозоя Кольского полуострова представлены в табл. 1 и 2.

А. И. Богачев, С. М. Бреслер, Л. П. Галдобина, В. С. Куликов, Т. К. Кулмала, М. М. Лавров, Ю. И. Лазарев, Г. В. Макарова, Е. М. Михайлюк, А. С. Пекки, А. В. Пекуров, М. Г. Попов, В. И. Робонен, А. П. Светов, Л. П. Свириденко, В. Д. Слюсарев, В. А. Соколов, М. М. Стенарь, Р. А. Хазов, В. А. Хазова

МАГМАТИЗМ И МЕТАЛЛОГЕНИЯ ДОКЕМБРИЯ КАРЕЛИИ

1. Карельский протерозойский тектонический цикл и его магматизм в целом изучены гораздо лучше, чем древний архейский цикл, однако крайне неравномерно. Лучше известны более молодые магматические комплексы карелид; комплексы основных и ультраосновных пород изучены лучше гранитоидных.

2. Для сведения разнородных неравных по объему данных о составе магматических комплексов выбрана общеизвестная диаграмма Осборна $\frac{FeO + Fe_2O_3}{FeO + Fe_2O_3 + MgO} - SiO_2$, которая позволяет выявить основные направления эволюции магматизма и увязать в первом приближении особенности эволюции магматических комплексов с их металлогенической специализацией.

На диаграммах Осборна раздельно показаны данные по магматическим комплексам нижнего, среднего и верхнего протерозоя (рис. 1, 2) и затем дана их обобщенная интерпретация. Она позволила установить следующее.

Для основного вулканизма карелид можно выделить четыре главные тенденции магматической дифференциации (рис. 3):

1) известково-щелочную, характеризующуюся накоплением кремнезема и щелочей в процессе магматической эволюции;

2) толеитовую, характеризующуюся абсолютным накоплением окислов железа при умеренных колебаниях содержаний кремнезема;

3) антидромную, характеризующуюся образованием все более основных магм в процессе магматической эволюции;

4) толеитово-антидромную, в которой сочетаются черты толеитовой и антидромной тенденции.

Следует отметить, что намечены только общие тенденции магматической эволюции. Пути развития каждой тенденции носят противоречивый, диалектический характер.

На диаграмме Осборна довольно отчетливо видно, что все названные тенденции возникают в области близких по составу магм, типа толеитовых базальтов.

3. В истории карелид хорошо выделяются три сменяющих друг друга во времени стадии развития. Наиболее ранняя, собственно геосинклиналь-

ная, охватывает нижнепротерозойскую, или раннекарельскую эпоху. Она сменяется стадией эпиэвгеосинклинального развития среднего протерозоя. Эта стадия в целом отвечает стадии общего орогенического поднятия, квазикратонного развития наиболее рано замкнувшихся центральных частей Карельской геосинклинали и стадии остаточных геосинклиналей в ее краевых частях. Этот промежуточный этап сменяется платформенным развитием, начало которого на рассматриваемой территории относится к верхнему протерозою.

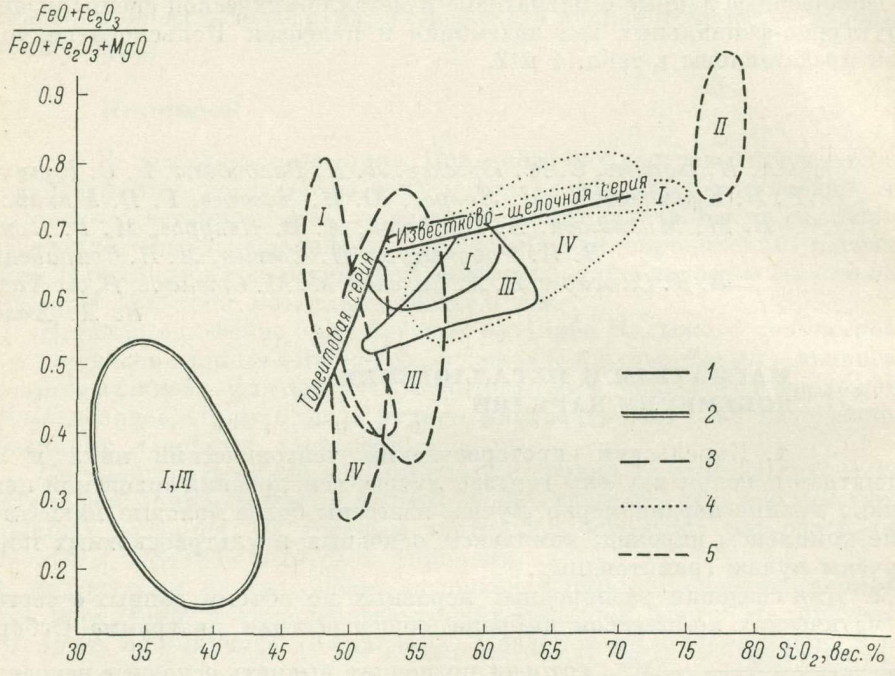


Рис. 1. Поля вулканогенных и гипербазитовых комплексов нижнего протерозоя на диаграмме Осборна.

1 — спилит-диабазовые; *2* — гипербазитовые; *3* — диабазовые; *4* — андезит-дацитовые; *5* — кварцевых порфиров; *I* — Северо-Карельская структурная зона; *II* — Шуезерский синклинорий; *III* — Ветреный пояс; *IV* — Хаутаваарская синклиналь.

4. Основные черты развития магматизма в ходе каждого из этих этапов можно охарактеризовать следующим образом.

Н и ж н и й п р о т е р о з о й. Для вулканогенных и интрузивных магматических комплексов нижнего протерозоя доминирующей является типичная известково-щелочная серия с прогрессивной сменой пород от основных к кислым в соответствии с реакционным рядом Боуэна.

Развитие вдоль известково-щелочного ряда осложняется дополнительным направлением, которое условно названо толеитово-антидромным. Это направление представлено интрузивными породами двух классов: во-первых, малыми интрузиями габброидов и соответствующей им диабазовой формацией и, во-вторых, породами, слагающими сложнопостроенные расслоенные интрузии.

По характеру проявлений гранитоиды нижнего протерозоя в первом приближении можно подразделить на три группы:

а) гранитоиды синклинальных областей;

б) гранитоиды геоантиклинальных глыбовых поднятий;

г) гранитоиды областей сочленения различных структурно-фациальных зон.

Синорогенные гранитоиды синклинальных областей представлены серией диорит—кварцевый диорит—гранодиорит—плагиогранит. Типичными являются массивы Хаутаваары, Панозера и др. Для данного типа гранитоидов характерно широкое развитие явлений гибридизма.

Позднеорогенные граниты синклинальных областей представлены плагиомикроклиновыми и микроклиновыми гранитами. Они в большинстве случаев слагают небольшие тела и жилы, приуроченные к зонам разломов.

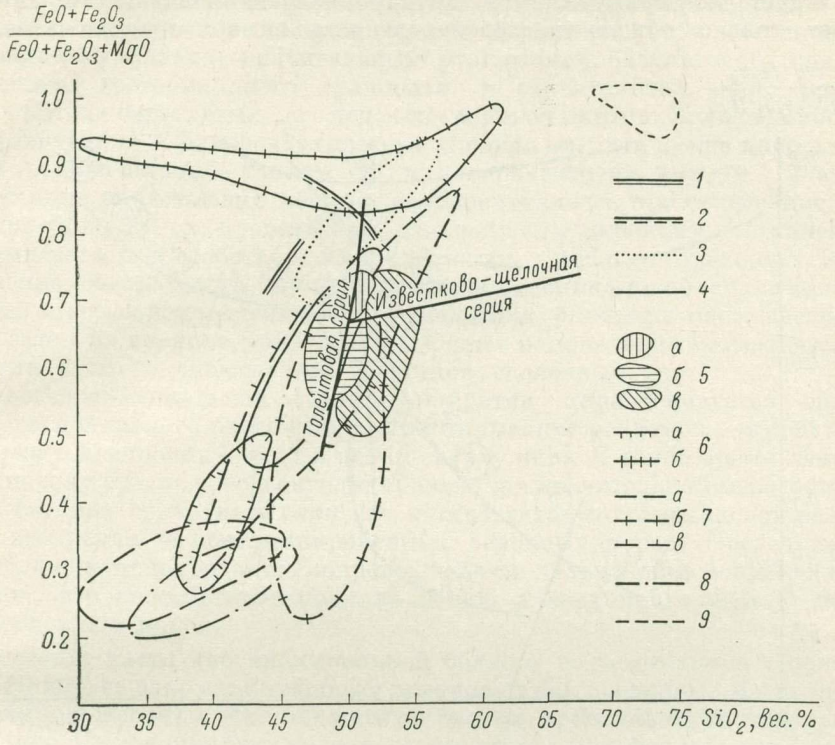


Рис. 2. Поля магматических комплексов среднего и верхнего протерозоя на диаграмме Осборна.

Верхний протерозой: *1* — базальтовые порфириты салминской свиты; *2* — валаамские диабазовые порфириты; *3* — онежские габбро-диабазы; *4* — габбро-диабазы Пудожгоры. Средний протерозой: *5* — ятулийский диабазовый комплекс (*а* — лавы нижнего ятулия, *б* — лавы среднего ятулия, *в* — габбро-диабазы); *6* — суйсарский комплекс габбро-перидотитов и пикритобазальтов (*а* — перидотиты, *б* — пикрито-базальты); *7* — комплекс габбро-перидотитов и пикрито-базальтов Ветреного пояса (*а* — перидотиты, *б* — габбро, *в* — пикрито-базальты); *8* — хюрсельский габбро-перидотитовый комплекс; *9* — граниты рапакиви.

Наиболее крупными из них являются массивы Бергаульский, Кармасельский, Чебинский и др.

Микроклиновые граниты оказывают активное метасоматическое воздействие на вмещающие породы.

Общей особенностью гранитов синклинальных областей является их магматическая природа. Все они образуются в результате кристаллизации гранитных магм.

Гранитоиды геоантиклинальных глыбовых поднятий в отличие от гранитоидов синклинальных областей являются ультраметаморфогенными образованиями и пользуются широким площадным распространением среди архейского основания карелид.

Гранитоиды областей сочленения различных структурно-фациальных зон представлены трещинными интрузиями микроклиновых и плагио-

микроклиновых гранитов. Наиболее широко они развиты в северной Карелии (массивы Куолаярви, Соколозеро, Нуорунен и др.).

Средний протерозой. Всем без исключения магматическим образованиям среднепротерозойского возраста, формировавшимся в общей квазикратонной обстановке, свойственно антидромное направление эволюции, т. е. развитие от родоначальной толеитовой магмы к все более основным магнезиальным и маложелезистым магмам.

Следует подчеркнуть, что антидромная направленность характеризует только общую последовательность в эволюции магматизации,

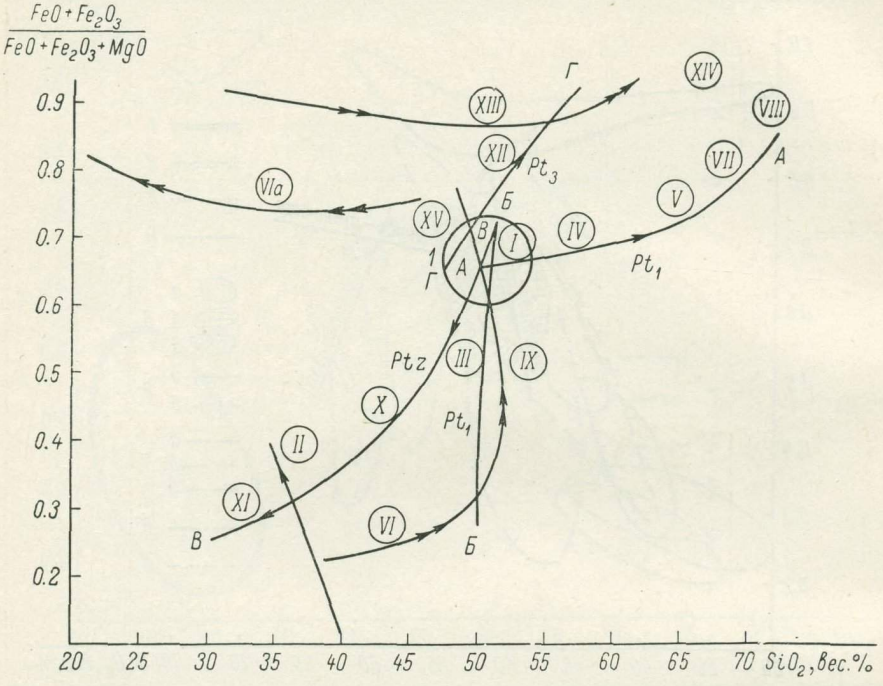


Рис. 3. Основные направления эволюции магматизма карелид.

1 — родоначальная магма толеитовых базальтов. Направление эволюции базальтовых магм: *АА* — известково-щелочное, *ББ* — толеитово-антидромное, *ВВ* — антидромное, *ГГ* — толеитовое. Магматические комплексы нижнего протерозоя: *I* — спилит-диабазовые; *II* — гипербазитовые; *III* — диабазовые; *IV* — андезит-дацитовые; *V* — синорогенных гранитов; *VI* — дифференцированных интрузий; *VIa* — Елетьозерского массива; *VII* — позднеорогенных гранитов; *VIII* — кварцевых порфиров. Магматические комплексы среднего протерозоя: *IX* — диабазовые (ятулийские); *X* — пикрито-базальтовые; *XI* — габбро-перидотитовые; *XII* — габбро-диабазовые (иотнийские); *XIII* — титаноносных габбро-диабазов; *XIV* — гранитов рапакиви; *XV* — базальтовых порфиритов салминской свиты.
Одна стрелка — направление магматической дифференциации, две — кристаллизационной дифференциации.

тогда как кристаллизационной дифференциации свойственно обычное развитие от основных к кислым и относительно более железистым породам, т. е. к породам с возрастающим отношением Fe : Mg. Особенностью этого антидромного развития является вполне непрерывный переход основных пород в ультраосновные, подчеркиваемый развитием последних в вулканической фации (пикритовые порфириты). В целом вулканическая и гипабиссальная фации развиты особенно интенсивно.

Верхний протерозой. Общее развитие магматизма в целом следует направлению Фаннера.

Как известно, в изучении карелид Карелии постоянно существует проблема среднепротерозойских гранитов. Непосредственно они не устанавливаются и неизвестно ни одного случая, когда граниты прорывали бы ятулийские эпиэвгеосинклинальные образования. Вместе с тем существуют

как предъятулийские, нижнепротерозойские, так и иотнийские граниты, и, таким образом, наличие среднеятулийских гранитов кажется вероятным. Если обратиться к устанавливаемым направлениям магматической эволюции, то эти особенности становятся понятными.

Развитие магматизма в нижнем и верхнем протерозое направлено на образование гранитов, тогда как на квазикратонной стадии развитие состоит в удалении от гранитов (антидромная тенденция).

6. Возникает общий вопрос о причинах появления антидромной направленности. Геосинклинальная стадия характеризуется обстановкой регионального сжатия, значительным утолщением базальтового слоя и повышением геотермального градиента, в значительной мере именно в виду притока перегретых масс вещества верхней мантии. Только наиболее рано выведенные в близповерхностные условия магматические породы отвечают родоначальным толеитовой и гипербазитовой магмам. Сжатие, прогрессивно нарастающее вверх и обусловливающее приоткрывание зон разломов снизу вверх, препятствует дальнейшему широкому поступлению основных магм и способствует их накоплению в нижних горизонтах коры (утолщение базальтового слоя) с широкой ассимиляцией сиалического вещества и его переплавлением с образованием гранитных масс, внедряющихся затем на верхние уровни коры. Общее направление магматической эволюции в итоге оказывается известково-щелочным.

Эпиэвгеосинклинальная стадия, напротив, характеризуется обстановкой регионального растяжения. Приоткрывание разломов — путей магматического внедрения — идет в целом сверху вниз. В то же время земная кора к началу стадии уже консолидирована и в значительной мере остыла на всю глубину гранитного слоя, что способствует сохранению зон разломов и внедрению неконтаминированных основных пород. Последующее охлаждение и консолидация сопровождаются дальнейшим «опусканием» разломов, что способствует проникновению в верхние горизонты коры ультраосновных пород.

Отдельные части геосинклинальной области не замыкаются одновременно. Наиболее рано замкнувшиеся выступают как срединные массивы по отношению к соседним частям, где еще может происходить интенсивное прогибание. На границе этих региональных структурно-фациальных зон создается обстановка растяжения. Внутри срединных массивов зоны растяжения меньшего масштаба возникают вокруг начинающих свое формирование наложенных эпиэвгеосинклинальных прогибов.

В пределах карелид Карелии наиболее рано, главным образом уже в ходе ребольских фаз складчатости, из геосинклинального развития была выключена Западно-Карельская зона. Замыкание Восточно-Карельской зоны произошло в ходе селецких фаз складчатости, формирование наложенных структур, мульд и грабен-синклиналей, точнее говоря, первое проявление движений и расколов, вызвавших затем образование наложенных прогибов, началось в западной Карелии еще в нижнем протерозое. Как в том, так и в другом случае по границе зон опускания и поднятий произошло внедрение основных пород, более интенсивное на границе структурно-фациальных зон. В результате в восточной Карелии широко распространены основные эффузивы верхов нижнего протерозоя, которые в западной Карелии обнаруживаются в краевых частях ятулийских наложенных мульд и грабен-синклиналей (Тикшезерская, Воломская, Елмозерская, Кумсинская грабен-синклинали, Янгозерская и Селецкая мульды). В определенной мере такое распределение основных вулканитов, завершающих геосинклинальный этап, свойственно Восточно-Карельской зоне.

7. Вопрос о металлогенической специализации магматических комплексов является наиболее сложным и в то же время наиболее важным. Как еще давно указывал Ф. Ю. Левинсон-Лессинг, вопрос рудообразования

является в первую очередь вопросом петрологическим. Исходя из этого постараемся осветить металлогенические особенности отмеченных ранее путей магматической эволюции и кристаллизационной дифференциации магм.

С этой целью на диаграмму Осборна нанесены поля магматических пород с промышленными содержаниями первично магматических (сингенетических) хромитовых, сульфидных медно-никелевых и титаномагнетитовых руд (рис. 4).

1) Известково-щелочная ветвь. Для спилит-диабазовых и андезит-дацитовых комплексов характерно колчеданное и железорудное (железистые кварциты) оруденение вулканогенно-осадочного происхождения.

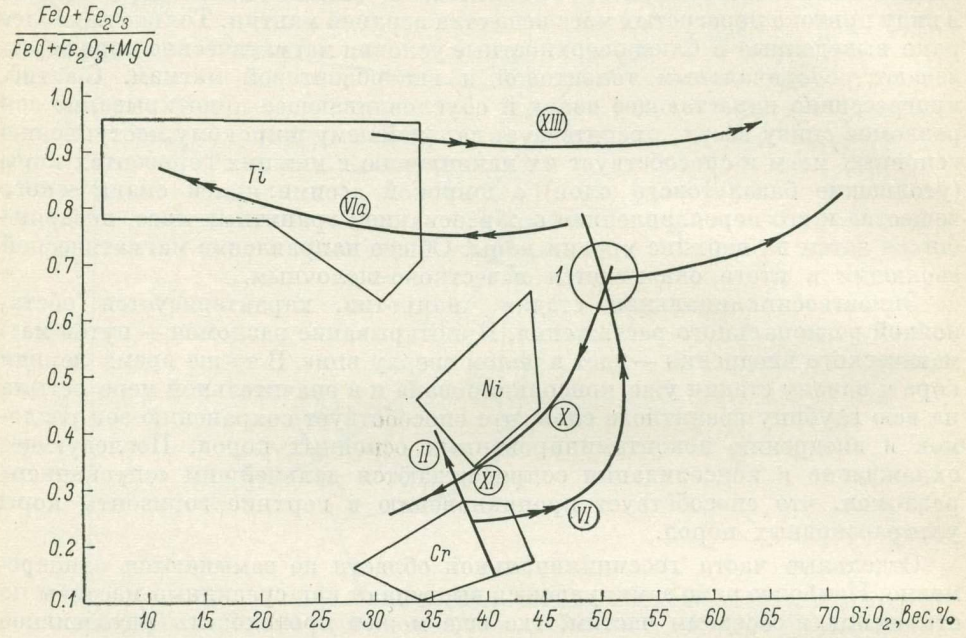


Рис. 4. Металлогенические особенности основных направлений эволюции магматизма карелид.

Условные обозначения см. на рис. 3. На диаграмму дополнительно нанесены поля пород с первично-магматической (сингенетической) вкрапленностью хромитовых, сульфидных медно-никелевых и титаномагнетитовых руд.

2) В гипербазитовых комплексах нижнего протерозоя в незначительных количествах отмечается хромитовая минерализация, никель представлен силикатной фазой. Однако наиболее железистые разности гипербазитов близко подходят к полю никеленосных пород. Не исключена возможность, что, как и в Аллареченском районе, при соответствующих, пока неясных, физико-химических (тектонических) условиях могут возникнуть никеленосные интрузии аллареченского типа.

3) С диабазовыми вулканогенными комплексами какой-либо существенной минерализации не связано. Металлогенический фон в основном титаномагнетитовый.

4) Антидромная тенденция дифференциации обладает довольно четкой металлогенической специализацией. Для начальных членов этой ветви — ятулийских вулканитов — ведущими элементами являются медь и золото, для габбро-гипербазитовых комплексов никель и частично хром. Поля данных комплексов наиболее близко располагаются около поля никеленосных пород. Необходимы, по-видимому, какие-то частные отклонения от общей тенденции, чтобы возникли никеленосные интрузии.

5) Металлогеническая специализация расслоенных габбро-норитовых интрузий, как известно, никелевая. Промышленная концентрация никеля в основном связана с последними этапами формирования интрузий.

6) Иотнийские габбро-диабазы имеют четко выраженную железо-титановую специализацию, сопутствует ей медная и редкоземельная.

7) Металлогения гранитоидных комплексов. Более или менее четкой металлогенической специализацией среди нижнепротерозойских гранитов обладают граниты синклинальных областей, имеющие первично магматическое происхождение и генетически связанные с известково-щелочной тенденцией дифференциации основной магмы.

Для ранних (синорогенных гранитов) характерны пирит, халькопирит, пирротин, сфалерит, молибденит, для позднеорогенных — молибденит, сульфиды меди, свинца и цинка. Кроме того, для Северо-Карельской структурной зоны установлено, что после андезит-дацитового комплекса образуется комплекс биотитовых плагиогранитов — аляскитов минимальной щелочности, который предшествует плагиомикроклиновым гранитам. С этим комплексом биотитовых плагиогранитов генетически связаны последовательные минеральные стадии рудообразования: графитовая в ассоциации с темно-бурым биотитом, колчеданная в ассоциации с графитом и биотитом, колчеданная в ассоциации с графитом и биотитом и колчеданно-сурьмяная в ассоциации с турмалином. Последняя стадия сопровождается окварцеванием и мусковитизацией.

В гранитоидах геосинклинальных глыбовых поднятий специфической минерализации не известно.

Специфической металлогенической провинцией является район Приладожья. С гранитами Приладожья связано образование рудоносных скарнов, в том числе оловоносных и шеелитовых.

Специального углубленного анализа рудных формаций еще не проводилось. Процесс формирования руд в большинстве случаев многостадийный, нередко растянутый во времени.

8. Из спорных вопросов магматизма Карелии выделены следующие: а) расслоенные интрузии; б) граниты Приладожья; в) архейский магматизм.

Расслоенные интрузии основных и ультраосновных пород образуют обособленные многофазные плутоны. Их формирование происходило, вероятнее всего, длительное время и, возможно, охватывает интервал от границы нижнего протерозоя до иотния. Геологически эти интрузии приурочены к зонам глубинных разломов, сформировавшихся в ходе селецких или даже ребольских фаз, позднее неоднократно возобновлявшихся. Стратотипом дифференцированных габбро-норитовых интрузий являются интрузии Олонгской группы, возраст которых большинством исследователей считается поздненижнепротерозойским и которые внедрились до посторогенных гранитов.

Петрологическими аналогами Олонгских интрузий и других изученных массивов являются Бураковский массив юго-восточной Карелии, занимающий площадь (по геофизическим данным) около 1000 км^2, Гайкольский массив, массив Кивач, Мончегорский, Ковдорский, Панский массивы на Кольском полуострове, а также породы друзитового комплекса (рис. 5). Сопоставление имеющихся данных по Бушвельдскому лополиту показало полную его петрологическую идентичность с перечисленными выше массивами.

Тип кристаллизационной дифференциации дифференцированных массивов толеитовый, от ультраосновных к мезо- и лейкократовым габбро с существенной вкрапленностью титаномагнетита.

В настоящее время нельзя сказать, возникли ли все перечисленные выше массивы и комплексы на одном этапе развития карелид или на не-

скольких. Особо важным является вопрос о соотношении друзитового комплекса и собственно дифференцированных интрузий.

Также сложным является вопрос о соотношении Олонгских интрузий и Елетьозерского массива. Имеющиеся геологические данные позволяют высказываться об их одновозрастности. В петрологическом аспекте можно судить о преемственности Олонгских интрузий и Елетьозерского массива. При достижении определенного уровня соотношений между магнием и железом происходит смена толеитового направления кристаллизационной дифференциации на агпаитовое. Аналогичные соотношения намечаются в группе интрузий — Федорова тундра, Панские высоты, Цага.

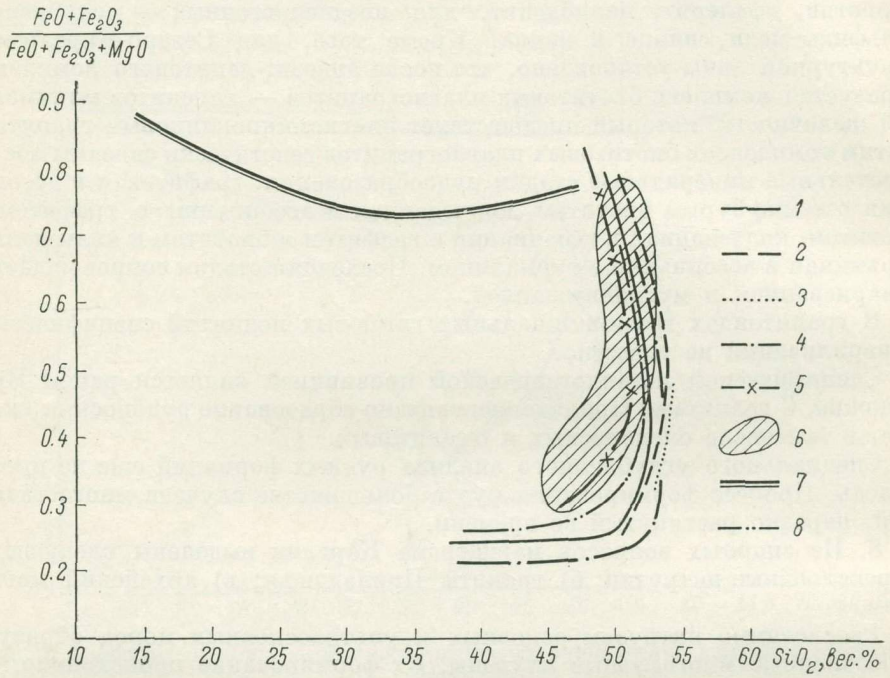


Рис. 5. Магматические комплексы дифференцированных интрузий.

1 — Олонгские интрузии; *2* — Бураковский массив; *3* — массив Кивач; *4* — Мончегорский плутон; *5* — Панский массив; *6* — друзитовый комплекс; *7* — Елетьозерский массив; *8* — Бушвельдский лополит.

9. Особого рассмотрения заслуживают граниты Приладожья, в частности гнейсо-граниты куполов.

Как известно, еще не затихают споры о стратиграфическом положении ладожской формации. В северном Приладожье насчитывается около двух десятков гранитных куполов размером от 0.5 до 150 км². Одни исследователи считают их «окнами», или тектоническими глыбами древнего основания, другие — синкинематическими интрузиями нижне- или среднепротерозойского возраста. Исследования последних лет СЗТГУ подтвердили последнюю точку зрения.

С позднеорогенными (постладожскими) гранитами существенно плагиоклазового и плагиомикроклинового составов связывается шеелитовое оруденение в магнезиальных скарнах магматического этапа образования. Возможно, с этими же гранитами связано низкотемпературное полиметаллическое оруденение, сопровождающее в ряде случаев шеелитовое.

В области развития куполовидных структур широко развиты пегматиты керамического типа. В некоторых пегматитовых жилах плагиомикрокли-

нового состава выявлено редкометальное оруденение. С какими гранитами генетически связаны редкометальные пегматиты, пока неясно.

10. Изучение архейских комплексов магматических и ультраметаморфогенных образований территории Карелии касалось преимущественно частных вопросов или, если и проводился анализ магматических и ультраметаморфогенных процессов, то только для отдельных относительно небольших районов, например комплексов северо-западного Беломорья. Особое внимание было обращено на исследование так называемых друзитов западного Беломорья.

. В указанных работах четко отражаются два толкования или представления о количестве тектоно-магматических циклов и периодов магматической деятельности в архее. Это, во-первых, широко известные представления о наличии в архее рассматриваемого региона образований двух тектоно-магматических циклов: нижнеархейского (постсвионийского) и верхнеархейского (постботнийского), каждому из которых отвечает определенный комплекс суперкрустальных и интрузивных пород. Оба цикла разделены периодом саамской складчатости. Это представление соответствует стратиграфической схеме И. Седерхольма для Южной Финляндии.

К. А. Шуркин последовательно развивает другое представление о наличии в архее одного тектоно-магматического цикла или эпохи магматизма.

Исследователи западного Беломорья до последнего времени в своих представлениях о магматизме и метаморфизме в архее исходили из предпосылки, что все магматогенные и ультраметаморфогенные породы, установленные в пределах полосы развития суперкрустальных образований этого района, следует рассматривать как образования, сформировавшиеся в результате архейского магматизма и метаморфизма.

Исследования последних лет показывают, что Беломорский блок архея вовлекался в Карельскую (протерозойскую) складчатость, и, следовательно, в настоящее время стоит задача о необходимости проведения исследований с целью расчленения развитых среди беломорской серии магматогенных и ультраметаморфогенных образований на архейские и протерозойские и установления закономерностей взаимосвязи проявления протерозойского магматизма в пределах Беломорской и Карельской зон.

Краткое рассмотрение магматизма Карелии показывает, что типы развития магматизма находятся во взаимозависимости с общим тектоническим развитием земной коры. Это дает принципиальную возможность корреляции во времени и пространстве как отдельных магматических комплексов, так и магматических формаций между собой, и установления места в геологической истории того или иного региона.

Изучение магматизма, его эволюции и металлогении должно стать на один уровень с изучением стратиграфии, литологии, тектоники в их взаимной увязке.

Ю. Б. Богданов, А. С. Вошнов, В. З. Негруца

ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ДОКЕМБРИЙСКОГО ВУЛКАНИЗМА ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА

В настоящей статье рассматриваются общие геологические особенности размещения вулканогенных толщ на территории и в разрезе докембрия восточной части Балтийского щита и осуществляется сравнительная оценка химизма разновозрастных образований вулканогенного происхождения. Предлагаемые построения базируются на личных материалах авторов по ряду районов и на опубликованных данных других исследователей.

К вулканогенным образованиям архейского возраста отнесены амфиболитовые толщи кольской и беломорской серий. Нужно отметить, что в большинстве случаев достоверный генезис этих пород еще не установлен. Среди них, несомненно, кроме эффузивов основного состава присутствуют

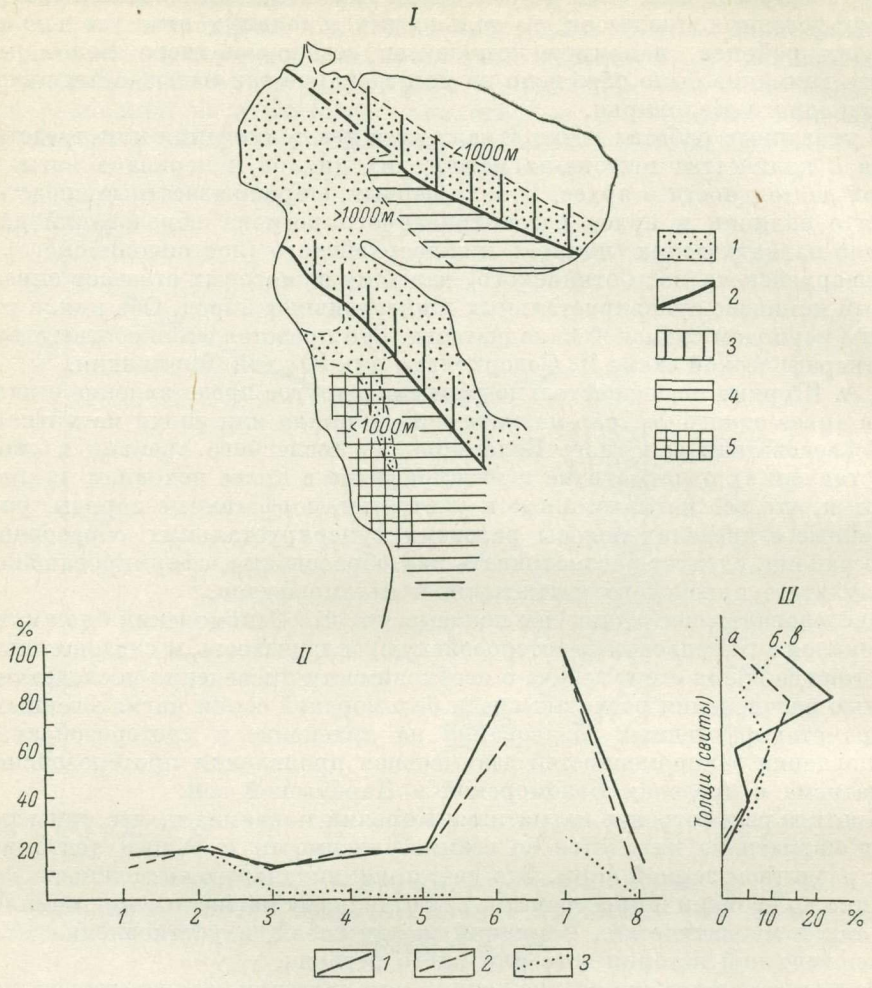


Рис. 1. Схемы палеовулканизма восточной части Балтийского щита.

I. Районы развития вулканогенных пород архея и нижнего протерозоя в пределах Кольско-Карельского региона: *1* — современные области развития метаморфизованных осадочно-вулканогенных толщ архея; *2* — граница зоны нижнепротерозойского вулканизма с мощностями вулканитов, превышающими 1000 м; *3* — районы развития основного вулканизма нижнепротерозойского времени; *4* — районы развития основного, среднего и кислого вулканизма в нижнем протерозое; *5* — районы развития кислого вулканизма в нижнем протерозое.

II. *График мощностей и составов вулканогенных пород нижнего протерозоя в некоторых структурах* Карелии и Кольского полуострова: *1* — суммарные мощности разрезов (за 100% принята мощность разреза Терско-Варзугской структуры); *2* — мощность вулканогенных толщ (за 100% принята мощность вулканитов в Терско-Варзугской структуре); *3* — содержание (в %) кислых вулканитов в каждом разрезе. Структуры обозначены цифрами на горизонтальной координате: *1* — Гимольская; *2* — Большозерская; *3* — Совдозерская; *4* — Бергаульская; *5* — Парандовская; *6* — Пебозерская; *7* — Терско-Варзугская; *8* — Кейвская.

III. График распределения вулканогенных толщ по разрезу (вертикальная координата) *гимольской серии Костомукшской (а), Пебозерской (б), Терско-Варзугской структур (в).*

породы интрузивного, а возможно, и туфогенного происхождения. Предполагаемое размещение вулканогенных образований этого возраста приведено на рис. 1. Бóльшую часть площади занимают породы основного состава. Кислые и средние эффузивы известны только в пределах вороньетундровской и верхах лебяжинской свит. Основываясь на двух наиболее изу-

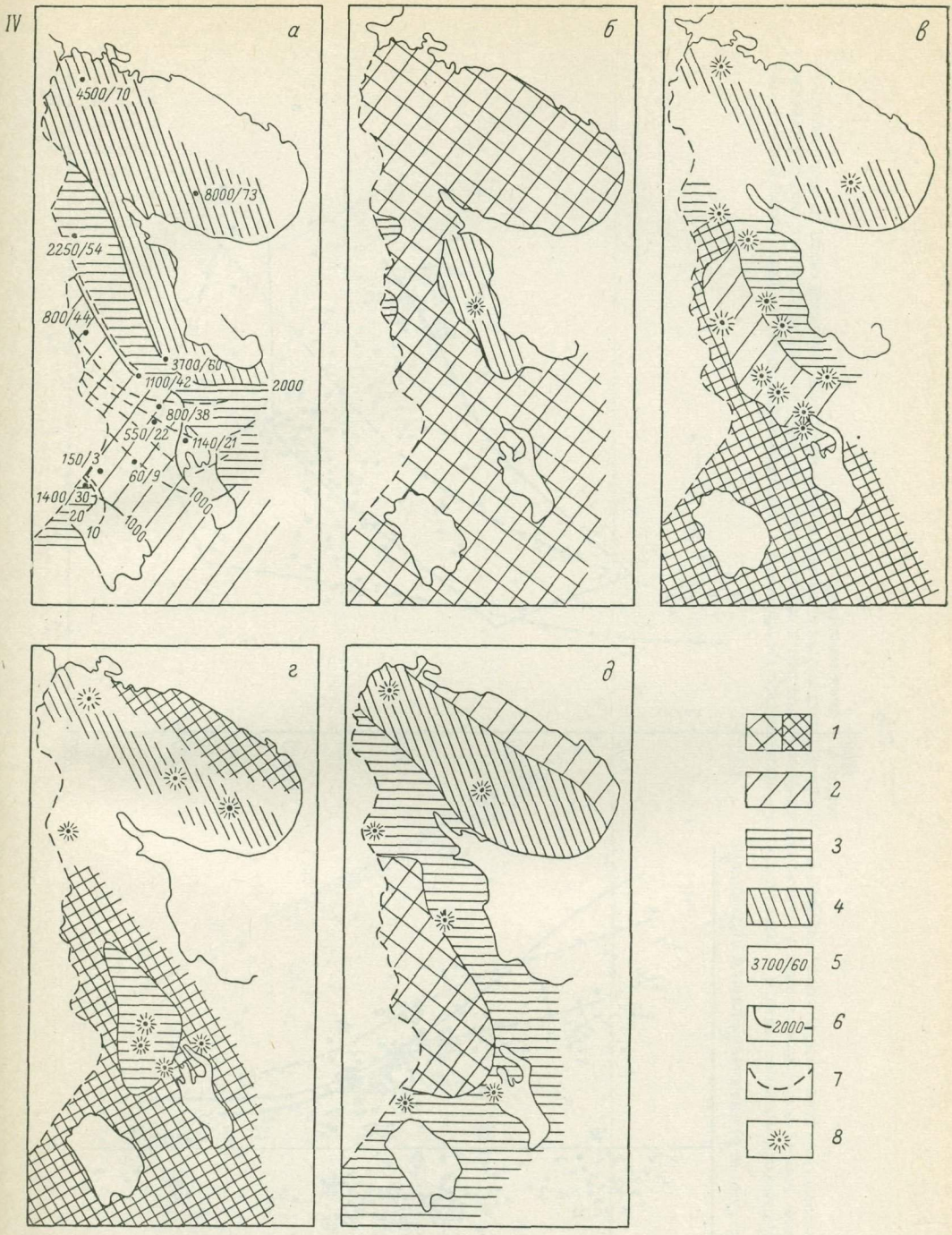


Рис. 1 *(продолжение).*

IV. Схемы палеовулканизма восточной части Балтийского щита в карельское время: *а* — сводная для всего карельского комплекса; *б* — тунгудско-надвоицкая серия; *в* — сариолийская серия; *г* — сегозерская серия; *д* — онежская серия; *1* — области, в пределах которых вулканогенные породы не накапливались; *2* — области слабо проявленного вулканизма; *3* — области умеренного вулканизма; *4* — области интенсивного вулканизма; *5* — мощность вулканогенных толщ (в числителе) и процент вулканитов к общей мощности подразделения, для которой построена схема; *6* — предполагаемые линии равных мощностей (1000 и 2000 м); *7* — предполагаемые изолинии равных процентных содержаний вулканитов; *8* — вулканические центры.

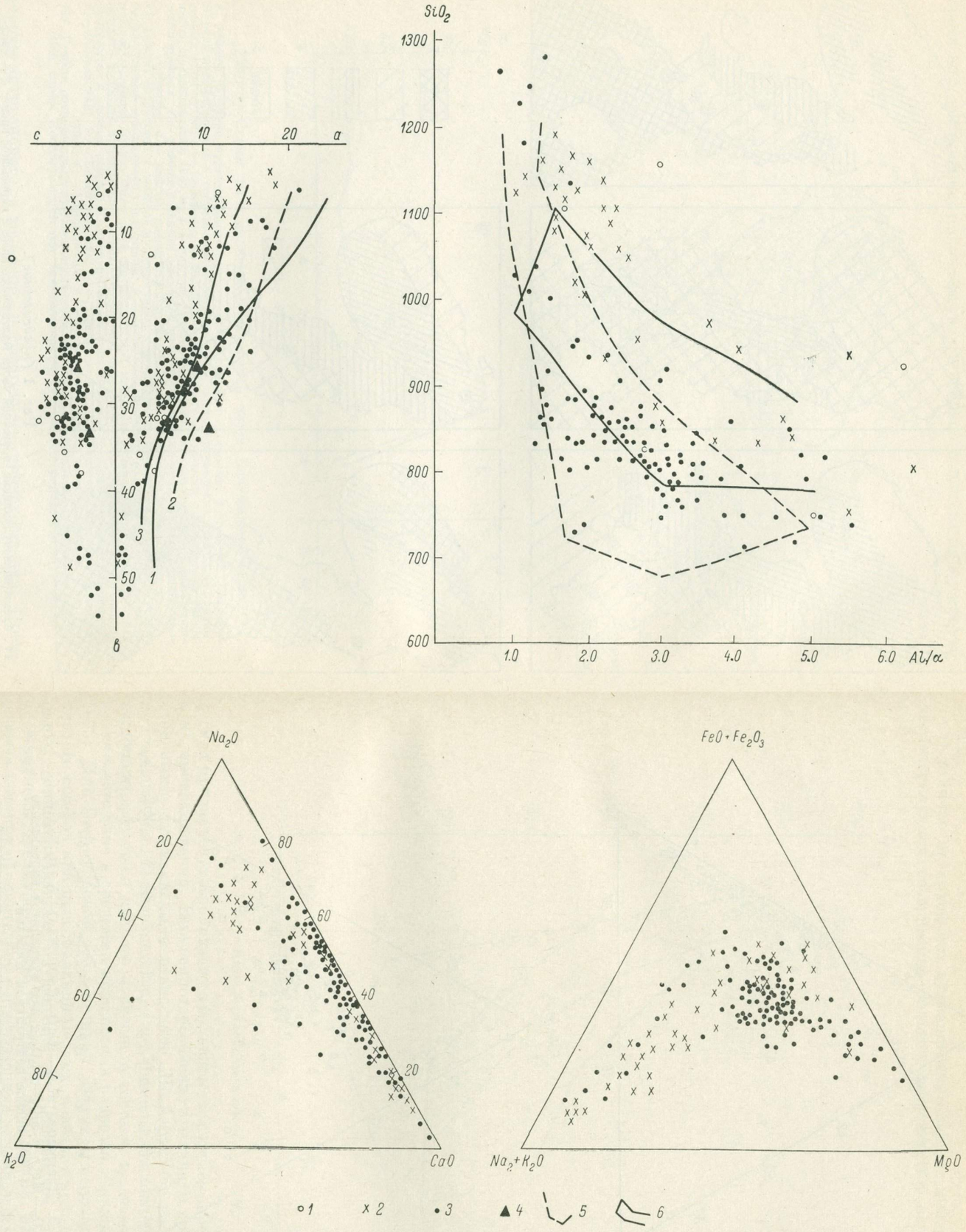


Рис. 2. Состав вулканитов архея и протерозоя.

1 — вулканогенные породы архея; *2* — вулканогенные породы нижнего протерозоя; *3* — вулканогенные породы среднего протерозоя; *4* — базальтовые породы океанического типа; *5* — поле андезит-базальтовых пород островных дуг; *6* — поле кислых эффузивных пород. Диаграмма Заварицкого: *1* — лавы океанических островов; *2* — промежуточный тип, отделяющий породы известково-щелочной серии от чисто щелочной серии; *3* — лавы островных дуг.

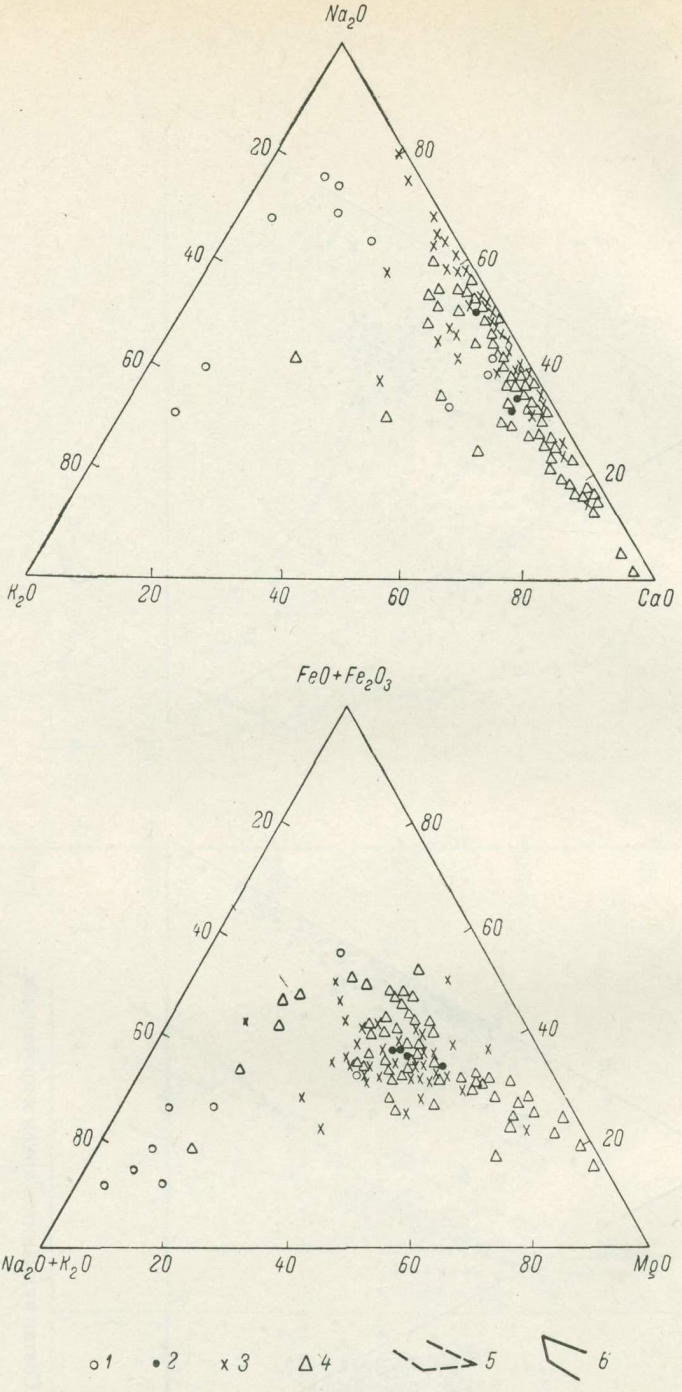


Рис. 3. Диаграммы $K_2O—Na_2O—CaO$; $Na_2O+K_2O—Fe_2O+$ $+Fe_2O_3—MgO$ и $SiO_2—Al_2O_3/\alpha$ для вулканитов карельского комплекса центральной Карелии.

1 — вулканиты тунгудско-надвоицкой серии; *2* — сариолийской серии; *3* — сегозерской серии; *4* — онежской серии; *5* — поле базальтовых пород океанического типа; *6* — поле андезит-базальтовых пород островных дуг.

ченных разрезах (Пебозерском и Полмостундровском), можно сказать, что вулканогенные породы приурочены к верхней части разреза архея. Кислые эффузивы зоны Колмозеро—Воронья завершают разрез архейских образований.

В отличие от архейских вулканогенные породы нижнего протерозоя характеризуются несравненно бóльшей сохранностью первичных генети-

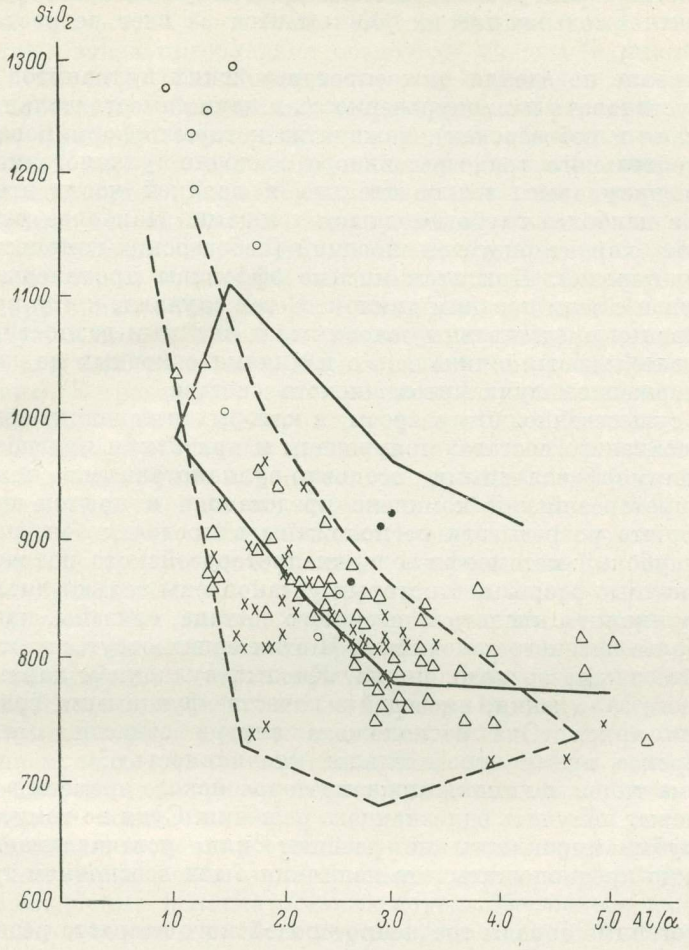


Рис. 3 (*продолжение*).

ческих признаков, позволяющих в большинстве случаев определенно судить о их происхождении. Нижнепротерозойские вулканиты представлены как основными, так и кислыми разностями. По характеру их распределения на площади (рис. 1) выделяется ряд зон. Гимольская зона характеризуется наличием эффузивов кислого и среднего состава, железных руд окисно-кремнистого типа и средними мощностями разрезов (Чернов, 1964; Кратц, 1963). Для Бергаульской зоны типичны эффузивы основного, среднего и кислого состава при преобладании первых, незначительные мощности разрезов, серноколчеданное оруденение; в Пебозерской зоне вулканиты представлены преимущественно основными эффузивами, общая мощность разреза которых сравнительно с предыдущими зонами здесь сильно возрастает, в Терско-Варзугской зоне распространены вулканиты основного (преобладают) и кислого состава; для Кейвско-Кольской зоны известны только основные вулканиты. Как видно из рис. 1, *II*, максимальные мощ-

ности вулканогенных толщ устанавливаются в Пебозерской и Терско-Варзугской зонах. Роль вулканитов в пределах разных зон неодинакова. Наибольшее значение они приобретают в разрезах Бергаульской, Гимольской и Терско-Варзугской зон, где их мощность составляет 30—40% общей мощности комплекса. Необходимо подчеркнуть сопряженность в изменении мощности вулканитов и общей мощности разреза: с увеличением мощности разреза увеличивается мощность вулканогенных пород. При этом процентное содержание их уменьшается за счет возрастания роли осадочных толщ.

Рассмотрение поведения нижнепротерозойских вулканитов в разрезе позволяет установить их приуроченность к двум самостоятельным сериям (тикшозерская и пебозерская), каждая из которых сформирована в течение самостоятельного трансгрессивного осадочно-вулканогенного цикла. Вулканиты приурочены исключительно к верхней части этих циклов и связаны с наиболее глубоководными толщами. Наиболее интенсивным вулканизмом характеризуется поздний (пебозерский-гимольский) цикл нижнего протерозоя. При этом кислые эффузивы проявлены исключительно в связи с этим поздним циклом. В тех случаях, когда вулканогенные образования представлены основными и кислыми разностями, вулканическая деятельность начиналась с излияния основных лав и заканчивалась извержением вулканитов кислого состава.

Весьма существенно, что разрезы, в которых устанавливаются только эффузивы основного состава, приурочены к архейским прогибам, выполненным метаморфизованными осадочно-вулканогенными комплексами, где нижнепротерозойский комплекс представлен в полном виде. Также характерно, что разрезы эти расположены в пределах зон, испытавших наиболее глубокий метаморфизм нижнепротерозойского возраста. Менее мощные и полные разрезы, в которых установлены только кислые вулканиты или вулканиты кислого и основного состава, связаны, как правило, с зонами более позднего заложения. В этих зонах отсутствуют образования раннего, тикшозерского, цикла. Кислый вулканизм характерен для зоны позднего заложения, имеющей в качестве фундамента гранитоидные образования архея. Она расположена внутри области, отличавшейся в тикшозерское время относительной стабильностью.

Проблема типов излияний нижнепротерозойского времени в настоящее время не может получить однозначного решения. Судя по тому, что в этих толщах грубые пирокласты не развиты или устанавливаются очень редко, можно предположить, что излияния были в основном трещинного типа.

Вулканогенные породы среднепротерозойского возраста резко отличны от описанных выше. Первое и наиболее явное их отличие заключается в широком развитии туфобрекчий, туфоконгломератов, насыщенных крупными (до 15—20 см) вулканическими бомбами, туфолав, туфов и туфитов (Загородный и др., 1964). Характерны пузыристые и шаровые лавы, вариолиты.

Другая отличительная черта заключается в меньшей степени их регионального метаморфизма, не превышающей, как правило, зеленосланцевой фации. Превосходно сохранились первичные текстурные и структурные признаки, позволяющие не только судить об их исходной вулканогенной природе, но и делать обоснованные выводы об условиях образования, направлений течения лавовых потоков, типе излияний, местоположении древних вулканов. Лишь на сравнительно ограниченной площади карельские вулканогенные толщи метаморфизованы в условиях эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций. Но и в этих случаях первичные текстуры обычно хорошо распознаются и поддаются изучению по обычной методике.

Мощность вулканогенных образований карельского возраста варьирует на территории Кольско-Карельского региона в пределах от 30 до 6000 м. По этому признаку выделяются зоны: Центрально-Карельская с мощностью вулканогенных пород от 0 до 1000 м; Юго-Западно-Карельская и Северо-Восточно-Карельская с мощностью вулканитов от 1000 до 3000 м, Кольско-Беломорская, где суммарная мощность вулканогенных толщ превышает 3000 м, достигая в центральной, Печенгско-Имандра-Варзугской, части этой зоны 5000—6000 м. Как видно из схемы (рис. 1), в двух южных зонах преобладают осадочные породы (вулканиты составляют от 3 до 40% общей мощности комплекса), в северных зонах роль вулканогенных образований возрастает (до 70% общей мощности комплекса). Предполагаемые изолинии равных процентных содержаний вулканогенных пород в целом параллельны границам намеченных зон суммарных мощностей. Характерно, что область пониженных мощностей и минимальных относительных содержаний вулканитов совпадает с Карельским стабильным массивом, отличающимся мелководно-континентальным характером седиментогенеза и преимущественным распространением терригенных конгломерато-песчаных отложений. Эта область характеризуется также простым субплатформенным характером складчатых структур и слабым метаморфизмом (зеленосланцевая фация и глубинный эпигенез). В трех других зонах осадочные толщи сложены породами, возникшими в условиях обширных мореподобных бассейнов. Для них характерны резко повышенная мощность также и осадочных толщ, более интенсивный метаморфизм пород (вплоть до амфиболовой фации) и более сложный характер складчатых структур (Харитонов, 1966; В. З. Негруца и Т. Ф. Негруца, 1968). Следовательно, намечается зональная взаимосвязь между вулканизмом и осадконакоплением, с одной стороны, и осадочно-вулканическими и структурно-метаморфическими процессами — с другой. Все вместе, подчеркивая единое генетическое начало седиментогенеза, магматизма, складчатости и метаморфизма, свидетельствует о неоднородном структурно-формационном развитии восточной части Балтийского щита в карельское время. Важно подчеркнуть также, что области пониженной мощности вулканогенных толщ свойствен основной вулканизм, тогда как зоны интенсивного вулканизма характеризуются достаточно широким распространением вулканогенных образований среднего и кислого составов.

Намечающаяся тесная пространственная связь вулканизма и осадконакопления подчеркивается также закономерным цикличным чередованием в разрезах осадочных и магматогенных пород. Имеющиеся данные позволяют выделить в сводном разрезе карельского комплекса Карелии шесть трансгрессивно-регрессивных циклов (фаз): тунгудско-надвоицкий, сариолийский, сегозерский, онежский, ладожский и петрозаводскошокшинский (В. З. Негруца и Т. Ф. Негруца, 1968). Вулканогенные породы приурочены исключительно к нижним четырем циклам; в первых двух циклах вулканиты преобладают над осадочными породами; следующие два цикла (сегозерский и онежский) характеризуются преобладающим развитием осадочных пород.

Осадочно-вулканогенные циклы построены по сходному плану. Каждый из них начинается грубообломочными образованиями элювиально-делювиально-речных, дельтовых или прибрежно-бассейновых фаций, выше следуют преимущественно мелкообломочные, тонкоотмученные и хемогенные породы фаций относительно спокойных бассейновых (пелагических) условий осадконакопления. Последние постепенно сменяются вулканитами. В целом каждый из четырех циклов соответствует законченному трансгрессивно-регрессивному этапу осадконакопления и вулканизма. Конечные этапы излияния каждого из циклов совпадали с кульминационным этапом регрессии.

На вулканитах в основании осадочной толщи перекрывающей серии обычно устанавливаются следы древнего химического выветривания или заметного континентального размыва. Следовательно, к концу каждого цикла только что сформированные вулканогенные породы на бóльшей части территории выводились из-под уровня бассейна, и последние порции лавы изливались нередко в наземных условиях. Аналогичное строение устанавливается и для кольских карелид. В наиболее хорошо изученной печенгской структуре также фиксируются четыре крупных цикла, каждый из которых, как и в Карелии, начинается осадочными и кончается вулканогенными породами (Загородный и др., 1964). Строение циклов, характер соотношения между осадочными и вулканогенными породами подобны тому, что наблюдается в Карелии.

Сходное цикличное строение, судя по данным Л. Н. Потрубович (Потрубович и др., 1967), А. К. Симона и других исследователей, а также по нашим наблюдениям, имеет имандра-варзугская серия.

Таким образом, аналогия в строении разрезов кольских и карельских карелид очевидна. Более интенсивный вулканизм в пределах Кольско-Беломорской зоны объясняется ее палеотектоническими особенностями. Намечающейся общей зональности карельского вулканизма соответствует зональность отдельных его этапов (рис. 1). Интересна направленность увеличения площади вулканогенных пород во времени с «пережимом» в период третьего сегозерского цикла. В соответствии с этим вулканиты третьего цикла могут либо завершать магматизм двух предыдущих циклов, соответствуя периоду некоторого спада вулканической активности территории, либо фиксировать начало нового второго крупного многофазного этапа карельского вулканизма. Петрохимические данные, как показала Д. Д. Мирская на примере Печенгской структуры (Загородный и др., 1964) и как будет показано далее, соответствуют первому предположению.

Необходимо подчеркнуть, что для бóльшей части среднепротерозойских вулканитов несомненным является их происхождение за счет излияний центрального типа (Мирская, 1966; Поляк и др., 1966), что, повидимому, резко отличает среднепротерозойские вулканогенные образования от аналогичных пород более древнего возраста. Характер и местоположение этих центров изменялись во времени (рис. 1).

Весьма интересен вопрос о закономерностях изменения химизма докембрийских вулканитов во времени и на площади, вытекающих из анализа диаграмм (рис. 2 и 3), составленных на основе опубликованных химических анализов.

Вулканиты архейского возраста относятся к щелочно-известковистой серии. По своим особенностям, за исключением некоторых кислых разновидностей зоны Колмозеро—Воронья, они практически ничем не отличаются от вулканитов нижнего протерозоя. Вулканиты нижнего протерозоя также относятся к щелочно-известковистой серии (коэффициент Пикока близок к 59), характеризуются умеренной щелочностью, образуют единый эволюционный ряд от метабазальтов до метаандезитов-риолитов (последние могли возникнуть в результате плавления гранитоидного архейского фундамента). Магматизм носит сквозной характер и не имеет различий в разных структурных зонах. Ассоциации вулканитов в них определялись различиями в истории их тектонического развития. Отметим, что почти все фигуративные точки нижнепротерозойских вулканитов близки к точкам составов андезит-базальтов островных дуг.

Анализ распределения фигуративных точек на диаграмме Заварицкого по среднепротерозойским вулканитам отчетливо показывает, что в процессе геологической истории вулканизм испытывал тенденцию к увеличению щелочности и большей дифференциации магматических расплавов.

При этом по степени дифференциации выявляется явный скачок на границе сегозерского и онежского времени, что обусловлено первым появлением пикритов в онежской серии. Вместе с тем каждая из серий имеет свои петрохимические отличия. Тунгудско-надвоицкая и сариолийская серии характеризуются вулканитами умеренной основности. Вулканиты сегозерской серии отличаются большей щелочностью и вместе с тем обладают бóльшей степенью дифференциации. Наконец, онежская серия обладает меньшей щелочностью, чем сегозерская, имея по этим признакам черты сходства с предсегозерскими вулканитами; она представлена наиболее дифференцированными породами. Существенно, что отмеченные закономерности сохраняются во всех зонах карельского вулканизма независимо от их палеогеографических различий и положению в региональной палеотектонической структуре. Вулканиты сариолийской серии центральной Карелии по петрохимическим характеристикам близки к вулканитам ахмалахтинской свиты Печенги; вулканогенные образования сегозерской серии подобны породам куэтсярвинской свиты Печенги; наконец, онежские вулканиты сходны с вулканитами колосийокской и отчасти пильгуярвинской свиты Печенги.

Сравнивая эволюционные ряды среднепротерозойских вулканитов с рядами фанерозоя, можно заключить, что все они попадают в область вулканитов островных дуг. На секторе диаграммы Заварицкого $a—s—b$ все фигуративные точки располагаются левее пограничной линии, отделяющей породы щелочной серии от известково-щелочной. Отмеченные закономерности подтверждаются при анализе диаграммы $K_2O—Na_2O—CaO$; $Na_2O+K_2O—FeO+Fe_2O_3—MgO$ и $SiO_2—Al_2O_3/\alpha$, где α — сумма щелочей.

Оценка щелочно-известкового индекса среднепротерозойских вулканитов по методу Пикока показала следующие результаты: для тунгудско-надвоицкой серии — 56.4, сариолийской — приблизительно 53.0, сегозерской 52.0 и 56.0 и онежской — 52.5 и 56.4; среднепротерозойские вулканиты в целом имеют щелочно-известковый индекс, равный 54.4. Следовательно, вулканогенные породы среднего протерозоя, так же как и вулканиты нижнего протерозоя, относятся к вулканитам щелочно-известковистого типа, отличаясь лишь несколько меньшим значением индекса.

Диаграмма $SiO_2—Al_2O_3/\alpha$ показывает, что среднепротерозойские вулканиты наиболее близки к типу андезит-базальтовых магм и частично тяготеют к оливин-базальтовому типу.

В целом отчетливо устанавливается эволюционная направленность протерозойского вулканизма. Главной закономерностью является прогрессивное увеличение щелочности как основных, так и кислых разностей в направлении от нижнего протерозоя к верхнему, что, по-видимому, свидетельствует о растущей консолидации земной коры и прилегающих к ней областей верхней мантии. Имеющиеся данные позволяют предполагать, что архейские вулканиты генетически весьма близки к нижнепротерозойским и вместе они резко отличаются от среднепротерозойских.

ЛИТЕРАТУРА

Загородный В. Г., Д. Д. Мирская, С Н. Суслова. Геологическое строение печенгской осадочно-вулканогенной серии. Изд. «Наука», М.—Л., 1964.

Кратц К. О. Геология карелид Карелии. Изд. АН СССР, М.—Л., 1963.

Мирская Д. Д. О некоторых условиях формирования древних вулканогенных толщ на примере изучения печенгской серии. В кн. «Проблемы осадочной геологии докембрия», вып. 1, изд. «Недра», М., 1966.

Потрубович Л. Н., В. Н. Соколова, Е. Е. Селивановская. Стратиграфия Терско-Варзугского геосинклинального прогиба. В сб. «Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Запада РСФСР», вып. 7, изд. «Недра», Л., 1967.

Поляк Э. А., А. В. Турылева, Н. А. Егоров. Печенгский осадочно-вулканогенный комплекс как вулканическое сооружение центрального типа. В сб. «Петрология и формационное деление докембрия Русской платформы», Тезисы докладов, изд. «Наукова думка», Киев, 1966.

Харитонов Л. Я. Структура и стратиграфия карелид восточной части Балтийского щита. Изд. «Недра», М., 1966.

Чернов В. М. Стратиграфия и условия осадконакопления вулканогенных (лептитовых) железисто-кремнистых формаций Карелии. Изд. «Наука», М.—Л., 1964.

В. Г. Загородный, М. Т. Козлов,
Д. Д. Мирская, П. К. Скуфьин

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ДОКЕМБРИЙСКОГО ВУЛКАНИЗМА И ЕГО РОЛЬ В ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ СЕВЕРО-ВОСТОКА БАЛТИЙСКОГО ЩИТА

Петрологические исследования докембрия кристаллических щитов и фундамента древних платформ в последние годы характеризуются повышенным вниманием к вулканогенным образованиям, их составу, формам проявления, закономерностям эволюции во времени и металлогении. Вместе с тем опыт их изучения пока незначителен.

Настоящая работа ставит целью обобщение материалов по докембрийским вулканогенным формациям Кольского полуострова. Как геологическая основа при изложении и обсуждении материалов использована разработанная авторами структурно-стратиграфическая схема, отраженная также на карте-схеме размещения магматических формаций Кольского полуострова (Зак, Ланев, 1970).

Согласно принятой схеме в докембрии Кольского полуострова нами выделены четыре структурно-стратиграфических этажа. По нашим данным, нижний этаж, являющийся древним архейским фундаментом, представлен гнейсами кольской серии, преимущественно биотитовыми, отчасти амфиболовыми, интенсивно и многократно гранитизированными и интрудированными разнообразными гранитоидами. Выходы фундамента распространены в пределах Мурманского и Центрально-Кольского блоков, в меньшей мере в пределах Терско-Нотозерского антиклинория и Беломорского блока. К нижнепротерозойскому этажу мы относим гранулиты, амфиболовые гнейсы, амфиболиты, железистые кварциты, лептиты, биотитовые, двуслюдяные и глиноземистые гнейсы и сланцы, входящие в состав гранулитовой формации, тундровой серии, серий колмозеро-воронья и кейвской. Эти образования слагают обширные разнофациальные синклинорные зоны. Их реликты наблюдаются на блоках: Мурманском, Центрально-Кольском и Беломорском, а также в пределах антиклинорных зон.

Среднепротерозойский этаж представлен преимущественно метавулканитами основного ряда, входящими в состав печенгской и имандра-варзугской серий, которые слагают обширную грабен-синклинорную структуру, известную под названием цветного пояса Кольского полуострова (Ферсман, 1941). Верхнепротерозойский—гиперборейский структурный этаж сложен песчаниковыми и карбонатными сериями; изверженных пород, кроме дайкового комплекса, не содержит и поэтому ниже не рассматривается.

Наиболее слабо изучен докембрийский вулканизм Кольского полуострова. Образования фундамента обычно настолько сильно переработаны последующими процессами гранитизации, что их природа не устанавли-

вается. Однако некоторые амфиболовые гнейсы и амфиболиты фундамента содержат реликты текстур и структур изверженных пород. Петрохимически они сопоставимы с диоритами и андезитами, но данных для уверенного отнесения их к эффузивам недостаточно. Лишь обнаруженные И. Д. Батиевой и И. В. Бельковым (1968) архейские вулканиты, представленные кварцевыми порфиритами, гранодиорит-порфирами и кварцевыми долеритами, отнесены к излившейся фации диоритов и плагиогранитов.

Значительно больше данных о вулканитах нижнего протерозоя. Наиболее полно они изучены Л. Л. Гарифулиным в серии колмозеро-воронья, П. М. Горяиновым (1966) в Приимандровском районе и авторами в тундровой серии. На Кейвах известно наличие основных эффузивов, перекрывающих сланцы (Мирская, 1968), а также основных и кератофировых вулканитов в основании гнейсовой толщи.* В колмозерско-воронинской и тундровой сериях на северо-западе Кольского полуострова широко развиты метадиабазы и метаандезиты; возможно, кислыми эффузивами окажутся кварцевые порфироиды. В Приимандровском районе наряду с основными значительно распространены и кислые эффузивы — лептиты и кварцевые порфиры.

Данные последних лет по геологии северо-запада Кольского полуострова свидетельствуют о практически беспрерывном по простиранию взаимном переходе пород тундровой серии и гранулитовой формации, а следовательно, и об их одновозрастности (Загородный, 1967). Согласно также материалам К. Д. Беляева, Е. Д. Чалых, Т. А. Федковой, А. И. Ивлиева и др. вся гранулитовая формация представляется как сложная осадочно-вулканогенная серия, где основные гранулиты, амфиболиты, отчасти амфиболовые гнейсы и кислые гранулиты, по геологическим признакам и химизму сопоставимы с метадиабазами, метаандезитами и более кислыми эффузивами.

Наиболее полно изучены вулканогенные породы среднего протерозоя: печенгской, имандра-варзугской серий и останцов аналогичной им осадочно-вулканогенной серии в устье рек Поноя и Снежницы.

Печенгская серия (Загородный, Мирская, Суслова, 1964, и др.) состоит из четырех мощных вулканогенных подсвит, каждая из которых подстилается осадочной подсвитой. По геологическим и петрохимическим особенностям пород вулканогенные толщи группируются попарно и дают две самостоятельные эволюционные ветви. При этом пары образуются за счет двух нижних и двух верхних толщ. Первая и третья толщи очень однородны и почти не содержат пирокластов. Выше по разрезу излившиеся породы часто переслаиваются с пирокластолитами и мелководными осадками. Во второй толще, в нижней ее части, потоки излившихся пород постепенно сменяются туфолавами, туфобрекчиями и туфами. В средней ее части Ж. А. Федотовым и П. К. Скуфьиным установлены туфосланцы и туфоконгломераты, выше которых комплекс излившихся пород и пирокластолитов повторяется в несколько сокращенном виде. В четвертой толще также устанавливается многократная цикличность: пирокластолиты—эффузивы—пирокластолиты.

Не менее характерны петрохимические особенности рассматриваемых пар. Среди пород двух нижних толщ по петрографическим данным и составу различаются: метадиабазы—андезиты, альбитофиры, кератофиры и их туфы, образующие ряд пород известково-щелочной ветви. Эволюция состава магм этого периода в целом характеризуется нормальным рядом

* Мощная толща гнейсов относилась к осадочным образованиям. Лишь в 1969 г. исследованиями Д. Д. Мирской восточной части Кейв установлено, что гнейсовая толща сложена преимущественно кислыми, частью средними эффузивами с незначительным содержанием осадочных пород и подчиненным количеством основных туфогенно-эффузивных образований.

дифференциатов. В третьей и четвертой толщах широко развиты кварцевые метадиабазы, метадиабазы, пикриты, их туфобрекчии и туфы, образующие ряд толеитовых базальтоидов. Эволюция их состава во времени носит антидромный характер. Как общий результат этого этапа вулканизма мы склонны рассматривать и никеленосные дифференцированные интрузии Печенги, близкие по составу к пикритам.

Имандра-варзугская серия (Иванов, 1966; Козлов, 1967) во многом сходная с печенгской, вместе с тем несколько индивидуальна. В ее составе намечается семь вулканогенных толщ. В трех нижних развиты породы известково-щелочного ряда: в первой — метадиабазы—метаандезиты; во второй и третьей — метаандезиты и более кислые эффузивы, близкие к дацитам; в двух следующих — метадиабазы и отчасти пикритовые порфириты, представляющие ряд толеитовых базальтоидов; шестая и седьмая — умбинская и ильменская толщи — ложатся на предыдущие с несогласием и образуют свой цикл излияний, отвечающих по составу также нормальным базальтоидам. Общий характер развития вулканизма Имандра-Варзугской и Печенгской зон сопоставим, как и некоторые частные моменты их эволюции. Нижние члены серии здесь также образуют ряд нормальных дифференциатов, для верхних характерна антидромная направленность. Вместе с тем две верхние толщи на Печенге неизвестны. Они, по-видимому, представляют собой наиболее молодые среднепротерозойские вулканогенные образования Кольского полуострова.

Вулканогенные среднепротерозойские породы, по данным Д. Д. Мирской, в устье рек Поноя и Снежницы представлены тремя толщами, по составу и строению сходными с нижними членами серии имандра-варзуга. Все они относятся к известково-щелочному ряду.

Данные о докембрийском вулканизме Кольского полуострова проливают свет на ряд вопросов его геологической истории, позволяют судить о некоторых особенностях докембрийского тектогенеза, о важнейших этапах магматизма, раскрывают существенные закономерности металлогении. Так, результаты изучения архейских вулканитов, пока немногочисленные, позволяют говорить об особом (нуклеарном) в тот период состоянии земной коры на Кольском полуострове, который характеризуется (Батиева, Бельков, 1968) пластичным ее состоянием, неоднократным разогревом и внутрикоровой магматической деятельностью. Эти представления подтверждаются слабой дифференциацией составов архейских горных пород различного генезиса, в том числе и вулканогенных. Последние близки к среднему составу коры и могут рассматриваться как древняя андезит-дацитовая формация. Исключительная их монотонность, вероятно, обусловила отсутствие связанных с ними заметных концентраций рудогенных элементов.

Нижнепротерозойский вулканизм свидетельствует о качественно новом этапе развития земной коры, во многом сходном с начальными периодами развития более молодых подвижных поясов (геосинклиналей). Характеризуется этот этап дифференциальной подвижностью блоков коры, которая к этому времени уже приобрела определенную жесткость; развитием глубинных разломов; деятельностью подкоровых и внутрикоровых магматических очагов. Достаточно дифференцированный состав нижнепротерозойских осадочных и изверженных горных пород является результатом вулканической деятельности разноглубинных магматических очагов, поставивших на дневную поверхность огромные массы фемического и салического материала. При этом интенсивность и состав вулканизма в пределах различных блоков и во времени контролируются, вероятно, тектоническим режимом.

Нам представляется, что в нижнем протерозое Кольского полуострова широко развиты две вулканогенные формации — диабазовая (андезит-

базальтовая) и лептитовая (андезит-дацит-кварцпорфировая), часто разобщенные пространственно и во времени. С этими формациями парагенетически связаны разнообразные полезные ископаемые: железорудные месторождения, вероятно, месторождения граната, кианита и др.

Среднепротерозойские вулканогенные образования завершают геосинклинальное развитие в докембрии Кольского полуострова. Их структурное размещение в пределах наложенных грабен-синклиналей, асимметричных и в определенных частях обладающих незавершенной складчатостью, сходно до некоторой степени с положением субплатформенных формаций. Вместе с тем глубинное строение, состав и мощность вулканогенных толщ, последующий их метаморфизм и более молодой гранитоидный магматизм этих зон скорее свидетельствуют о том, что они являются совершенно особыми образованиями, характерными, вероятно, исключительно для среднего протерозоя. Можно предположить, что они возникли и развивались как совершенно самостоятельные геотектонические элементы — зоны повышенной проницаемости, аналогичные авлакогенам (Шатский, 1964; Новикова, 1968). Это положение подтверждается тем, что вулканиты нижних толщ среднепротерозойских осадочно-вулканогенных серий по составу соответствуют образованиям начальных этапов формирования подвижных поясов — спилит-кератофировым формациям. Залегающие выше вулканиты представляют собой ряд формаций нормальных толеитовых базальтов и пикрит-базальтов. С этими формациями парагенетически связаны рудопроявления железа и, вероятно, месторождения медно-никелевых руд.

Обзор докембрийского вулканизма Кольского полуострова свидетельствует о его тесной связи с глубинным тектоническим развитием региона и существенной роли в геологической истории. Эволюция вулканизма представляется достаточно сложной, а предварительно выделенные нами формации, безусловно, являются подразделениями укрупненными, подлежащими детализации. С эволюцией вулканизма связаны некоторые существенные черты металлогении докембрия Кольского полуострова.

ЛИТЕРАТУРА

Батиева И. Д., И. В Бельков. Гранитоидные формации Кольского полуострова. В кн. «Очерки по петрологии, минералогии и металлогении гранитов Кольского полуострова», изд. «Наука», Л., 1968.

Горяинов П. М. Лептитовый тип парагенезиса пород железисто-кремнистой формации (на примере Кольского полуострова). Тезисы докладов на совещании по проблемам образования железистых роговиков и джеспилитов докембрия, изд. «Наукова думка», Киев, 1966.

Загородный В. Г., Д. Д. Мирская, С. Н. Суслова. Геологическое строение печенгской осадочно-вулканогенной серии. Изд. «Наука», М.—Л., 1964.

Загородный В. Г. Протерозойские вулканогенные комплексы Кольского полуострова. Тезисы докладов на региональном петрографическом совещании по европейской части СССР, изд. «Наукова думка», Киев, 1966.

Загородный В. Г. О геологической истории Печенгской протерозойской зоны. В сб. «Вопросы геологии, минералогии и геохимии изверженных и метаморфических комплексов Кольского полуострова», изд. Кольск. фил. АН СССР, Апатиты, 1967.

Зак С. И., В. С. Ланев. Магматизм и металлогения Кольского полуострова. См. настоящий сборник.

Иванов А. М. К вопросу о возрасте свиты имандра-варзуга на Кольском полуострове. В кн. «Древнейшие осадочно-вулканогенные и метаморфические комплексы Кольского полуострова», изд. «Наука», Л., 1966.

Козлов М. Т. Стратиграфия юго-восточной части Кольского полуострова. В кн. «Стратиграфия и изотопная геохронология докембрия восточной части Балтийского щита», изд. «Наука», Л., 1971.

Козлов М. Т. Структура зоны сочленения комплексов протерозоя и архея в юго-восточной части Кольского полуострова. В сб. «Геологическое строение, развитие и рудоносность Кольского полуострова», изд. Кольск. фил. АН СССР, Апатиты, 1968.

Мирская Д. Д. О некоторых условиях формирования древних вулканогенных толщ на примере изучения печенгской серии. В сб. «Проблемы осадочной геологии докембрия», вып. 1, изд. «Недра», М., 1966.

Мирская Д. Д. Петрология метабазитов района Кейв. Изд. «Наука», Л., 1968.

Новикова А. С. К вопросу о природе авлакогенов Восточно-Европейской платформы. В кн. «Вулканизм и тектогенез. Докл сов. геологов на XXIII сессии Междунар. геол. конгресса», изд. «Наука», М., 1968.

Скуфьин П. К. Реликтовые черты эффузивных и интрузивных пород в ортоамфиболитах и амфиболовых гнейсах кольской серии (северо-запад Кольского полуострова). Тр. Воронежск. гос. унив., т. 63, Изд. ВГУ, Воронеж, 1965.

Ферсман А. Е. Полезные ископаемые Кольского полуострова. Тр. Комиссии по проблемам минерального сырья АН СССР, сер. региональная, вып. 1. Изд. АН СССР, 1941.

Шатский И. С. О прогибах донецкого типа. Избр. тр., т. 2. Изд. «Наука», М., 1964.

Э. Б. Наливкина

О ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ* ФОРМАЦИЙ В РАННЕПРОТЕРОЗОЙСКИХ ПОДВИЖНЫХ ОБЛАСТЯХ (НА ПРИМЕРЕ ЕВРОПЕЙСКОЙ ЧАСТИ СССР)

Формационный анализ — выявление крупных закономерных ассоциаций горных пород — дает возможность перейти к установлению наиболее общих, определяющих закономерностей их распределения. Как установлено ранее (Наливкина, 1966) для территории СССР, с развитием раннепротерозойской подвижной области связано образование последовательно сменяющих одна другую формаций регионального распространения: офиолитовой ** — доскладчатой; мигматит-плагиогранитовой —

Сопоставление регионально развитых магматических формаций раннепротерозойской подвижной области на территории европейской части СССР

Отношение формаций к складчатости	Карелиды	Саксаганиды	
	Балтийский щит	Украинский кристаллический массив	Воронежский кристаллический массив
Доскладчатые.	Офиолитовая формация (хаутаваарская, бергаульская, тунгудская, гимольская, большозерская, тундровая и другие серии; тела основных и ультраосновных пород Pt_1).	Офиолитовая формация (белозерско-базавлукская и криворожская серии; тела основных и ультраосновных пород Pt_1).	Офиолитовая формация (михайловская и курская серии; тела основных и ультраосновных пород Pt_1).
Соскладчатые.	Мигматит-плагиогранитовая формация.	Мигматит-плагиогранитовая формация (мигматиты и плагиограниты среднего Приднепровья и саксаганские).	Мигматит-плагиогранитовая формация (осколецкие плагиограниты, мигматиты).
Соскладчатые, позднескладчатые.	Мигматит-гранитовая формация.	Мигматит-гранитовая формация (мигматиты и граниты кудашевские, токовские, днепровские и др.).	Мигматит-гранитовая формация.

Примечание. Все перечисленные формации раннепротерозойской подвижной области СССР характерны и для ее европейской части, что и нашло отражение на карте магматических формаций СССР, составленной во ВСЕГЕИ.

* Включая ультраметаморфогенные.

** Термин «офиолитовая формация» применен в понимании его основоположника Шейнмана. Офиолитовая формация объединяет вулканогенные образования, преимущественно основного состава, сопровождающие их осадочные породы и небольшие тела гипербазитов начальных стадий развития геосинклинали.

соскладчатой; мигматит-гранитовой — соскладчатой, позднескладчатой (таблица). Наличие перечисленных формаций отражает гетерогенность в строении эвгеосинклинальных зон раннепротерозойских подвижных областей.

Офиолитовая формация метаморфизована в условиях зеленосланцевой-амфиболитовой фаций. Формации гранитоидов образовались в условиях амфиболовой фации и являются изофациальными с вмещающими их метаморфическими толщами.

Подвижные области раннепротерозойской эпохи широко распространены на территории СССР. Подвижная область в пределах европейской части протягивается в субмеридиональном—северо-западном направлении, имея ряд ветвей. Образования этой подвижной области установлены в Украинском и Воронежском кристаллических массивах, где они слагают саксаганиды; на Балтийском щите слагают карелиды. По данным геофизики (Крутиховская, 1958; Зандер и др., 1967), породы этой подвижной области прослеживаются в фундаменте Днепровско-Донецкого авлакогена и Русской платформы. Одним из типичных районов проявления раннепротерозойских магматических формаций являются саксаганиды.

В пределах саксаганид, на Украинском кристаллическом массиве, наиболее древней является офиолитовая формация. Она слагает протяженные (до нескольких сотен километров) прерывистые пояса субмеридионального простирания и небольшие участки между поясами в полях развития гранитоидов. Среди поясов можно выделить следующие (с запада на восток): криворожско-кременчугский; александровский, базавлукский, сурский, конкско-белозерский. Бóльшая их часть установлена Н. П. Семененко (Семененко и др., 1959) в качестве синклинорных зон.

Пояса проявления офиолитовой формации состоят из цепочкообразно или кулисообразно расположенных синклинорных структур (Половинкина, Наливкина, 1959; Каляев, 1965). Структуры имеют линзообразную или эллипсоидальную форму. Их длина достигает 30—40, ширина 15—25 км. Синклинории — сложноскладчатые и состоят из узких линейных складок, вытянутых согласно с общим простиранием поясов. Углы падения пород на крыльях складок от 45 до 90°, наиболее характерны углы 60—80°. Среди поясов различаются два типа в зависимости от положения в геосинклинали, формы отдельных слагающих их структур, характера разрезов, специфики магматических проявлений и металлогенических черт: пояса внутренних структур раннепротерозойской эвгеосинклинали (конкско-белозерский, сурский, базавлукский, александровский) и пояса окраинных структур раннепротерозойской эвгеосинклинали (криворожско-кременчугский). Соответственно можно выделить два типа разрезов проявления раннепротерозойской офиолитовой формации.

Разрезы осадочно-вулканогенных толщ офиолитовой формации в поясах внутренних структур сходны между собой, объединены в белозерско-базавлукскую серию и расчленены на четыре толщи (снизу вверх):

1) нижняя толща метаморфизованных диабазов. Мощность до 3000 м;

2) толща переслаивания метаморфизованных диабазов и кератофиров. Мощность 2800 м;

3) толща переслаивания метаморфизованных диабазов и осадочных пород (включая железистые кварциты). Мощность 1900 м;

4) верхняя толща метаморфизованных диабазов. Мощность 800 м. Общая мощность разреза превышает 8000 м.

Разрезы осадочно-вулканогенных толщ в поясах окраинных структур представлены хорошо изученной криворожской серией (Геологическое строение. . ., 1957; Доброхотов, 1955; Семененко и др., 1959). Разрезы этой серии отличаются от разреза белозерско-базавлукской серии подчиненной ролью основных вулканогенных пород, отсутствием кислых эф-

фузивов, преобладающим развитием осадочных пород, включая железистые кварциты.

В осадочно-вулканогенных толщах офиолитовой формации обычно на разных стратиграфических уровнях содержатся небольшие линзовидные тела метаморфизованных ультраосновных пород.

Таким образом, в структурах внутренних поясов проявления офиолитовой формации преобладающее развитие имеют метаморфизованные основные вулканогенные породы. В структурах окраинных поясов их роль также достаточно велика. Образование вулканогенных пород офиолитовой формации происходило при трещинных излияниях в начале образования поясов как во внутренних, так и в окраинных структурах и, по-видимому, при центральных излияниях в структурах внутренних поясов (например, Сурская структура), сменяющих трещинные излияния по мере закрытия каналов. Основные излияния начала процесса сменялись во времени чередованием основных и кислых и завершились снова основными (в поясах внутренних структур). В поясах окраинных структур основные излияния сменились длительным осадконакоплением.

В условиях замыкания геосинклинали и начала инверсии после офиолитовой формации образовалась мигматит-плагиогранитовая формация. К ней отнесены мигматиты-плагиограниты среднего Приднепровья и саксаганские. Эта формация слагает большие поля, разделяющие пояса офиолитовой формации, и включает многочисленные ксенолиты и реликтовые участки пород офиолитовой формации. Поля сравнительно однородных гранитоидов не слагают четко ограниченных массивов, тесно ассоциируются с амфиболитами, образуя мигматиты в зоне перехода к породам офиолитовой формации. И плагиограниты, и мигматиты обычно имеют отчетливо выраженное полосчатое строение, подчиненное строению пород офиолитовой формации, и как бы очерчивают пояса этих пород. Мигматит-плагиогранитовая формация образовалась в процессе складкообразования офиолитовой формации, что и обусловило согласный текстурный план обеих формаций.

Вслед за мигматит-плагиогранитовой формацией возникла мигматит-гранитовая формация. К ней отнесены кудашевские, токовские, янцевские и другие массивы, розово-серые и розовые порфировидные и мелкозернистые граниты и мигматиты; розовые аплит-пегматоидные днепровские граниты. Крупные тела пород этой формации распространены ограниченно и обычно приурочены к участкам, разделяющим структуры офиолитовой формации в пределах поясов (массивы, находящиеся между Верховцевской, Средне-Базавлукской, Чертомлыкской структурами, к югу от Сурской структуры, к юго-западу от Чертомлыкской структуры). Форма массивов неправильная, близка к изометричной или удлинена. Контакты нерезкие. Кроме того, розовые аплит-пегматоидные граниты широко развиты по всей площади распространения гранитоидов, слагая небольшие участки различной формы с нерезкими контактами. Эта формация является соскладчатой-позднескладчатой. Некоторые массивы гранитоидов (Янцевские), по-видимому, образовались уже в сравнительно жесткой структуре (Половинкина, Наливкина, 1959).

Согласно изложенному последовательность образования и распределения перечисленных формаций раннепротерозойской подвижной области представляется в следующем виде. В этап прогибания геосинклинали вдоль субмеридиональных глубинных разломов происходили мощные излияния преимущественно основных вулканогенных образований, сопровождаемые осадконакоплением и интрузией основных и ультраосновных пород. В этап инверсии складчатости и гранитизации образовавшиеся породы, находясь в различной степени пластичности, по-разному реагировали на возникающие напряжения. Мощные толщи офиолитовой формации, развитые в при-

разломных зонах, разрывались, образуя разобщенные столбы и линзы. Гранитизирующиеся пространства между поясами, являясь более пластичными, «обтекали» жесткие структуры поясов, слагая поля мигматитов-плагиогранитов с направленными полосчатыми текстурами. Наиболее мобильные продукты гранитизации засасывались в участки пониженных давлений, разрывов офиолитовой формации, слагая массивы мигматит-гранитовой формации.

Таким образом, выделенные в пределах раннепротерозойской подвижной области Украины регионально развитые формации, определящие ее строение (доскладчатая — офиолитовая; соскладчатая — мигматит-плагиогранитовая; соскладчатая-позднескладчатая — мигматит-гранитовая), распределены вполне закономерно. Они образуют макроструктуру будинаж в масштабе подвижной области. При этом офиолитовая формация слагает преимущественно будины в пределах отдельных протяженных поясов. Ее наличие определяет характер распределения формаций, образующихся вслед за гранитоидными. Мигматит-плагиогранитовая формация слагает вытянутые поля, разделяющие пояса офиолитовой формации. Текстурный план пород мигматит-плагиогранитовой формации определен и подчинен текстурам пород офиолитовой формации.

Мигматит-гранитовая формация развита главным образом в межбудинных пространствах структур проявления офиолитовой формации. К этим же участкам приурочены пегматитовые поля (например, по р. Базавлуку) и нередко рои более поздних даек преимущественно основного состава.

Намеченная закономерность может явиться основанием для направления геологосъемочных, поисковых и разведочных работ на полезные ископаемые, связанные с этими формациями.

Изложенный материал дает основание полагать, что намеченная закономерность в распределении регионально развитых формаций раннепротерозойских областей имеет общий характер и может быть распространена на другие сходные районы, в том числе и на территорию Балтийского щита. Основываясь на выводах о сходстве развития магматизма древних и молодых подвижных областей (Полканов, Герлинг, 1961; Кратц, 1963), следует ожидать, что найденная закономерность в какой-то мере определяет и распределение формаций в подвижных областях более поздних эпох.

ЛИТЕРАТУРА

Геологическое строение и железные руды Криворожского бассейна. Под ред. Я. Н. Белевцева. Госгеолтехиздат, М., 1957.

Доброхотов М. Н. Геология и генезис Кременчугского железорудного месторождения. В сб. «Геология и генезис руд Криворожского железорудного бассейна», Изд. АН УССР, Киев, 1955.

Зандер В. Н., Ю. И. Томашунас, А. Н. Берковский, Л. В. Суворова, В. А. Дедеев, К. О. Кратц. Геологическое строение фундамента Русской плиты. Изд. «Недра», Л., 1967.

Каляев Г. И. Тектоника докембрия Украинской железорудной провинции. Изд. «Наукова думка», Киев, 1965.

Кратц К. О. Геология карелид Карелии. Изд. АН СССР, М.—Л., 1963.

Крутиховская З. А. Геологическое строение районов развития железорудной формации на левобережье среднего Приднепровья. «Сов. геология», № 7, 1958.

Наливкина Э. Б. Магматические формации докембрия. Тезисы докладов годичной сессии ученого совета ВСЕГЕИ, 1966.

Полканов А. А., Э. К. Герлинг. Геохронология и геологическая эволюция Балтийского щита и его складчатого обрамления. Тр. Лабор. геологии докембрия АН СССР, вып. 12, 1961.

Половинкина Ю. И. и Э. Б. Наливкина. Нижнепротерозойская спилитовая формация Приднепровья. Тр. ВСЕГЕИ, т. 2, Гостоптехиздат, Л., 1959.

Семененко Н. П., Н. И. Половко, Я. М. Грицков, М. Н. Доброхотов, А. А. Макухина, В. Д. Ладиева, Т. В. Жуков, А. А. Настенко. Геология железисто-кремнистых формаций Украины. Изд. АН УССР, Киев, 1959.

В. В. Фиженко, К. А. Шуркин,
В. В. Сидоренко, Ю. Д. Пушкарев,
В. М. Шемякин

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ РАЗВИТИЯ ИНТРУЗИВНОГО МАГМАТИЗМА ЗОНЫ СОЧЛЕНЕНИЯ БЕЛОМОРИД И КАРЕЛИД (СЕВЕРНАЯ КАРЕЛИЯ)

Крупнейшими геоструктурными единицами на территории восточной части Балтийского щита являются Беломорский срединный массив и прилегающие к нему зоны карелид — Карельская на юго-западе и Кольская на северо-востоке.

В современном эрозионном срезе зона сочленения беломорид и карелид в пределах изученного нами района (оз. Панаярви—р. Кемь) представляет собой широкую полосу (30—60 км) развития тектонитов по породам различного возраста и состава, возникших при перекристаллизации их в условиях амфиболитовой, эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций (Пушкарев, Шуркин, 1967).

Анализ современных геофизических данных (гравиметрической, магнитной съемок) и глубинного сейсмического зондирования (Литвиненко, 1965; Цирульникова, Сокол, 1968) показали, что эта зона является областью контакта Беломорского блока земной коры, в котором граница «М» находится на глубине 30—37 км, и опущенных блоков — Ботнического на западе и Северо-Онежского на юго-западе со значительно большей мощностью земной коры (37—42 км). Эта область разбита многочисленными разрывными нарушениями горизонтальной слоистости коры, в ряде случаев доходящими до границы «М». Геолого-геофизические данные свидетельствуют, что зона сочленения является региональной, тектонической структурой — зоной г л у б и н н о г о р а з л о м а, сохранявшей тектоническую активность на протяжении значительного интервала времени. Она возникла после консолидации беломорид в нижнем протерозое, а ее отмирание, по-видимому, относится к верхнему протерозою, когда карелиды стали стабилизированной платформенной структурой.

Изучением магматизма рассматриваемой зоны занимались многие геологи (Т. В. Билибина и А. Д. Дашкова, А. С. Войнов, Л. В. Григорьева, В. И. Шмыгалев, В. Н. Нумерова, Н. А. Волотовская, Ю. С. Неуструев, А. И. Богачев и др.), которые включали породы зоны сочленения частью в беломориды, частью в карелиды, с соответствующим подразделением интрузий.

Между тем следует говорить, как показывают наши исследования, о специфических особенностях развития магматизма в зоне глубинного разлома, разделяющего карелиды и беломориды. В пределах изученной его части выделяются комплексы разнообразных по составу и генезису гранитоидов и пород основного, ультраосновного и щелочного состава.

Г р а н и т о и д ы представлены следующими комплексами: 1) гиперстеновые гранодиориты—граниты; 2) реоморфические гранитоиды существенно плагиоклазового состава; 2) интрузивные гранодиориты и диориты, частью порфировидные; 4) плагиомикроклиновые равномернозернистые и порфиробластические метасоматические гранитоиды и мигматиты; 5) интрузивные калиевые граниты; 6) палингенные гранитоиды.

П р о и з в о д н ы е о с н о в н о й м а г м ы представлены в зоне сочленения и прилегающих частях карелид и беломорид: 1) метавулканитами в шовных прогибах, ортоамфиболитами; 2) комплексом трещинных интрузий базитов и гипербазитов; 3) комплексом дифференцированных габбро-перидотитовых интрузий; 4) многофазной щелочно-габброидной

интрузией (Елетьозера); 5) дайками габбродиабазов и диабазовых порфиритов. Некоторые из перечисленных комплексов парагенетически связаны с вулканитами (диабазы, мандельштейны, кварцевые порфиры и кератофиры, различные пирокласты).

Комплекс гиперстеновых гранитоидов (интрузивных чарнокитов) представлен Топозерской интрузией площадью более 4500 км², приуроченной непосредственно к зоне глубинного разлома, и группой более мелких интрузий. Главный массив, довольно однородный по составу, заключает местами ксенолиты и крупные глыбы беломорских гнейсов и протерозойских метабазитов, местами с образованием глыбовой эруптивной брекчии. Гранитоиды большей частью преобразованы в разнообразные тектониты-бластомилониты. Участки, не претерпевшие перекристаллизации, сохраняются сравнительно редко, имеют небольшие размеры и нечеткие очертания с постепенными переходами в окружающие бластомилониты.

Топозерский массив сопровождают небольшие интрузии гиперстеновых гранитоидов, которые выполняют трещины, оперяющие глубинный разлом (Кундозерские, Вичанские, Нарвозерская и др.), и межблоковые разрывы в периферической части беломорид (Виттозерская интрузия и др.).

Проведенное структурно-петрологическое изучение гиперстеновых гранитоидов показало, что гранитоидные массивы внедрились в зону глубинного разлома после консолидации беломорид и формирования вулканических покровов ранних карелид. В период селецкой фазы раннекарельской складчатости и в среднем протерозое они подверглись интенсивной изохимической перекристаллизации с образованием ортогнейсов.

Петрографические особенности первичномагматических пород — наличие высокожелезистых минералов (феррогиперстена, салита, гастингсита, железистого биотита, граната), а также высокого и промежуточного ортоклаза, голубого опаловидного кварца, преобладание Na над K, общая железистость 72—82 мол.% и развитие наряду с гранитной монцонитовых и гранофировых структур позволили выделить эти граниты в самостоятельный комплекс (Фиженко, Шемякин, 1966), исключив их из состава комплекса «поздних гранофировых гранитов нижнего протерозоя» — так называемого «комплекса Нуорунен» (Т. В. Билибина и А. Д. Дашкова), где эти гранитоиды до сих пор числились.

Петрологический анализ интрузий привел к выводу о формировании магмы на большой глубине (близ границы Конрада) и становлении самих массивов в гипабиссальной обстановке.

Реоморфические гранитоиды в своем распространении приурочены непосредственно к глыбам фундамента в глубоких сечениях зоны сочленения, представленных гранито-гнейсами. Явления их реоморфизма выражаются в общей гомогенизации, появлении неясно ограниченных участков лейкократового гранитоидного состава, образовании рассеянных порфиробластов плагиоклаза и микроклина. Местами новообразованный гранитоидный материал проникал в тектонически деформированные покровные толщи карельского возраста, образуя здесь мигматиты и субавтохтонные тела гранитоидов, неоднородные по составу (от гранитов и плагиогранитов до диоритов), отличающиеся отсутствием типичных гипидиоморфнозернистых структур и признаками метасоматического преобразования. Наиболее характерны такие гранитоиды для Тикшозерского участка зоны сочленения, где процессы гомогенизации пород фундамента не достигли крайней степени развития. В более глубоких сечениях карелид (участки Пяозеро—Тикшозеро, район оз. Шомбозеро—Топозеро и др.) процессы реоморфизма фундамента достигают максимальной интенсивности и приводят к образованию более или менее однородного комплекса диоритов—гранодиоритов—плагиогранитов, заключающих ксенолиты (реликты)

карельских метавулканитов, ортоамфиболитов и гнейсов. Последнее обстоятельство указывает на вовлечение в зону общего реоморфизма совместно с породами фундамента также нижних частей карельских супракрустальных толщ.

К комплексу интрузивных гранодиоритов и диоритов относятся интрузии, внедрившиеся по зонам расколов в краевой части фундамента карелид и контактам его с карельскими породами.

Интрузии диоритов имеют небольшие размеры, носят отчетливо трещинный характер, содержат ксенолиты вмещающих пород (массивы к югу от Челозера, на восточном берегу Тикшозера и др.). Породы Кухтинской интрузии, принадлежащей этому комплексу, отличаются порфировидной текстурой, обусловленной идиоморфными вкрапленниками полевых шпатов, представленных соссюритизированным плагиоклазом ряда олигоклаза и микроклином. Состав основной массы: олигоклаз, микроклин, кварц, роговая обманка (сине-зеленая), биотит, сфен, эпидот, апатит, ортит. Петрохимически все породы данного комплекса относятся к нормальному ряду, существенно натриевые, с железистостью $F=45—60$ мол.%. Генетически комплекс диоритов—гранодиоритов представляет, по-видимому, результат внедрения в более высокие части структурной зоны магматического материала, возникшего в области интенсивного реоморфизма в глубоких ее сечениях.

Плагиомикроклиновые граниты образуют как относительно небольшие массивы (Сигозерский, Колвоваракский, Сокологозерский и др.), так и мигматиты среди пород фундамента карелид. Для массивов характерны вытянутые формы, подчиненность их внутренней структуры структурам вмещающих пород и приуроченность их к зонам тектонических нарушений, обрамляющих синклинорные прогибы карелид. При этом контакты тел гранитов с породами тикшозерской серии достаточно отчетливые, местами с явлениями мигматизации, с архейскими гнейсами — нечеткие, с постепенными переходами (южный берег Степановой губы Тикшозера, южный берег Кукасозера и др.). В ряде случаев в описываемых гранитах отчетливо устанавливаются теневые структуры. Петрохимически данные породы характеризуются пересыщенностью глиноземом, преобладанием K над Na, высоким общим содержанием щелочей (в сумме более 8%) и низким — железа и магния.

К этой же возрастной группе относятся красные мелкозернистые аплитовидные граниты, образующие секущие тела преимущественно небольших размеров, обычно массивного сложения. Петрохимически эти граниты-аплиты характеризуются пересыщенностью глиноземом, близкими величинами содержания K и Na, малой величиной параметра *c* и высокой железистостью (70—80 мол.%). Нередко они связаны в своем распространении с крупнозернистыми микроклиновыми гранитами и секут как их, так и предшествующие гиперстеновые гранитоиды, диориты и гранодиориты, обнаруживая при этом интрузивные соотношения с вмещающими породами.

Происхождение равномернозернистых плагиомикроклиновых гранитов не вполне ясно. Наличие теневых текстур, а также широкое развитие микроклинсодержащих мигматитов, обнаруживающих признаки метасоматического развития, позволяют предположить в основном метасоматическую природу этих гранитов. В региональной схеме стратиграфии они относятся к ранне-нижнепротерозойским синкинематическим интрузиям, синхронным, по-видимому, с инверсионной стадией развития Карельской геосинклинали.

К комплексу плагиомикроклиновых гранитов отнесены, кроме упомянутых, порфиробластические граниты, развитые на бе-

регу Тикшозера, в районе оз. Межа и р. Б. Ялийоки, западнее оз. Б. Шуоярви. Они представляют метасоматические образования, состоящие из неравномерно распределенных крупных порфирокласт микроклина в рассланцованном гнейсо-гранодиоритовом субстрате.

Процесс порфиробластеза осуществлялся в тектонически спокойной обстановке и, по-видимому, протекал без существенного привноса вещества извне. Подтверждением этого является отсутствие признаков калиевого метасоматоза и жильных гранитных проявлений в породах тунгудско-надвоицкой серии.

Существенно калиевые граниты приурочены к разломам, секущим антиклинорные структуры карелид. Этот комплекс включает массивы гранитов Нуорунен, Корманка, Койгера и др., известных под названием «поздних гранофировых гранитов».

По нашим данным, вмещающие массивы породы представлены реоморфизованными гнейсами фундамента карелид, диафторированными в условиях фации зеленых сланцев. Регрессивному метаморфизму в этой же фации подверглись и граниты массивов, которые, кроме того, рвутся дайками амфиболизированных габброидов и кварцевыми порфирами.

По минеральному составу породы отвечают граниту, в котором калиевый полевой шпат (микроклин или реликтовый ортоклаз) резко преобладает над плагиоклазом, биотит значительно хлоритизирован; в тяжелой фракции протолочек проб обнаруживается обыкновенная роговая обманка, гастингсит и диопсид.

Отмечающаяся многими исследователями в качестве наиболее характерной особенности гранитов этого коплекса гранофировая структура наблюдается главным образом вблизи даек габброидов, очевидно вызывающих палингенез, и в отдалении преобладает гранобластовая структура. Химизм гранитов определяется высоким содержанием в них SiO_2, резким преобладанием K над Na и небольшим превышением Fe над Mg. Появление трещинных интрузий калиевых гранитов свидетельствует о консолидации области сочленения беломорид и карелид ко времени образования этих гранитов.

В ту же возрастную группу гранитов ранее относились гранофировые гранитоиды района массива Ципринги. Как показали наши наблюдения, они являются палингенными, возникли за счет генерации расплава в прилежащих к массиву кислых вулканитах и, следовательно, одновозрастны с расслоенными габброидными интрузиями Олангской группы. В типичных разновидностях эти темные мелкозернистые биотитовые гранодиориты обладают гранит-порфировой структурой. Порфировые вкрапленники представлены плагиоклазом, часто замещаемым в краевых частях микроклином, или окруженным гранофировым агрегатом. Петрохимически породы относятся к нормальному ряду с преобладанием натрия над калием, закисного железа над магнием и общей железистостью около 61.5 мол.%.

Интрузивный основной и ультраосновной магматизм в истории развития зоны глубинного разлома проявлялся неоднократно. В раннекарельское время произошло формирование габбро-перидотитовой формации, представленной небольшими телами перидотитов, габбро-норитов и габбро, внедрившихся по расколам (Невгозеро, Степанова губа, Тикшозеро, Н. Кухтозеро и др.). Распространены эти интрузии в пределах нижнепротерозойских осадочно-вулканогенных толщ и в гнейсах фундамента карелид. Все они обнаруживают метаморфические преобразования и предшествуют во времени описанным выше гранитоидам.

Оживление тектонической активности в зоне глубинного разлома в среднем протерозое обусловило возникновение новых разломов, а также оперяющих разрывов и зон дробления, контролирующих размещение

массивов габбро-диабазов, габбро и альбититов в пределах наложенных тектонических прогибов (Панаярви, Шомбозерский синклинорий). Эти интрузии являются членами ятулийской вулкано-плутонической формации.

Особую группу составляют габбро-норит-гипербазитовые интрузии Олангской группы (Оланга, Ципринга, Луккулайсвара), приуроченные к крупным разломам глубокого заложения. Интрузии характеризуются несогласными и независимыми от вмещающих пород контактами и четко проявленной дифференциацией (от габбро к габбро-норитам-пироксенитам, перидотитам, дунитам). Тектоническая позиция и особенности внутреннего строения свидетельствуют, по мнению многих исследователей (З. А. Бурцева, А. И. Богачев и др.), о формировании их в платформенной тектонической обстановке.

К зоне глубинного разлома приурочена также позднекарельская щелочно-габброидная многофазная Елетьозерская интрузия, ранние фазы которой представлены перидотитами, пироксенитами, габбро-анортозитами, средние — акеритами-пуласкитами, эссекситами, а поздние — щелочными сиенитами, ийолит-уртитами, нефелиновыми сиенитами и их жильными дериватами. По А. А. Кухаренко (1967), эта интрузия является производной оливин-базальтовой магмы, дифференцированной на глубине.

Особенности проявления магматизма в рассматриваемой зоне предопределяются не только и не столько этапами геосинклинального развития карелид (ранний, инверсионный, завершающий), сколько тектонической обстановкой в пределах зоны самого глубинного разлома, связанного с движениями блоков земной коры I величины (Беломорский, Ботнический) и с глыбовыми перемещениями активизированных глыб фундамента в его пределах.

Этим объясняется разнообразие типов гранитоидов, различная фациальная принадлежность как кислых, так и основных пород, а также многократность внедрения тех и других, что определяется глубиной заложения магмоконтролирующих разломов, а также процессами реоморфизма фундамента и радиальными перемещениями его глыб, попадающих на разные уровни глубинности зоны разлома при тектонических движениях.

С этих позиций специфический характер магматизма зоны сочленения укладывается в понятие внегеосинклинального магматизма, которое предложено Ю. А. Кузнецовым и А. Л. Яншиным (1967), обусловленного в основном развитием глыбово-разломной тектоники и зон глубинных разломов.

К рассмотренной области сочленения беломорид и карелид приурочены рудопроявления цветных и редких металлов, генетически связанные с перечисленными выше интрузивными комплексами. Это свидетельствует о рудоконтролирующем значении (в широком смысле) зоны сочленения этих двух крупнейших региональных структур и необходимости постановки в ее пределах детальных геологических и поисковых исследований.

ЛИТЕРАТУРА

Горлов Н. В. Структура Беломорья (северо-западное Беломорье). Изд. «Наука», Л., 1967.

Демидов Н. Ф. Фациальные типы протерозойских комплексов северной Карелии и их геологическое соотношение. Тр. Карельск. фил. АН СССР, вып. 26, Петрозаводск, 1969.

Кратц К. О., К. А. Шуркин. Геология докембрия восточной части Балтийского щита. Международ. геол. конгресс, XXI сессия, Докл. сов. геологов, пробл. IX, Изд. АН СССР, М., 1960.

Кузнецов Ю. А., А. Л. Яншин. Гранитоидный магматизм и тектоника. Геология и геофизика, № 10, 1967.

Кухаренко А. А. Щелочной магматизм восточной части Балтийского щита. Зап. ВМО, вып. 5, 1967.

Литвиненко И. В. Особенности строения земной коры восточной части Балтийского щита. Докл. сов. геологов на XXII сессии МГК, пробл. II, изд. «Недра», М., 1965.

Перевозчикова В. А. Геология протерозоя Карелии. В кн. «Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Запада СССР», Гостоптехиздат, Л., 1957.

Пушкарев Ю. Д., К. А. Шуркин. Особенности строения зоны сочленения беломорид и карелид и морфологические типы бластомилонитов. В сб. «Деформации и структуры докембрийских толщ», изд. «Наука», Л., 1967.

Судовиков Н. Г. Обзор стратиграфии, тектоники и магматической деятельности докембрия. В кн. «Стратиграфия СССР», т. I, Докембрий, Изд. АН СССР, М., 1939.

Фиженко В. В., В. М. Шемякин. Гранитоиды зоны сочленения беломорид и карелид (северная Карелия). В сб. «Петрология и формационное деление докембрия Русской платформы», Тез. докл., Киев, 1966.

Харитонов Л. Я. Стратиграфия протерозоя Карелии, Кольского полуострова и сопредельных стран Балтийского щита и его структурное расчленение. Междунар. геол. конгресс, XXI сессия, Докл. сов. геологов, пробл. 9, Изд. АН СССР, М., 1960.

Цирульникова Р. Я., Р. С. Сокол. Особенности тектонического строения восточной части Балтийского щита. В сб. «Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита», изд. «Наука», Л., 1968.

Шуркин К. А. Главные черты геологического строения и развития восточной части Балтийского щита. В сб. «Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита», изд. «Наука», Л., 1968.

Шуркин К. А., Н. В. Горлов, М. Е. Салье, В. Л. Дук, Ю. В. Никитин. Беломорский комплекс северной Карелии и юго-запада Кольского полуострова (геология и пегматитоносность). Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. 14, 1962.

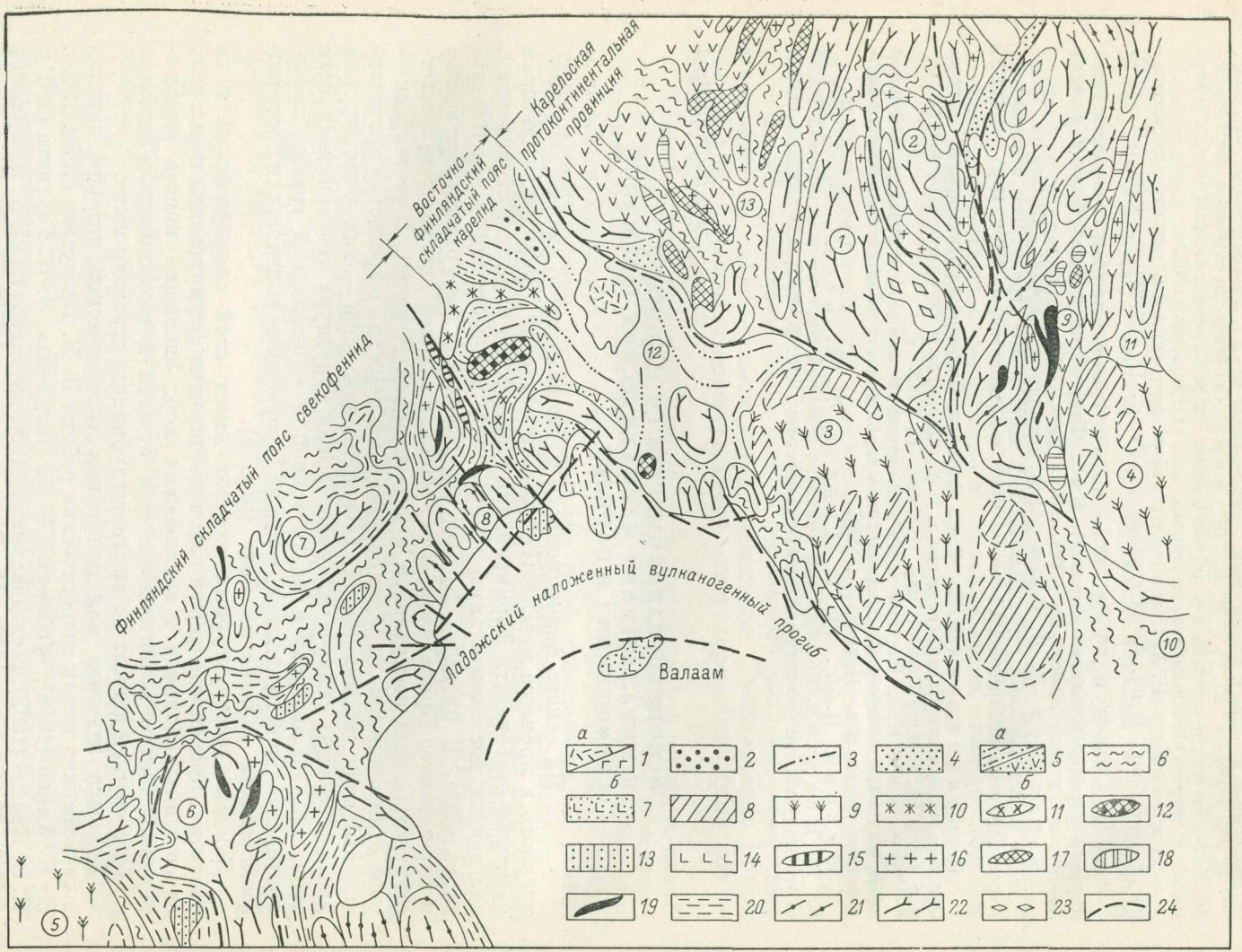
В. В. Яковлева

ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗВИТИЯ И МЕТАЛЛОГЕНИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ СВЕКОФЕННИД И КАРЕЛИД

На основе формационного и тектонического анализа, осуществленного в процессе металлогенического изучения Приладожья, автором намечены особенности формирования главных зон карелид и свекофеннид, слагающих континентальную земную кору юго-восточной части Балтийского щита. В пределах КАССР свекофеннская зона охватывает южное и юго-западное Приладожье, в то время как главной зоне карелид соответствуют площади центральной и юго-западной Карелии. В геотектоническом отношении зона карелид определяется нами как Карельская протоконтинентальная провинция, а свекофеннская зона — как Финляндский (свекофеннский) складчатый пояс. Узкая структура геосинклинального типа, прослеживающаяся вдоль южной и юго-западной границ протоконтинентальной провинции, вслед за Вяюрюненом выделяется в Восточно-финляндский складчатый пояс (рис. 1).

Каждый геоструктурный элемент имеет свой специфический путь развития, предопределенный закономерностями формирования первичных слоев земной оболочки и сиалических кор. Эволюция поясов рассматривается только в тектоническом и отчасти в геохимическом аспектах с привлечением данных по анализу глубинного строения щита.

Большое значение для понимания тектонической истории карелид и свекофеннид имели теоретические работы В. В. Белоусова (1954, 1967), В. Е. Хаина (1968), обобщения А. А. Полканова, Э. К. Герлинга (1961), К. О. Кратца (1963), исследования Л. Я. Харитонова (1966), Х. Вяюрюнена (1959), П. Эскола (1967), Н. Г. Судовикова (1954), Л. П. Бондаренко (1964), Ю. И. Половинкиной, Э. Б. Наливкиной (1964), В. В. Жданова (1966), И. Д. Батиевой (Батиева, Бельков, 1968), Г. М. Саранчиной (1967) и других советских и зарубежных геологов. Использованы результаты


Карельская протоконтинентальная провинция
Восточно-финляндский складчатый пояс карелид
Финляндский складчатый пояс свекофеннид
Ладожский наложенный вулканогенный прогиб
Валаам
а
б
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24

геофизических исследований по Балтийскому щиту И. В. Литвиненко (1968), М. Я. Цирульниковой, Р. С. Сокол (1968), Л. Е. Шустовой (1966) и др.

Основой для формационного и тектонического анализа служили аналогичные по названию среднемасштабные карты Приладожья, схемы расположения формаций на этой территории (рис. 1, 2), составленные В. В. Яковлевой, и структурно-фациальные схемы юго-восточной части Балтийского щита (Зак, Яковлева, 1966). Глубинное строение Приладожья воссоздавалось по графику вещественного состава слоев континентальной коры. В основу построения графика нами был положен гравитационный принцип распределения вещества оболочки в древнейшие этапы развития земли (3600—2600 млн лет), допускающий возможность возникновения первичных формационных слоев путем гравитационной и конвекционной дифференциации (Бубнов, 1934; Белоусов, 1954; Хаин, 1968). С этой целью было взято 70 химических анализов, представляющих метаморфические, интрузивные, эффузивные и осадочно-метаморфические породы.

В каждой разновидности пород определялись суммы весовых процентов элементов I, II и III рядов таблицы А. Н. Заварицкого, образующих в горных породах салические компоненты и летучие, а также суммы весовых процентов элементов IV ряда, входящих в состав фемических и рудных компонентов. Калий, обладающий высокой миграционной способностью, был включен в сумму салических элементов III ряда. На оси ординат откладывались значения сумм весовых процентов окислов элементов III ряда, калия и летучих: Σ SiO_2, Al_2O_3, MgO, Na_2O, K_2O, H_2O, P_2O_5, CO_2, S. На оси абсцисс откладывались суммы Σ CaO, Fe_2O_3, FeO, MnO, TiO_2 (рис. 3, *см. вкладку*).

В результате построения была получена прямолинейная зависимость распределения пород литосферы по главному гравитационному параметру. В верхней части графика, в поле близ оси ординат, сгруппировались составы калиевых гранитоидов (52, 54, 57а), мигматитов (53) и рапакиви (63). В этом же поле точка 35 отвечает составу высокомагнезиального дунита с содержанием 46% Mg. Учитывая, что гранитный слой слагает самую верхнюю часть коры, принимаем его за нулевой уровень. С правой стороны графика, параллельно оси ординат, отражающей изменение сумм салических элементов с глубиной, проводим эквивалентную ось глубин. При рассмотрении на графике характера группировки точек видно, что породы, родственные по химическому составу, но отличающиеся по гене-

---

Рис. 1. Схема тектонического и формационного районирования территории Приладожья.

1 — наземно-вулканогенные формации Pt_3 (*а* — дациты, *б* — миндалевидные диабазы, пузыристые лавы); *2* — молассы Pt_3: кварциты, кварцито-песчаники и метаморфизованные мергели; *3* — сланцевая флишевая формация Pt_2 (биотитовые сланцы, микросланцы, алевролиты, филлиты); *4* — аркозы, кварциты, доломиты, сланцы Pt_2; *5а* — флишоидная и известковая субформация Pt_1 (гнейсо-сланцы, известняки); *5б* — андезит-базальтовая субформация (полевошпатовые сланцеватые амфиболиты) Pt_1; *6* — формация лептитоподобных гнейсов и кристаллических сланцев с субформацией кинцигитов, известняков и андезит-базальтов; *7* — оливиновые габбро-диабазы и диабазы Pt_3; *8* — граниты рапакиви интрузивных фаз Pt_3; *9* — граниты рапакиви интрузивно-метасоматических фаз (выборгиты, питерлиты) Pt_3; *10* — субформация батолитовых пегматоидных гранитов Pt_2; *11* — граниты и гранодиориты Pt_2; *12* — габбро-диоритовая субформация Pt_2; *13* — габбро-диоритовая субформация (диориты гиперстеновые) Pt_1; *14* — габбро-диабазы и диабазы Pt_2; *15* — собственно гипербазитовая субформация Pt_2 (метапироксениты, метаперидотиты, серпентиниты, амфиболизированные пироксениты); *16* — субформация батолитовых калиевых гранитов, сиенитов, аплитов, пегматитов Pt_1; *17* — субформация батолитовых плагиогранитов и гранодиоритов Pt_1; *18* — субформация габбро-амфиболитов, габбро-норитов и габбро-диабазов Pt_1; *19* — собственно гипербазитовая субформация Pt_1 (перидотиты, пироксениты, друзиты); *20* — формация палингенных мигматитов — A_1; *21* — формация гранулито-диоритовая — A_1—A_2 (амфиболовые диориты и амфиболиты, гиперстеновые диориты и чарнокиты); *22* — трондьемитовая формация — A_1; *23* — метасоматические порфировидные граниты — A_2; *24* — разломы (рудоконтролирующие структуры). Элементы тектоники. Массивы: *1* — Лоймольский, *2* — Салонярвинский (гнейсо-гранитные), *3* — Питкярантско-Туломозерский, *4* — Улялегский, *5* — Выборгский (рапакиви), *6* — Хитольско-Вуоксинский, *7* — Пюхеярвинский (гнейсо-гранитные), *8* — Лахденпохский (гранулит-диоритовый). Прогибы: *9* — Чалкинско-Ведлозерский (протоэвгеосинклинальный), *10* — Синемукский (протомиогеосинклинальный), *11* — Улялегский, протоэвгеосинклинальный, *12* — Янис-Ярвинский (передовой), *13* — Западно-Карельский (протоэвгеосинклинальный).

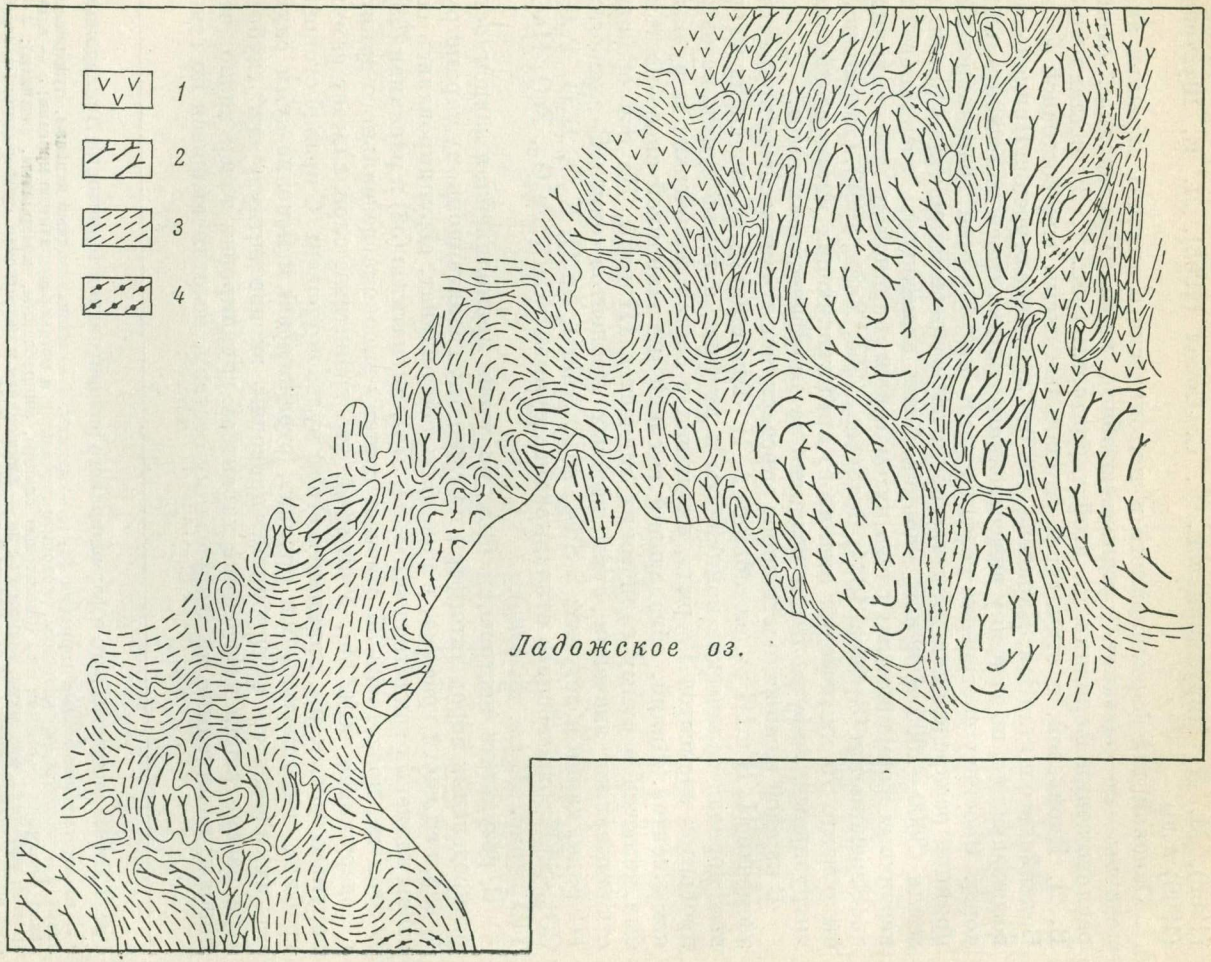


Рис. 2. Схема расположения тондьемитовой формации, формаций андезит-базальтов и базальтов в архее на территории Приладожья. Составила В. В. Яковлева, 1968 г.

1 — формация амфиболит-базальтов и базальтов, возраст более 2600 млн лет (сланцеватые и полевошпатовые амфиболиты); *2* — тондьемитовая формация (олигоклазовые гнейсо-граниты, амфиболовые и биотитовые гранодиориты), возраст 2600 млн лет и более; *3* — формация палингенных мигматитов (биотитовые и амфибол-биотитовые гранито-гнейсы и мигматиты), возраст 2600 млн лет и более; *4* — формация гранулит-диоритовая (амфиболовые гнейсы, гнейсо-диориты, гиперстеновые гнейсо-диориты, габбро-нориты, нориты и амфиболиты).

зису, структурам, текстурам, минералогическому составу, насыщенности летучими и степени метаморфизма, могут группироваться в один слой, параллельный оси абсцисс и нулевой гранитной поверхности. Границы разделов между слоями проводим по минимумам точек, располагающихся на прямолинейном графике (рис. 3). Проектируя границы слоев на ось глубин, получаем глубину залегания, соответствующую гравитационному уровню формирования слоя.

Обобщенная модель континентальной земной коры по В. В. Белоусову (1967)

Глубина, км	Порода	Плотность, г/см³	v, км/сек.	Название слоя	
				по Белоусову	до Белоусова
	Осадочные породы	2.5	2.5—5.0	Осадочные.	Осадочные.
3	Породы фации зеленых слан-	2.8	5.5—6.5	Гранито-гнейсовый.	Гранитный.
5	цев				
	Гнейсы амфиболитовой фа-	2.7			
10	ции (50%) и граниты (50%)				
15	Граниты	2.6			
	Граниты (50%) и породы	2.8			
20	гранулитовой фации (50%)				
	Породы гранулитовой фа-	2.9	6.4—7.3	Гранулит-базальто-	Базальто-
30	ции и интрузивные габбро			вый.	вый.
	Эклогиты	3.3	7.4—8.0	Гранулит-эклоги-	
35				товый.	
	Перидотиты	3.3	7.9—8.4	Верхняя мантия.	

Отображенные на графике слои литосферы представляют собой определенные геохимические системы. Под влиянием изменения давления, температуры, привноса летучих и мигрирующих элементов (K, Na, Si) в них могут возникать фазовые превращения, вследствие чего в исходном слое будут образовываться породы различного петрографического состава, структуры, текстуры и степени метаморфизма. Возможность фазовых превращений вещества, в частности базальтовых лав с преобразованием их в амфиболиты и эклогиты, экспериментально доказана Йодером и Тилли (1965). Эта закономерность четко проявляется на графике, где видно, что, например, в слоях (8, 9) могут присутствовать или возникать из них при благоприятных условиях диабазы, габбро-диабазы, оливиновые толеиты, эклогиты и амфиболиты. Потенциальную возможность фазовых превращений вещества можно видеть и в других слоях (рис. 3). Слои коры, имеющие одинаковый химический, но различный петрографический состав, залегающие на определенном гравитационном уровне, обозначаем как формационные слои древнейшей оболочки, слагающие сейчас континентальную кору щита. В соответствии с графиком выделяем в ней четыре главных формационных слоя, заключающих в себе слои второго порядка:

I — гранитный слой мощностью 10—12 км включает слой калиевых гранитоидов, метасоматитов и мигматитов (1), трондьемитовый (2), чарнокит-гранодиоритовый (3);

II — гранулит-диоритовый слой мощностью 8 км состоит из гранулит-андезит-диоритового слоя (4), гранулит-диорит-анортозитового слоя (5) и слоя амфиболовых перидотитов и кимберлитов (6);

III — амфиболит-базальтовый слой мощностью 14 км образован диорит-норит-габбровым (7), амфиболит-эклогит-базальтовым (8) и гранулит-амфиболитовым слоями (9);

IV — пироксенит-перидотитовый слой имеет мощность 8 км и на более дробные слои пока не разделяется, снизу ограничиваясь поверхностью Мохо.

Сравнивая нашу модель с обобщенной моделью континентальной коры В. В. Белоусова, видим, что крупные формационные слои почти совпадают. Отличием предлагаемой нами модели является расчленение коры на четыре формационных слоя первого порядка, в то время как модель В. В. Белоусова до мантии содержит 3 слоя (осадочный слой в обоих случаях не учитывается, см. таблицу).

Нами выделяется дополнительно переходный гранулит-диоритовый слой, залегающий между гранитным и амфиболит-базальтовым слоями. И. В. Литвиненко (1967, 1968) и Г. А. Поротова (1968), базируясь на скорости прохождения продольных волн, предлагают трехслойную модель щита, выделяя гранитный, гранулит-базитовый и перидотитовый слои. И. В. Литвиненко (устное сообщение) пришел к выводу о необходимости выделения промежуточного горизонта между гранитным и гранулит-базитовым слоями. В этом аспекте наши исследования подтверждают позицию И. В. Литвиненко о наличии в верхней части разреза гранулит-базитового слоя верхнего горизонта, который должен иметь гранулит-диоритовый состав.

При сопоставлении графика модели формационных слоев (рис. 3) со схемами размещения формаций в Приладожье (рис. 1, 2) видно, что сочетания формационных слоев в вертикальном и горизонтальном направлениях образуют различные геоструктурные пояса. В юго-западной части щита, в пределах зоны карелид, развит преимущественно гнейсо-гранитный (трондьемитовый) слой, подстилаемый спилит-кератофировым слоем, что и обусловило в нижнем протерозое эвгеосинклинальный путь развития карелид. В строении поверхностного слоя свекофеннской зоны в основном принимает участие фация гранитного слоя — палингенные мигматиты. Слой палингенных мигматитов мощностью 6—10 км подстилается гранулит-диоритовым слоем мощностью 8 км. Становление зоны свекофеннид обусловлено эволюцией гранулит-диоритового слоя, предопределившей в нижнем протерозое ее миогеосинклинальное развитие.

Рассмотрим в общих чертах основные пути развития главной зоны карелид и зоны свекофеннид и становление присущих им магматических формаций.

Размещение формаций архея в зоне карелид свидетельствует о широком развитии гнейсо-гранитных (трондьемитовых) ядер, спаянных палингенными мигматитами и вместе с ними образующих гранитный слой (рис. 2). Абсолютный возраст пород гнейсо-гранитных ядер в районе Суоярви составляет 2600 млн лет (Герлинг и др., 1965). В узких промежутках между ядрами развиты роговообманковые и полевошпатовые амфиболиты, включающие тела габбро-норитов, амфиболитов по пироксенитам и габбро-амфиболитов. Предполагается, что здесь имеется выход на древнюю поверхность амфиболит-базальтового слоя III (рис. 2). Абсолютный возраст амфиболитов, слагающих выход этого слоя в районе Леппяниеми, составляет, по Э. К. Герлингу и др. (1965), 2700—2600 млн лет.

Исходя из представления о гравитационной миграции элементов, можно предположить, что ведущим процессом образования трондьемитовых (гнейсо-гранитных) ядер была миграция натрия вверх сквозь амфиболит-базальтовый слой. В результате последний обогащался натрием и превращался в спилитовый, а в верхней части оболочки возникал трондьемитовый слой. В нижнем протерозое при фракционировании спилитового слоя образовывались кератофиры, проникавшие на поверхность по разломам между гнейсо-гранитными ядрами и окружающими их мигматитами. Разломы представляли собой троги — Чалкинско-Ведлозерский и Ялонварский, в которых близ вулканокупольных структур отлагались колчеданные руды.

В зонах распространения амфиболит-базальтового слоя в нижнем протерозое образовались Западно-Карельский и Улялегский эвгеосинклинальные прогибы (рис. 1). В троги и прогибы из глубинных слоев проникали метапироксениты, метаперидотиты, серпентиниты, габбро-нориты, габбро- и габбро-диабазы, несущие с собой рудогенные элементы Ti, V, Cr, Mn, Fe, Co, Ni, Cu и др. При наличии серы в период становления ультраосновных интрузий в формационных слоях и при перемещении их вверх по разломам могли возникать и переотлагаться эпигенические сульфидные медно-кобальт-никелевые руды. Из этого следует, что первоочередными объектами для поисков никелевых руд в зоне карелид должны являться глубинные подводящие каналы ультраосновных и основных интрузий трогов. Офиолиты и метанориты, залегающие в поверхностных формационных слоях, должны быть изучены в зонах контактов вместе с вмещающими породами, куда по трещинам могли проникнуть сульфидные руды. В пределах нашей территории амфиболит-базальтовый слой III выходит на поверхность в Западно-Карельском и Улялегском прогибах, где встречаются тела метаперидотитов, амфиболизированных пироксенитов и габбро-норитов, потенциально перспективные на никель.

Формирование батолитовых слоев плагиогранитов, калиевых гранитов и сиенитов после возникновения первичного тронд̀емитового слоя происходило циклично. По А. А. Полканову и Э. К. Герлингу (1961), в верхнем архее было два цикла гранитизации в интервалах 2400—2200 и 2100—1900 млн лет. Под первичной тронд̀емитовой корой в результате миграции калия, натрия, кремния наращивались батолитовые слои, содержащие рудогенные элементы IV ряда — Co, Cu, Zn, Ga, As, V ряда — Zr, Nb, Mo, Ag, In, Sn, Sb, VI ряда — TR, W, Au, Pb, Bi, VII ряда — радиоактивные элементы и др. При частичном фракционировании батолитовых слоев происходило отделение рудных гидротерм и метасоматитов, распределявшихся вдоль горизонтальных границ раздела. В архейский период под тронд̀емитовой корой могли накапливаться полиметаллические руды типа Питкяранты, Фаддейн-кельи, медно-кобальтовые руды Оутокумпу, а также серноколчеданные руды Хаутаваары, Улялег, имеющие возраст 2300—2100 млн лет.

Следующий цикл гранитизации был нижнепротерозойский — 1900—1800 млн лет. В процессе формирования слоев нижнепротерозойских гранитоидов активизировались и переотлагались верхнеархейские руды. Одновременно при фракционировании гранитоидов от них отделялись рудные гидротермы и метасоматиты, вместе с верхнеархейскими активизированными рудами перемещавшиеся по разломам в верхние горизонты коры. Примером могут служить плагиограниты Ялонвары (КАССР), Отровары, Мятсваары (Финляндия), с которыми связано гидротермально-метасоматическое молибденовое оруденение. С рудными гидротермами и метасоматитами батолитовых слоев калиевых гранитоидов связаны монацит-шеелитовые и молибденитовые проявления в структурных швах Лоймольского, Вегарусярвинского и Салонярвинского гнейсо-гранитных массивов.

Этапом гранитизации на рубеже 1800 млн лет завершилось эвгеосинклинальное развитие зоны карелид. Она превратилась в протоконтинентальную провинцию, образованную протоплатформенными массивами. Что касается Карельского массива (Карельской протоплатформы), то отличительной чертой его глубинного строения является наличие под гранитной корой спилит-кератофирового формационного слоя. Последний в результате фазовых превращений в среднем протерозое дал интрузии спилитовых габбро-диабазов и диабазов.

В свекофеннской зоне в верхнем архее был развит слой палингенных мигматитов и кинцигитов, в то время как гнейсо-гранитные ядра имели

подчиненное значение (рис. 2). Формации палингенных мигматитов и кинцигитов образовались за счет разрушения выходившего на поверхность гранулит-диоритового слоя. Продукты разрушения его перераспределялись по поверхности и вскоре переплавлялись вследствие высокого температурного градиента коры данного слоя. Условия формирования палингенных мигматитов и кинцигитов соответствовали гранулитовой фации П. Эскола с температурой 600—800° С. Выход на современную поверхность гранулито-диоритового слоя устанавливается нами по гнейс-диоритовому составу куполов в Лахденпохском массиве и по наличию на этом участке аномалии Буге. В Лахденпохском массиве среди гнейс-диоритов и амфиболитов имеются офиолитовые тела амфиболизированных пироксенитов и перидотитов. Возможно, офиолиты в процессе складчатости могли выдавливаться вверх из гранулит-диоритового слоя по разломам близ гранитных блоков. В связи с этим зоны сочленения блоков со свекофеннскими прогибами являются перспективными для поисков тел офиолитов и связанных с ними никелевых сульфидных руд. Интересны также глубинные подводящие каналы многофазных интрузий Путсари и Мантсимансари, в которых с пироксенитами, норитами и габбро-норитами первой фазы могут ассоциировать никелевые руды.

Плагиограниты, гранодиориты и калиевые граниты из батолитовых слоев поднимались в верхние горизонты коры, неся с собой рудоносные гидротермы, распространявшиеся вдоль горизонтальных границ раздела формационных слоев, вследствие чего образовались скарновые залежи и пластовые тела рудных метасоматитов. С рудными железисто-магнезиальными метасоматитами свекофеннских плагиогранитов связано медно-колчеданное месторождение Ори-ярви в Финляндии и Фалун в южной Швеции. Южная ветвь свекофеннид с приуроченными к ней месторождениями медных колчеданов протягивается в западное Приладожье, которое и выделяется нами как перспективный район для поисков медно-колчеданных руд.

В периферии ладожских массивов, расположенных к югу от Импилахти и обладающих тонкой гранитной корой, образовались трещины скола. В них проникали пегматиты, связанные с залегающими под массивами сиенитами. Представляется интересным изучение пологой глубинной зоны контакта сиенитов с кровлей массивов, где может локализоваться метасоматическое редкоземельное и редкометальное оруденение.

Резюмируя вышеизложенное, можно отметить, что, очевидно, в свекофеннскую эпоху происходило не только накопление нижнепротерозойских руд, но и перенос их вместе с верхнеархейскими рудами по разломам в верхние горизонты коры. Это позволяет рассматривать свекофеннскую эпоху как главную рудообразующую.

Процессы нижнепротерозойской гранитизации вызвали стабилизацию зоны свекофеннид, и Финляндская протомиогеосинклиналь преобразовалась в Финляндский складчатый пояс. Глубинному строению финляндского складчатого пояса свойственно развитие гранулит-диоритового слоя, имеющего мощность 12 км. Мощность верхнего гранитного слоя по гравитационным данным меняется от нуля в Лахденпохском массиве до 5—8 км в Хиитольско-Вуоксинском массиве. Глубже 18 км гранулит-диоритовый слой сменяется базальтовым, который, в свою очередь, на глубине 34 км переходит в перидотит-пироксенитовый, ограничивающийся поверхностью Мохоровичича на глубине 42 км.

Выводы

1. При аналитическом исследовании континентальной коры юго-восточной части Балтийского щита по ведущему гравитационному параметру в ней были установлены первичные формационные слои пер-

вого и второго порядков. В предлагаемой модели выделяются четыре главных слоя: I — гранитный, II — гранулит-диоритовый, III — амфиболит-базальтовый и IV — пироксенит-перидотитовый.

С изменением давления и температуры в них осуществлялись фазовые превращения и процессы фракционирования, в результате которых в пределах слоев могли возникать естественные ряды интрузивных комагматических и интрузивно-метаморфических формаций.

2. Каждый формационный слой содержит свойственные ему рудогенные элементы, которые при благоприятных условиях фазовых превращений могут давать концентрации различных руд, распределяющихся вдоль границ горизонтальных разделов и мигрирующих по разломам вверх.

3. Формационные слои при условии их выхода на поверхность в архейское время, очевидно, представляли собой первичные коры гранитного, гранулит-диоритового и амфиболит-базальтового составов.

4. Сочетания формационных слоев в вертикальном и горизонтальном направлениях предопределяли эволюцию и строение поясов свекофеннид и карелид, а также возникновение позднеготских структур активизации Ладожского и Большого Янис-ярвинского вулканогенных прогибов и Восточно-Ладожской зоны активизации с приуроченными к ней молодыми рудоносными гранитами.

ЛИТЕРАТУРА

Батиева И. Д., И. В. Бельков. Гранитоидные формации Кольского полуострова. В сб. «Очерки по петрологии, минералогии и металлогении гранитов Кольского полуострова», изд. «Наука», Л., 1968.

Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. Госгеолтехиздат, М., 1954.

Белоусов В. В. О строении и развитии тектоносферы материков. В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых», 8, изд. «Наука», М., 1967.

Бондаренко Л. П. Парачарнокиты центральной части Кольского полуострова. В кн. «Геология и геохронология докембрия», изд. «Наука», М.—Л., 1964. (Тр. ЛАГЕД, вып. 19).

Бубнов С. Н. Основные проблемы геологии. Госгоргеолнефтеиздат, Москва—Грозный—Ленинград—Новосибирск, 1934.

Вяюрюнен Х. Кристаллический фундамент Финляндии. Пер. с финск., под ред. Л. Я. Харитонова. Изд. иностр. лит., М., 1959.

Герлинг Э. К., Г. О. Глебова-Кульбах, С. Б. Лобач-Жученко, Л. И. Афанасьева, С. Н. Васильева. Новые данные по геохронологии докембрия Карелии. В кн. «Абсолютный возраст докембрийских пород СССР», изд. «Наука», М.—Л., 1965.

Жданов В. В. Метаморфизм и глубинное строение норит-диоритовой (гранулитовой) серии Русской Лапландии. Изд. «Наука», М., 1966.

Зак С. И., В. В. Яковлева. К проблеме тектонического районирования докембрия восточной части Балтийского щита. В сб. «Вопросы геологии и закономерности размещения полезных ископаемых Карелии», Карельск. кн. изд., Петрозаводск, 1966.

Йодер Г. С., К. Э. Тилли. Происхождение базальтовых магм. Перев. с англ., под ред. В. С. Соболева. Изд. «Мир», М., 1965.

Коржинский Д. С. Трансмагматические потоки растворов подкорового происхождения. Межд. геол. конгр., XXIII сессия, Докл. сов. геологов, изд. «Наука», М., 1968.

Кратц К. О. Геология карелид Карелии. Изд. АН СССР, М.—Л., 1963.

Литвиненко И. В. О некоторых результатах изучения глубинных разрезов различных структурно-фациальных зон Кольского полуострова и Карелии. В кн. «Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита», изд. «Наука», Л., 1968.

Полканов А. А., Э. К. Герлинг. Геохронология и геологическая эволюция Балтийского щита и его складчатого обрамления. Тр. Лаб. геол. докембрия АН СССР, вып. 12, 1961.

Половинкина Ю. И., Э. Б. Наливкина. Генезис чарнокитов Украины. В кн. «Чарнокиты», Докл. сов. геологов на XXII сессии Межд. геол. конгресса, изд. «Наука», М., 1964.

Саранчина Г. М. Постладожские гранитоиды Приладожья. В сб. «Матер. по геологии и пол. ископ. Северо-Запада РСФСР», изд. «Недра», Л., 1967.
Свириденко Л. П. Петрология Салминского массива гранитов рапакиви. Автореф. дисс. на соиск. уч. степ. канд. геол.-минер. наук. Петрозаводск, 1965.
Судовиков Н. Г. Тектоника, метаморфизм, мигматизация и гранитизация пород ладожской формации. Тр. Лаб. геол. докембрия АН СССР, вып. 4, 1954.
Хаин В. Е. Об основных тенденциях развития земной коры. Вестн. МГУ, № 1, 1968.
Харитонов Л. Я. Структура и стратиграфия карелид восточной части Балтийского щита. Изд. «Недра», М., 1966.
Цирульникова М. Я., Р. С. Сокол. Особенности тектонического строения восточной части Балтийского щита по геофизическим данным. В кн. «Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита», изд. «Наука», Л., 1968.
Шустова Л. Е. Глубинное строение Балтийского щита по данным геофизических исследований. «Сов. геология», № 5, 1966.
Эскола П. Докембрий Финляндии. В кн. «Докембрий Скандинавии», под ред. К. Ранкамы, изд. «Мир», М., 1967.

И. Д. Батиева, И. В. Бельков

ВОПРОСЫ МЕТАЛЛОГЕНИИ ГРАНИТОИДОВ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА

Металлогения докембрийских гранитоидов Кольского полуострова до настоящего времени остается недостаточно изученной. Более того, сами принципы металлогенического анализа глубинных зон земной коры, представленных магматическими и метаморфическими образованиями докембрия, не могут считаться достаточно разработанными. Это обстоятельство связано прежде всего с тем, что процессы рудообразования неотделимы от других многообразных геологических явлений в их последовательном и пространственном развитии, изучение которых для докембрия лишь недавно начато в необходимых направлениях и масштабах и представляет собой весьма обширную и сложную задачу.

Характерной чертой образований докембрия, имеющей непосредственное отношение к решению вопросов металлогении, является значительная, хотя и неравномерная глубина эрозии, вскрывающей участки земной коры, которые сложены преимущественно породами, испытавшими метаморфизм средних, высоких ступеней или ультраметаморфизм. Очевидно, в этой связи заключается причина слабого развития среди докембрийских образований проявлений гидротермальной минерагении, процессов грейзенизации, скарнообразования, пропилитизации и т. п. С другой стороны, существенная роль принадлежит процессам, определяющим связь рудообразования с метаморфизмом и ультраметаморфизмом (Судовиков, 1964). Для анализа металлогении докембрийских гранитоидов исключительное значение имеет генезис самих гранитоидов. Представляется вероятным, что малоподвижность всех элементов, кроме щелочных, при формировании гранитоидов метасоматического генезиса исключает возможность мобилизации и концентрации рудных элементов и, следовательно, связь рудных месторождений с подобными гранитоидами. Такой же вывод может быть сделан и в отношении гранитоидов реоморфического генезиса (мигматит-граниты, неперемещенные анатектит-граниты), поскольку, несмотря на высокую степень мобилизации вещества, глубинность процессов реоморфизма и высокие давления препятствуют отделению и миграции летучих и подвижных компонентов. Наибольший интерес для металлогенического анализа представляют гранитоиды магматического генезиса, поскольку термодинамические условия становления перемещенных магматических масс резко отличаются от тех условий, в которых возникали сами магмы, и могут создаваться геологические предпосылки для концентрации руд-

ного вещества. При этом существенное значение приобретают такие факторы, как металлогеническая специализация исходных магм, глубинность и геологическая обстановка становления магматических гранитоидных интрузий.

Необходимо также иметь в виду, что конкретные формы связи кислого магматизма с ультраметаморфизмом и метаморфизмом, а также ультраметаморфизма и метаморфизма с процессами рудогенеза являются весьма сложными и многообразными. Как нам представляется, ведущим фактором, определяющим реализацию потенциальной возможности перераспределения и концентрации рудных компонентов в связи с процессами ультраметаморфизма и метаморфизма, служит структурно-тектоническая обстановка. Так, при ультраметаморфизме (реоморфизме) в мобильное состояние переходят огромные массы вещества в глубинных структурных ярусах, но возможность перемещения в верхние структурные ярусы и концентрации хотя бы части мобилизованного материала полностью определяется тектоническим режимом, наличием или отсутствием путей проводимости вещества (магмы, флюидов, растворов), в частности зон глубинных тектонических нарушений.

С учетом сказанного при металлогеническом анализе докембрийских гранитоидов Кольского полуострова следует признать необходимость выделения двух типов минерагении: связанный с гранитоидами г е н е т и ч е с к и и п а р а г е н е т и ч е с к и.

Приступая к непосредственному металлогеническому анализу выделенных нами ранее формаций гранитоидов (Батиева, Бельков, 1968), существенные черты которых представлены в табл. 1 и 2 (*табл. 2, см. вкладку*), кратко отметим общие факторы, признаки и типы минерагении, свойственные гранитоидам Кольского полуострова.

Общими факторами минерагении служат геохимическая специализация магм и их рудогенерирующая способность. В условиях вскрытия глубоких зон докембрийской земной коры далеко не всегда с уверенностью устанавливается наличие или отсутствие многофазности гранитоидного магматизма. Поэтому, говоря о геохимической специализации гранитоидных магм для наших условий, следует иметь в виду прежде всего сквозную геохимическую специализацию, находящую отражение в характеристике кларковых содержаний тех или иных элементов, устанавливаемых по средним пробам гранитоидов.

Рудогенерирующая способность магм связана с геологической обстановкой и с физико-химическими условиями становления интрузий. На рудогенерирующую способность магм главным образом влияют: объем и форма залегания магматических масс; наличие или отсутствие комагматических отщеплений; степень процессов дифференциации; физико-химические параметры эволюции расплавов. В конечном итоге о рудогенерирующей способности магм можно судить по петрографическим и минералогическим особенностям самих горных пород и конкретным типам и формам проявления минерагении.

К числу известных и потенциально вероятных для гранитоидов Кольского полуострова типов и форм проявления минерагении мы относим следующие:

1) акцессорно-минеральную специализацию гранитных массивов и комагматических отщеплений (массивов и жил) с распределением полезных минералов, подчиняющимся структурно-петрографическим факторам;

2) концентрацию полезных компонентов в связи с наложенными контактово-метасоматическими процессами;

3) концентрацию полезных компонентов в тектонических зонах с наложенными процессами метасоматоза и альбитизации в гранитоидных массивах;

Возрастные, геологические и тектонические особенности формаций гранитоидов Кольского полуострова

Возраст и эпохи тектогенеза	Определения абсолютного возраста, млн лет		Геотектонические		Формации гранитоидов	Фации глубинности	Породы гранитного ряда	Тектоническое положение	Условия залегания, форма и размеры массивов	Контактные взаимоотношения с вмещающими породами	Территориальное распространение
	по K-Ar-методу	по U-Pb-методу	этапы	стадии							
Средний протерозой (верхнекарельская)	1620—1670	—	Субплатформенный.	Посторогенная.	Порфировидных гранитов и рапакиви-гранитов.	Малых глубин, переходных к средним.	Порфировидные граниты, гранодиориты, мелкозернистые граниты, гранит-порфиры, кварцевые порфиры, аплиты и пегматиты.	Интрузии, приуроченные к зонам радиальных разломов платформы.	Образуют тела с куполовидными сводами и крутыми кольцевыми радиальными подводящими каналами типа гарполитов, дайки и жилы. Размер — десятки, первые сотни квадратных километров.	Контакты интрузивные, четкие, контактовые изменения в большинстве случаев незначительные.	Массивы Ара, Порьяс и Зап. Лица.
	1640—1860	1780—1805			Лейкократовых гранитов и аляскитов.	Малых глубин, переходных к средним.	Лейкократовые биотитовые, мусковитовые мелкозернистые и среднезернистые граниты, кварцевые порфиры, лампрофиры (?), аплиты, апограниты и грейзены.	Интрузии, приуроченные к зонам разломов С-СВ простирания и к оперяющим их трещинам.	Штоки, субвулканы, дайки. Размер — от единиц до десятков квадратных километров.	Контакты отчетливые. В зоне эндоконтакта развиты мелкозернистые граниты с ксенолитами вмещающих пород и брекчии.	Массивы Ий-вара, Юовв-оайв, Учабю-оайв.
	—	—				Средних глубин, переходных к большим.	Лейкократовые биотитовые, двуслюдяные среднезернистые и пегматоидные граниты, гранит-пегматиты, аплиты, пегматиты, грейзены.	—	Дайкообразные, пластинообразные тела. Размер от нескольких квадратных километров до сотен квадратных километров.	Контакты с вмещающими породами отчетливые. Граниты включают ксенолиты вмещающих пород, инъецируют вмещающие породы в зонах контактов.	Массивы р. Стрельны, Карельского, Канозерского порогов, Тихого плеса и Дедковой ламбины на р. Умбе, оз. Лявозеро и др.
	1570—1915	1810—2175		Позднеорогенная.	Щелочных гранитов-сиенитов.	Средних глубин, переходных к большим.	Эгирматит-эгирин-арфведсонитовые, эгирин-авгитгастингситовые, биотитовые щелочные граниты, щелочные граносиениты, сиениты, миаскиты, пуласкиты, лаурвикиты, аплиты и пегматиты.	Интрузии, приуроченные к крупным тектоническим швам и оперяющим их разломам. Внедрялись на заключительных этапах становления среднепротерозойской платформы.	Образуют в нижнем структурном ярусе преимущественно трещинные, дайкообразные тела; на границе с верхним структурным ярусом — межформационные пластообразные тела большой протяженности. Размер колеблется от нескольких квадратных километров до 2000 км².	Контакты дайкообразных тел и нижние контакты пластообразных массивов в большинстве случаев отчетливые, со сравнительно небольшими зонами контактовых изменений. Верхние контакты крупных пластообразных массивов в отдельных участках неотчетливы; вмещающие породы испытывают значительные метасоматические изменения.	Массивы Зап. Кейвский, Понойский, Пачинский, Пурначский, Иоканьгский, Канозерский, Гремяха-Вырмес, Белых тундр, к югу от Сальных тундр в районе Чуна-тундры, Порьей губы, о. Медвежьего, горы Чагвеуайв и др.

Таблица 1 (*продолжение*)

Возраст и эпохи тектогенеза	Определения абсолютного возраста, млн лет		Геотектонические		Формации гранитоидов	Фации глубинности	Породы гранитного ряда	Тектоническое положение	Условия залегания, формы и размеры массивов	Контактные взаимоотношения с вмещающими породами	Территориальное распространение
	по K-Ar-методу	по U-Pb-методу	этапы	стадии							
Нижний протерозой (нижнекарельская)	1700—3250	2680—2800	Геосинклинальный.	Синорогенная и позднеорогенная.	Порфиробластических микроклиновых гранитов и гранодиоритов.	Средних глубин.	Микроклиновые порфиробластические и другие метасоматические граниты, гранодиориты и сиениты (по гранодиоритам, гнейсам и основным породам).	Поля порфиробластических гранитов приурочены к ядрам антиклинальных складок или зонам тектонических нарушений.	Тела, согласные со структурой вмещающих пород. В плане образуют пятна и полосы размером, не превышающим нескольких километров в поперечнике.	Контакты с вмещающими породами нечеткие, расплывчатые. В сторону неизмененных пород субстрата наблюдается постепенное снижение содержания микроклина.	Вдоль восточной и южной границы распространения пород кейвской серии, преимущественно в центральной и восточной частях Кольского полуострова (реки Ача, Колмак, Пурнач, верховье р. Поноя), Мурманский блок.
					Анатектит-гранитов и мигматит-гранитов.	Средних глубин.	Биотитовые равномернозернистые граниты, аплитовые, мусковитые граниты, грейзенизированные граниты, пегматиты и аплиты.	Интрузии на завершающих этапах нижнекарельской складчатости и постскладчатые.	Согласные пластообразные, линзообразные тела, дайки и жилы, секущие складчатые структуры. Размеры от нескольких квадратных метров до десятков квадратных километров.	Контакты с вмещающими породами четкие.	Мурманский блок, Центрально-Кольский антиклинорий.
						Средних глубин, переходных к большим.	Биотитовые неравномернозернистые граниты, гнейсо-граниты, мигматит-граниты. Гиперстеновые гранодиориты и чарнокиты.	—	Бескорневые батолитообразные тела с постепенными переходами к мигматитам.	Контакты с вмещающими породами через широкие зоны мигматитов.	
				Доорогенная.	Габбро-диорит-плагиогранитов.	Средних глубин.	Кварцевые диориты, амфибол-биотитовые и биотит-амфиболовые гранодиориты и плагиограниты.	Доскладчатые интрузии вдоль границ подвижных зон нижнепротерозойской геосинклинали.	Согласные пластообразные тела небольшой протяженности, смятые согласно с вмещающими породами.	Контакты с вмещающими породами не всегда отчетливы. Часто с основными породами образуют постепенные контакты.	Массивы Шуони, Каскельявр, Поросозерский, Колмозерский и др.
Архей (саамская?)	1260—3600	2800	Нуклеарный.	Синорогенная.	Гранодиоритов-тоналитов-плагиогранитов. Субформация гранодиоритов-плагиогранитов.	Малых глубин, переходных к средним.	Мелкозернистые гранодиориты.	Интрузии, синорогенные со складчатостью, обнажены в зонах антиклинорных поднятий и горстов.	Крупные регионально развитые бескорневые батолиты (пластообразные участки верхней части земной коры).	Контакты с вмещающими породами согласные. В большинстве случаев в зонах контактов широкие зоны инъекционных гнейсов.	Мурманский блок, Центрально-Кольский антиклинорий, район среднего течения р. Умбы, восточная часть Беломорского блока, к северу и югу от Печенгского синклинория, к югу от Сальных тундр.
						Средних глубин, переходных к большим.	Средне- и крупнозернистые гранодиориты, тоналиты, плагиограниты.				
					Субформация гранодиорит-порфиров—пироксеновых диоритов.	Малых глубин, переходных к средним.	Гранодиорит-порфиры, кварцевые порфиры, кварцевые долериты, амфиболовые гранодиориты.	Доорогенные, частью синорогенные интрузии и излияния.	Останцы и ксенолиты среди гранодиоритов размером от нескольких метров до нескольких километров в поперечнике. Полосы и линзы среди гнейсов кольской серии и гранодиоритов.	В большинстве случаев не ясны. Для с.-з. части Кольского полуострова отмечаются типично интрузивные контакты с гнейсами кольской серии.	Район к западу от г. Мурманска до ю.-в. части оз. Ловозеро.
						Средних и больших глубин.	Пироксеновые гнейсодиориты, диориты и кварцевые диориты.				

4) пегматиты: а) связанные с гранитоидами пространственно и генетически; б) не обнаруживающие непосредственной пространственной связи с гранитными массивами;

5) грейзены;

6) рудные жилы (пневматолитовые, гидротермальные): а) связанные с гранитоидами пространственно и генетически; б) не обнаруживающие непосредственной пространственной связи с гранитными массивами.

Рассмотрим наиболее общие металлогенические черты выделенных гранитоидных формаций.

Формация гранодиоритов-тоналитов-плагиогранитов

Породы формации гранодиоритов-тоналитов-плагиогранитов на Кольском полуострове, являясь наиболее древними гранитоидными образованиями, испытали в большинстве районов своего распространения наложенные процессы метаморфизма, метасоматоза и ультраметаморфизма (реоморфизма) и лишь в отдельных участках сохранили свой близкий к первоначальному облик, петрографический состав и взаимоотношения с вмещающими древнейшими гнейсовыми сериями и древнейшими метаморфизованными изверженными породами основного состава.

Породы этой формации петрографически близки между собой вследствие слабой дифференцированности исходных магм. Практически полное отсутствие во вмещающих толщах пегматитовых и иных жильных образований, пространственно связанных с породами формации гранодиоритов-тоналитов-плагиогранитов, и сравнительно широкое распространение приповерхностных фаций этих пород свидетельствуют о том, что в целом гранодиориты-тоналиты-плагиограниты формировались в самых верхних зонах первичной земной коры. Поэтому ни геологическая, ни физико-химическая обстановка становления пород формации гранодиоритов не способствовала процессам дифференциации и концентрации петрогенных и рудогенных элементов, а обусловливала их сравнительно равномерное распределение, нашедшее отражение в близости качественного и количественного минерального состава пород.

Породообразующие минералы пород формации постоянно представлены плагиоклазом (олигоклазом, олигоклаз-андезином), кварцем, биотитом, отчасти амфиболом. Микроклин, хотя и распространен, имеет резко подчиненное значение.

Акцессорно-минеральная специализация пород не проявлена. Для них характерна ассоциация сфена, циркона, апатита, ортита, эпидота и магнетита. При этом содержание сфена, апатита, ортита и эпидота обычно несколько превышает среднее содержание, обычное для гранитов.

Породам формации гранодиоритов-тоналитов-плагиогранитов свойственна геохимическая специализация в отношении таких элементов, как Ni, Co, Cu, Sc, Sn, Pb, Ce, La, проявляющаяся в систематическом превышении содержания данных элементов против кларковых их содержаний в гранитах. Наряду с этим содержание ряда элементов, прежде всего Li, Rb, Cs, Zr, Nb, Be, Y, Yb, Sr, постоянно ниже кларковых значений. Интересной и важной геохимической особенностью пород формации является то, что наблюдается заметная относительная (относительно других минералов породы) и абсолютная концентрация некоторых из перечисленных и ряда других рудогенных элементов в биотите в качестве изоморфных примесей. Так как при процессах метасоматоза, метаморфизма и реоморфизма, которыми были охвачены в последующие эпохи тектогенеза (преимущественно в нижнем протерозое) гигантские массы гранодиоритов-плагиогранитов, содержавшийся в них биотит в значительной мере разлагался или замещался мусковитом (изоморфно менее «емким»), за счет

этих процессов высвобождались и переходили в мобильное состояние огромные массы рудогенных элементов. В благоприятной физико-химической и структурно-тектонической обстановке, способствовавшей их перемещению и концентрации, они могли принимать участие в формировании магматических отщеплений, пегматитов и рудных жил, несущих прежде всего такие элементы, как Li, Rb, Cs, Be, Nb, Ta, Pb, Zn, Ag, Sn, TR, Mo и др. Таким образом, с породами формации гранодиоритов-тоналитов-плагиогранитов генетически не связаны и, вероятно, не могут быть связаны какие-либо рудные концентрации. В то же время с породами данной формации, испытавшими наложенные процессы ультраметаморфизма и реоморфизма, могут быть связаны парагенетически разнообразные типы рудных концентраций.

Формация габбро-диорит-плагиогранитов

Формация габбро-диорит-плагиогранитов, развитая относительно слабо, представлена преимущественно кварцевыми диоритами и биотит-амфиболовыми гранодиоритами, отчасти плагиогранитами. По своим петрографическим и минералого-геохимическим особенностям гранитоиды данной формации весьма близки к гранитоидам формации гранодиоритов-тоналитов-плагиогранитов. Они обнаруживают сквозную геохимическую специализацию в отношении Cr, V, Ni, Co, Cu, Sc, Sn, Nb, La, Sr — элементов, концентрирующихся преимущественно в темноцветных минералах — биотите и амфиболе. По качественному и количественному составу акцессорных минералов породы не отличаются от гранодиоритов-тоналитов-плагиогранитов. Проявлений минерагении в связи с породами данной формации не установлено, за исключением признаков титаномагнетитового оруденения в наиболее основных дифференциатах (габбро).

Формация анатектит-гранитов и мигматит-гранитов

Петрографически пестрый комплекс пород данной формации широко распространен на Кольском полуострове (Мурманский блок, Центрально-Кольский антиклинорий, юго-восточное Беломорье, участки к северу и югу от гранулитовой формации и др.).

Геологически и петрографически среди пород формации выделяются три группы: а) мигматит-граниты — биотитовые неравномернозернистые полосатые граниты, в которых сохраняется субстрат более древних гранодиоритов-плагиогранитов; б) анатектит-граниты неперемещенные — биотитовые (частью гиперстеновые) неравномернозернистые граниты, однородные, с типичными магматическими структурами; в) анатектит-граниты перемещенные — биотитовые и биотит-мусковитовые граниты, аплиты и пегматиты.

Мигматит-граниты образуют бескорневые плутоны первой—второй величины, развиваясь по гранодиоритам-плагиогранитам, с которыми имеют постепенные переходы. С другой стороны, они постепенно переходят в полностью гомогенизированные (переплавленные) участки неперемещенных анатектит-гранитов, слагающих тела преимущественно 2—3-й относительной величины.

Перемещенные анатектит-граниты слагают в породах верхнего структурного яруса небольшие плутоны 3-й относительной величины: пластовые линзообразные тела, дайки и жилы.

В металлогеническом отношении гранитоиды данной формации представляют значительный интерес. Процессы ультраметаморфизма, обусловившие возникновение всего петрографического разнообразия пород данной формации и геологических форм их проявления, способствовали мобилизации огромных масс петрогенных и рудогенных элементов, которые

в соответствующей структурно-тектонической обстановке (прежде всего вдоль зон глубинных нарушений) могли перемещаться в более высокие структурные ярусы в виде магматических отщеплений (перемещенные анатектит-граниты), пегматитовых расплавов и растворов и образовывать рудные концентрации и месторождения полезных ископаемых.

Как правило, с плутонами перемещенных анатектит-гранитов повсеместно пространственно и генетически связаны многочисленные мелкие пегматитовые жилы, нередко несущие редкоземельную минерализацию (эвксенит и др.). Однако малые размеры материнских интрузий исключают возможность связи с ними более крупных концентраций полезных компонентов.

С другой стороны, зоны глубинных и оперяющих их разломов могли служить путями проникновения в верхний структурный ярус значительных масс наиболее подвижного мобилизованного материала из зон ультраметаморфизма — флюидных растворов и пегматитовых расплавов.

Для подобного типа рудной минерализации наиболее характерны такие подвижные элементы, как Rb, Cs, Nb, Ta, TR, Sn, P, Mn, B (последний в значительной мере заимствуется из вмещающих пород), Ga, Tl и др. В качестве первичного источника этих элементов, концентрировавшихся в подвижных флюидных расплавах и растворах при процессах ультраметаморфизма в глубинных зонах земной коры, мы рассматриваем прежде всего породообразующий биотит, акцессорные сфен и апатит в породах формации гранодиоритов-тоналитов-плагиогранитов, подвергавшихся ультраметаморфическим процессам реоморфизма и анатексиса. На это указывают непосредственные петрографические данные. Так, содержание биотита, отличающегося повышенной концентрацией Rb, Ga, Cu, Ni, Co, Cr, V, Sc, Ba, Pb, Zn и ряда других элементов, в неизмененных гранодиоритах-плагиогранитах составляет 8—10%, в то время как содержание слюд (биотита и мусковита) в мигматит-гранитах и анатектит-гранитах не превышает 3—4%. Несложные расчеты показывают, что только в пределах локализации одной из зон глубинного разлома Мурманского блока ультраметаморфизмом были захвачены тысячи кубических километров гранодиоритов и плагиогранитов, следовательно, полному разложению при этом подверглись десятки и сотни кубических километров биотита. Безусловно, в значительной мере выделившиеся при этом редкие и рассеянные элементы были вновь включены в решетки породообразующих минералов в виде изоморфной примеси. Но значительная их часть не могла быть захвачена новообразованным микроклином и кислым плагиоклазом анатектит-гранитов и мигматит-гранитов, обедненных к тому же темноцветными минералами, сфеном и апатитом. Они концентрировались в анатектических магматических и пегматитовых расплавах и растворах и вместе с ними были перемещены по зонам тектонических нарушений в верхние структурные ярусы. В благоприятной геологической и структурно-тектонической обстановке при этом могли возникать местные концентрации редкометального оруденения.

С аналогичными процессами мобилизации рудогенных элементов при ультраметаморфизме вероятна связь и других типов минерализации. Так, геологическими наблюдениями в пределах развития мигматит-гранитов и анатектит-гранитов Мурманского блока установлено в 1965 г. В. А. Костиным наличие проявлений альбитизации вдоль многочисленных тектонических нарушений. Не исключена возможность связи с подобными зонами альбитизации концентраций редких металлов, полиметаллов, золота и других элементов.

Таким образом, формация анатектит-гранитов и мигматит-гранитов металлогенически весьма перспективна в отношении нахождения парагенетически с ней связанной разнообразной рудной минерализации.

Формация порфиробластических микроклиновых гранитов и гранодиоритов

Гранитоиды рассматриваемой формации распространены в пределах Центрально-Кольского антиклинория, восточной части Мурманского блока, восточного и южного обрамления Кейвского синклинория. Обычно они образуют массивы 2—3-й относительной величины, не имеющие отчетливых границ и приуроченные к ядрам антиклинальных складок или к зонам тектонических нарушений.

Петрографический состав гранитоидов отличается непостоянством, зависящим от петрографического состава субстрата и степени метасоматической его микроклинизации. Петрологическое изучение пород данной формации свидетельствует о ведущем значении при их формировании процессов калиевого метасоматоза при условии малой подвижности других компонентов. В силу этого обстоятельства отсутствовали предпосылки для мобилизации, переноса и концентрации рудогенных элементов. В действительности не установлено каких-либо типов рудной минерализации, генетически или парагенетически связанной с формацией метасоматических порфиробластических микроклиновых гранитов и гранодиоритов.

Формация щелочных гранитов-сиенитов

Формации щелочных гранитов-сиенитов на Кольском полуострове принадлежит ведущая роль среди гранитоидов среднего протерозоя. Щелочные граниты слагают плутоны 1—3-й относительной величины. Плутоны 1-й величины (массив Западные Кейвы) и отчасти 2-й величины представляют собой пологозалегающие пластинообразные интрузивные тела, размещающиеся преимущественно вдоль границы архейского гранито-гнейсового фундамента и нижнепротерозойских осадочно-метаморфических комплексов верхнего структурного яруса. Среди пород нижнего структурного яруса залегают многочисленные дайки щелочных гранитов, служившие, очевидно, подводящими каналами, образующие плутоны 2-й (Канозерский, отчасти Стрельнинский и др.) и 3-й относительной величины. Частично щелочные граниты залегают и в породах верхнего структурного яруса, в которых они также образуют пластинообразные тела, штоки и дайки, обычно небольших размеров.

При всем петрографическом разнообразии щелочных гранитов для них устанавливаются определенные коренные черты, сходство петрографического состава, химизма и минерагении, свидетельствующие о высокой степени геохимической специализации магмы щелочных гранитов.

Со щелочными гранитами связана комагматическая серия сиенитов и нефелиновых сиенитов, образующих обычно мелкие дайкообразные тела и, в виде исключения, более крупный Сахарйокский массив (Батиева, Бельков, 1958).

Породам формации щелочных гранитов-сиенитов свойственна отчетливая сквозная геохимическая специализация в отношении редких земель и Y, Zr, Nb, Ta, Sn, F. Кроме того, в нефелиновых сиенитах наблюдается заметная концентрация Rb. Для всех пород формации исключительно характерна геохимическая и акцессорно-минеральная специализация, проявляющаяся в существенном обогащении пород цирконом и связи со щелочными гранитами и их отщеплениями устойчивого комплекса других редкометальных акцессорных минералов — чевкинита, ортита, бритолита, гадолинита, тантало-ниобатов (пирохлор, фергусонит, эвксенит), урано-торита, флюорита, монацита и др. (Бельков, 1962; Бергман, 1962; Бельков, Батиева, 1963; Калита, 1963; Батиева, 1966; Белолипецкий, Елина, 1967; Батиева, Бельков, 1968, и др.).

С формацией щелочных гранитов-сиенитов генетически связаны многообразные типы и формы проявления минерагении. К наиболее существенным из их числа относятся следующие: а) акцессорно-минеральная специализация гранитных массивов и связанных с ними массивов щелочных и нефелиновых сиенитов; б) концентрации редких металлов в метасоматически измененных гранитах и вмещающих их породах; в) пегматитовые жилы.

Акцессорно-минеральная специализация массивов щелочных гранитов проявляется в существенном обогащении пород массивов минералами циркония, редких земель, титана и фтора против обычных для гранитов значений. При этом видовой состав акцессорных минералов несколько меняется в зависимости от размеров и геологического положения массивов щелочных гранитов.

Так, для дайкообразных массивов щелочных гранитов, залегающих преимущественно среди пород нижнего структурного яруса (плагиограниты, гранодиориты, основные гранулиты, метаперидотиты и др.), характерны циркон, сфен, ортит, флюорит, магнетит при отсутствии или низком содержании ильменита и монацита (массивы района Канозера—Колвицкого озера, Чуна-тундры и отдельные мелкие дайковые тела).

Для крупных пластообразных массивов щелочных гранитов (Западные Кейвы, Белые тундры, Средне-Понойский и др.) типичны циркон, сфен, флюорит, ильменит и монацит (в небольшом количестве).

В массивах среднего и небольшого размера, частично размещающихся среди пород верхнего структурного яруса (Пачинский, Пурначский и др.) и в апикальных частях пластообразных интрузий, обычна ассоциация циркона, ильменита, монацита и флюорита при пониженном содержании сфена.

Таким образом, отчетливо проявляются закономерности в характере распределения титана и редких земель среди акцессорных минералов: в случае значительного преобладания сфена ильменит отсутствует, и наоборот, в присутствии ортита обычно отсутствует монацит; в присутствии монацита ильменит всегда преобладает над сфеном. Иными словами, в зависимости от потенциала кальция редкие земли и титан могут концентрироваться в Са-содержащих минералах (сфен, ортит) или в бескальциевых парагенезисах (ильменит, монацит).

Самостоятельный интерес представляют комагматические отщепления щелочных гранитов — щелочные и нефелиновые сиениты, минералого-геохимические особенности которых наиболее полно проявлены в Сахарйокском щелочном массиве (Батиева, Бельков, 1958; Герасимовский, 1967).

Щелочные и нефелиновые сиениты массива минералогически и геохимически аналогичны щелочным гранитам и отличаются лишь еще более высоким содержанием акцессорных минералов.

С массивом щелочных гранитов района Западных Кейв и сопровождающими его мелкими массивами связаны многочисленные рудопроявления, минералогически и геохимически сходные с минерализацией типичных неизмененных гранитов, но сконцентрированные в пределах метасоматически измененных гранитов контактных зон, в апикальных выступах отдельных массивов, в жильных телах и вмещающих их породах, в пегматитовых жилах и др.

В целом формация щелочных гранитов-сиенитов на Кольском полуострове представляет собой самостоятельный геохимический комплекс, специализированный в отношении Zr, TR, Y, Nb(Ta), F и ряда других элементов, с которым генетически связаны разнообразные типы минерагении с характерной парагенетической акцессорной минеральной ассоциацией (циркон, ильменит, сфен, монацит, фергюсонит, пирохлор, бритолит, флюорит и другие минералы).

Формация лейкократовых гранитов и аляскитов

Развитие гранитоидов формации лейкократовых гранитов и аляскитов изучено недостаточно. Вероятно, они распространены в бóльшей мере, чем это установлено к настоящему времени. С рассматриваемой гранитоидной формацией связаны генетически и парагенетически разнообразные пегматитовые месторождения, минерализованные грейзены, рудные жилы и многочисленные рудопроявления.

Среди пород данной формации выделяются породы фаций малых глубин, в том числе субвулканические фации и фации средних глубин. Наиболее типичными представителями фаций малых глубин служат массивы Юовв-оайв, Учабю-оайв, Ий- вара в западной части Кольского полуострова. Стрельнинская группа массивов в юго-восточной части и Умбинская в центральной его части представляют среднеглубинные фации.

Несмотря на наличие некоторых коренных черт сходства пород рассматриваемой формации, проявляющихся в их петрографических и минералого-геохимических особенностях, минерагения фациально различных комплексов несколько отлична, что связано с различием физико-химических условий становления этих комплексов.

Металлогенические особенности стрельнинских, юовв-оайвских и ийварских гранитов детально освещены в работах В. Р. Ветрина (1967, 1968), М. И. Дубровского (1966, 1968), В. Е. Романова (1967) и Н. Н. Бузаева (1962). С учетом материалов по другим массивам (Умбинский, Лявозерский, Контозерский и др.) в целом могут быть намечены главные черты металлогении разнофациальных комплексов.

Гранитоидам фаций средних глубин свойственны лейкократовый состав, развитие наряду с мелкозернистыми породами неравномернозернистых аляскитов, пегматоидных гранитов и гранит-пегматитов, сопровождаемых зональными полями пегматитов.

Акцессорно-минеральная специализация лейкократовых гранитоидов и аляскитов проявляется в характерной для них ассоциации монацита, циркона, граната и магнетита, нередко в сочетании с ксенотимом, ильменитом, колумбитом и молибденитом. При этом характерно заметное обогащение цирконов аляскитов пегматоидных гранитов и гранит-пегматитов гафнием (Бельков, Колесников, 1967).

В контактных зонах гранитоидных массивов, особенно в небольших обособленных сателлитных телах, отмечается развитие процессов грейзенизации, сопровождаемой проявлением наложенной рудной минерализации, — появлением в таких породах акцессорного берилла, молибденита, самородного висмута и других висмутовых минералов (Ветрин, Денисов, 1966).

В экзоконтактах массивов лейкократовых гранитов и аляскитов, во вмещающих породах размещаются пегматиты, среди которых выделяются высокотемпературные ортотектитовые пегматиты с редкоземельной акцессорной минерализацией, мусковитовые неминерализованные пегматиты и пегматиты с акцессорной редкометальной минерализацией. Практический интерес могут представить мусковитовые и полевошпатовые пегматиты и оруденение грейзенизированных зон, наличие которых может служить поисковым признаком.

Гранитоидам фаций малых глубин свойственны лейкократовый состав и неравномернозернистые структуры, в том числе порфировидные. Акцессорно-минеральная специализация гранитов проявляется в обогащении их флюоритом, появлении молибденита, топаза, вольфрамита, берилла. Для отдельных сателлитных массивов характерно существенное развитие процессов грейзенизации, сопровождаемых проявлением молибденитового и вольфрамитового оруденения, возникновением пневматолитовых (квар-

цевых, кварцево-топазовых, кварцево-молибденитовых) и пневматолитово-гидротермальных (кварцево-флюоритовых) жил.

Практического интереса в отношении комплексного редкометального оруденения (Mo, W, Nb, Ta, TR, F) можно ожидать в связи с рудными концентрациями в эндо- и экзоконтактах гранитных массивов, в грейзенизированных их зонах и в сопровождающих их жильных сериях — пневматолитовых и гидротермальных.

С гранитоидами рассматриваемой формации, вероятно, парагенетически (а возможно, и генетически — с наиболее глубинными интрузиями, не вскрытыми эрозией) связаны крупные поля ортотектитовых полевошпатовых и разнообразных мусковитовых пегматитов — в юго-западном и северо-западном районах Кольского полуострова.

В целом формация лейкократовых гранитов и аляскитов, имеющих среднепротерозойский возраст, недостаточно еще изученная как в геолого-петрографическом, так и в металлогеническом отношении, выявляется в качестве одной из наиболее сложных формаций гранитоидов Кольского полуострова, металлогенически перспективной в отношении таких полезных ископаемых, как полевошпатовое сырье, мусковит, молибденит, комплексное редкометальное оруденение, связанное с весьма разнообразными типами и формами проявления минерагении.

Формация порфировидных гранитов и рапакиви-гранитов

Гранитоиды рассматриваемой наиболее молодой формации посторогенной стадии субплатформенного этапа развития Балтийского щита на Кольском полуострове имеют ограниченное распространение. Их дифференцированные интрузии 2—3-й относительной величины (дайки, интрузии центрального типа, гарполиты) преимущественно приурочены к Лебяжинско-Урагубскому меридиональному тектоническому разлому. Петрологические, минералого-геохимические и металлогенические особенности этих гранитоидов, детально изученные А. Н. Виноградовым (1968а, 1968б), свидетельствуют о наличии определенной геохимической специализации формации в отношении олова, редких земель, титана и фтора при отсутствии адекватной акцессорно-минеральной ассоциации (отсутствие собственных минералов олова при повышенном его содержании в породах). В этом отношении гранитоиды рассматриваемой формации обнаруживают значительное сходство с рапакиви-гранитами южной части Балтийского щита, с которыми известны рудопроявления олова и полиметаллов. На территории Кольского полуострова рудопроявления, связанные с порфировидными и рапакиви-гранитами, не выявлены, но выявленная общая обогащенность этих гранитоидов акцессорными минералами (циркон, ортит, ильменит, лейкоксен, апатит, сфен, магнетит, монацит, флюорит и др.) служит предпосылкой для возможной концентрации указанных минералов в россыпях, перспективы выявления которых в районах развития формации порфировидных гранитов и рапакиви-гранитов не исключены.

В заключение краткого обобщенного анализа металлогении гранитоидов Кольского полуострова отметим, что изучение металлогении каждой из выделенных гранитоидных формаций, основанное на получении достоверных количественных характеристик, выявлении всех типов и всего разнообразия форм проявления минерагении, уточнении поисковых критериев и прогнозов для поисков рудных концентраций, является одной из главнейших задач дальнейших исследований. Решение этой задачи необходимо не только для выявления месторождений минерального сырья, но позволит уточнить и расширить наши представления в отношении

установления связи кислого магматизма, ультраметаморфизма и метаморфизма с оруденением и с развитием земной коры на ранних докембрийских этапах ее формирования.

ЛИТЕРАТУРА

Батиева И. Д. Новые данные о вещественном составе щелочных гранитов Кольского полуострова. В сб. «Щелочные породы Кольского полуострова», изд. «Наука», М.—Л., 1966.

Батиева И. Д., И. В. Бельков. Сахарйокский щелочной массив. Изв. Карельского и Кольского филиалов АН СССР, № 2, 1958.

Батиева И. Д., И. В. Бельков. Гранитоидные формации Кольского полуострова. В сб. «Очерки по петрологии, минералогии и геохимии гранитоидов Кольского полуострова», изд. «Наука», Л., 1968.

Белолипецкий А П., Н. А. Елина. О составе редких земель в акцессорных минералах жильных образований щелочных гранитов. В сб. «Материалы по минералогии Кольского полуострова», вып. 5, изд. «Наука», Л., 1967.

Бельков И. В. Акцессорная минерализация гранитов Западных Кейв. В сб. «Материалы по минералогии Кольского полуострова», вып. 3, изд. Кольского филиала АН СССР, Апатиты, 1962.

Бельков И. В., И. Д. Батиева. Щелочные граниты Кольского полуострова и их металлогения (третье Всесоюзное петрографическое совещание. Тезисы докладов по проблеме «Генезис щелочных пород»), изд. СО АН СССР, Новосибирск, 1963.

Бельков И. В., Н. Н. Колесников. О соотношении циркония и гафния в гранитах Кольского полуострова. В сб. «Материалы по минералогии Кольского полуострова», вып. 5, изд. «Наука», Л., 1967.

Бергман И. А. Акцессорная минерализация гранитоидов плутона Гремяха-Вырмес. В сб. «Материалы по минералогии Кольского полуострова», вып. 3, изд. Кольского филиала АН СССР, Апатиты, 1962.

Бузаев Н. Н. Акцессорные минералы гранитов массива Ий-вара. В сб. «Материалы по минералогии Кольского полуострова», вып. 3, изд. Кольского филиала АН СССР, Апатиты, 1962.

Ветрин В. Р. Акцессорные минералы плагиоклазовых и микроклин-плагиоклазовых гранитов среднего течения р. Стрельны. В сб. «Материалы по минералогии Кольского полуострова», вып. 5, изд. «Наука», Л., 1967.

Ветрин В. Р. Граниты и пегматиты Стрельнинского слюдоносного района. В сб. «Очерки по петрологии, минералогии и геохимии гранитоидов Кольского полуострова», изд. «Наука», Л., 1968.

Ветрин В. Р., А. П. Денисов. Минералы висмута в массиве гранитов. Зап. ВМО, вторая серия, ч. 95, вып. 4, 1966.

Виноградов А. Н. Порфировидные граниты северо-западной части Кольского полуострова. В сб. «Очерки по петрологии, минералогии и геохимии гранитоидов Кольского полуострова», изд. «Наука», Л., 1968а.

Виноградов А. Н. Акцессорные минералы ара- и порьяс-гранитов. В сб. «Материалы по минералогии Кольского полуострова», вып. 6, изд. «Наука», Л., 1968б.

Герасимовский В. И. Основные черты геохимии нефелиновых сиенитов Кольского полуострова. Геохимия, № 11, 1967.

Дубровский М. И. Петрология и металлогения Юовв-оайвского гранитного комплекса. Автореферат диссертации, изд. Кольского филиала АН СССР, Апатиты, 1966.

Дубровский М. И. Акцессорные минералы пород Юовв-оайвского гранитного комплекса. В сб. «Материалы по минералогии Кольского полуострова», вып. 6, изд. «Наука», Л., 1968.

Калита А. П. Пегматиты щелочных гранитов. Тр. ИМГРЭ, вып. 16, 1963.

Ляхович В. В. Акцессорные минералы и рациональная номенклатура гранитоидов. «Сов. геология», № 9, 1963.

Романов В. Е. О грейзенах в районе горы Юовв-оайв. В сб. «Материалы по минералогии Кольского полуострова», вып. 5, изд. «Наука», Л., 1967.

Судовиков Н. Г. Региональный метаморфизм и некоторые проблемы петрологии. Изд. ЛГУ, Л., 1964.

В. А. Масленников

ГЕОЛОГО-ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКОЕ РАСЧЛЕНЕНИЕ ГРАНИТОВ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА И ПРОБЛЕМА ЦИКЛИЧНОСТИ В РАЗВИТИИ ЗЕМНОЙ КОРЫ

На основании совокупности геологических и геохронологических данных в восточной части Балтийского щита устанавливается (с сохранением преемственности накопленных представлений) наличие пяти главных эпох гранитного магматизма, кульминация проявления которых датируется следующими возрастами (млн лет): первая, наиболее древняя — 3600—3500, вторая — 2770—2700, третья — 2200—2180, четвертая — 1950—1860, пятая — 1670—1620. Каждой эпохе гранитного магматизма соответствует определенная возрастная группа гранитоидов, представленная несколькими фациальными разновидностями (и связанными с ними комагматами), в зависимости от структурного положения слагаемых ими тел.

На рис. 1 (*см. вкладку*) представлена геохронологическая диаграмма, на которой суммированы определения радиологического возраста всех известных в настоящее время разновидностей гранитоидов, составляющих 5 указанных возрастных групп. Для выделяемых разновидностей гранитов в соответствующих горизонтальных строчках разными условными значками показаны имеющиеся датировки, полученные K-Ar-методом по разным минералам. В каждом случае эти датировки охватывают больший или меньший возрастной диапазон, располагаясь неравномерно, что подчеркивается построенными кривыми статистического распределения K-Ar-дат, которые являются важными геохимическими показателями, характеризующими специфичность радиологии той или другой группы гранитоидов. Помимо K-Ar-данных на диаграмму нанесены результаты свинцовых и Rb-Sr-определений, представленных в обобщенном виде, полученном из многочисленных аналитических материалов путем вычисления или построения изохрон. При рассмотрении геохронологической диаграммы необходимо иметь в виду следующие главные геологические особенности выделяемых групп гранитов.*

К первой группе гранитоидов, соответствующей первой эпохе гранитного магматизма, относятся развитые в северо-западной части Кольского полуострова в пределах древнейшего Центрально-Кольского блока (Герлинг, Масленников, Морозова, 1967) существенно олигоклазовые гнейсограниты (+мигматиты и пегматиты), издавна выделявшиеся как наиболее древние гранитоиды, называемые «постсвионийскими гранитами I группы» (Полканов, 1935), «раннеархейскими гранитами», «древнейшими гранитоидами» (Полканов, Масленников и др., 1963; Масленников и др., 1963). Изотопный возраст, отвечающий времени формирования гранитов этой группы (около 3500 млн лет), установлен: а) многочисленными сходящимися K-Ar-определениями, безупречными с аналитической точки зрения и характеризующимися высокими энергиями активации выделения аргона из слюд; б) Rb-Sr-цифрами, полученными при соответствующих пересчетах аналитических данных (Герлинг, Овчинникова, 1962); в) отдельными свинцовыми данными, представленными U-Pb-отношениями в монацитах (Виноградов, Тугаринов, 1964).

Более молодые K-Ar-значения радиологического возраста рассматриваемых гранитоидов являются «омоложенными» в результате более поздних тектонических и метаморфических процессов (Масленников и др., 1963).

---

* Разносторонняя характеристика гранитов Кольского полуострова с позиций формационного анализа приводится И. Д. Батиевой и И. В. Бельковым (1968).

Геологическое положение гранитов этой группы определяется их залеганием среди гнейсов кольской серии, причем секущие контакты их по отношению к гнейсам, жилы гранитов в гнейсах и многочисленные ксенолиты и скиалиты гнейсов в гранитах свидетельствуют о более молодом возрасте гранитов по отношению к кольской серии. По условиям залегания тела олигоклазовых гнейсо-гранитов являются соскладчатыми интрузиями, синкинематичными со складкообразованием в кольской серии. Об этом свидетельствует форма массивов, конкордантные (реже аккордантные) и конформные соотношения структурных элементов; наличие как гранитовых, так и первичных гнейсо-гранитовых структурных фаций (Полканов, 1935). По химическому и количественно-минералогическому составу древнейшие гнейсо-граниты соответствуют котектическим составам системы Ab—Or—Q—H_2O, изученной Боуэном и Таттлом. Это также указывает на магматическое происхождение данных гранитов.

В последнее время возникли противоречивые представления, касающиеся природы так называемых куполовидных структур, выявленных геофизически на некоторых участках развития древнейших гранитоидов, которые принимаются некоторыми исследователями за более древние образования, чем кольская серия (Цирульникова, Сокол, 1968; Бондаренко, Дагелайский, 1968). Но куполовидные структуры и облекающие их структурные формы в окружающих толщах могут возникать двумя путями: или это выступы древних пород, или внедрение молодых. Правильное понимание истинной природы таких куполов устанавливается прямыми геологическими наблюдениями. Так как гнейсо-граниты рвут породы кольской серии и нигде не наблюдалось стратиграфического налегания кольской серии через базальные горизонты на граниты, то очевидно, что определяемый до сих пор более «молодой» радиологический возраст гнейсов по сравнению с гранитами в действительности является «омоложенным».

Вторая возрастная группа гранитоидов представлена на Кольском полуострове сложным саамским интрузивным комплексом, включая граниты Мурманск-Иоканьгского массива (Полканов, Герлинг, 1961; Герлинг, Масленников, Морозова, 1967), которые геологически и геохронологически сопоставимы с гранитоидами фундамента карелид Карелии (Кратц, 1963; Герлинг и др., 1965). Истинный возраст последних доказан при помощи изохронного Rb-Sr-метода определения возраста породы в целом (Горохов, Лобач-Жученко, 1964), и в качестве наиболее достоверной датировки в настоящее время принимается цифра 2600 млн лет, что совпадает с рядом определений возраста мусковитов из этих пород K-Ar-методом. Для гнейсо-гранитового фундамента карелид Карелии доказано также, что все более молодые K-Ar-датировки по слюдам являются омоложенными.

Близкий возраст (около 2700 млн лет) саамского гранитоидного комплекса на Кольском полуострове определялся K-Ar-методом, Rb-Sr-методом и изотопно-спектральным стронциевым методом (Соботович и др., 1963). Относительно последних данных, а также ряда определений свинцовыми методами (Виноградов, Тугаринов, 1964) существует мнение, что они относятся к древнейшим гранитам I группы (рис. 1). Этот дискуссионный вопрос о несогласованности имеющихся различных аналитических данных с геологическими представлениями отражает важнейшую нерешенную проблему геохронологии и геологии гранитов восточной части Балтийского щита.

Третья группа гранитов геологически и геохронологически выделена в Карелии, где она представлена раннекарельскими аляскитовыми гранитами Восточно-Финляндской антиклинальной зоны, или, в соответствии с современной терминологией, Карело-Финского поднятия. Радиологиче-

ский возраст этих гранитов, отвечающий времени их образования и завершения структурного формирования нижних карелид (по К. О. Кратцу), получен изохронным Rb-Sr-методом на образцах породы в целом и равен 2190 млн лет (Горохов, Лобач-Жученко, 1964). На Кольском полуострове подобные граниты геологически не выделяются; возможно, к данной возрастной группе относятся пегматиты района оз. Б. Лапоть, для которых известны свинцовые определения возраста 2180 млн лет.

Граниты четвертой возрастной группы (рис. 1) представлены: а) гранитоидами Беломорья (включая пегматиты и инъекционные прожилки в мигматитах), синкинематичными со складчатостью и мигматизацией беломорской серии; б) посткинематическими гранитами, размещенными в пределах гранулитового комплекса Кольского полуострова; в) частью гранитов в зонах карелид Карелии, обладающих аналогичным радиологическим возрастом по K-Ar-данным.

Наиболее полно радиологически охарактеризованы гранитоиды Беломорья, для которых имеются многочисленные определения тремя методами: калий-аргоновым, свинцовым (с вычислением изохрон) и изотопно-спектральным стронциевым (Соботович и др., 1963). Совпадающие данные всех трех методов указывают на кульминацию процессов гранитообразования в интервале от 1950 до 1860 млн лет, отвечающем истинному возрасту образования данных гранитов. Другие разновидности гранитов той же четвертой группы охарактеризованы только K-Ar-цифрами по слюдам.

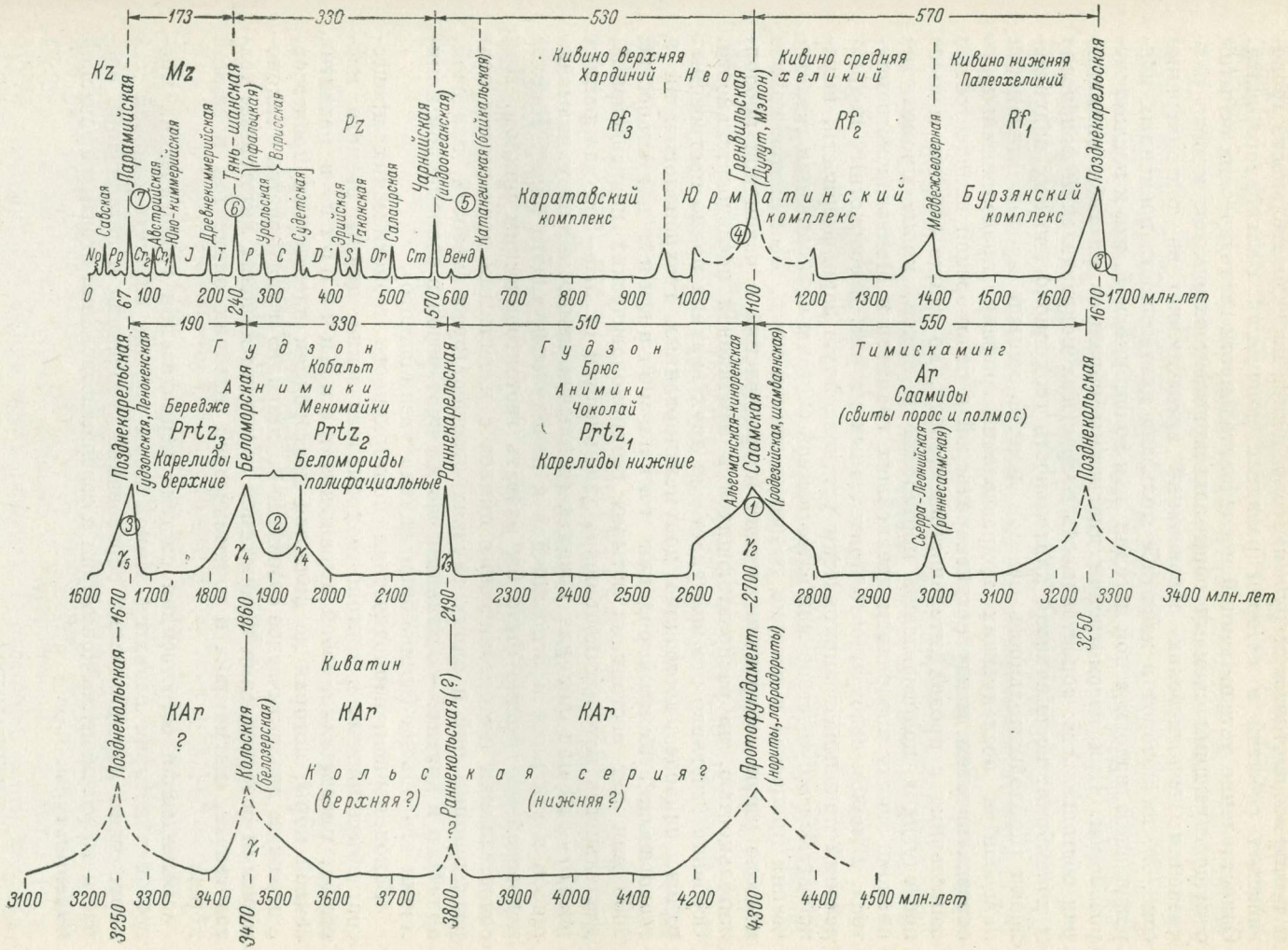
Пятая группа наиболее молодых гранитов представлена гранитами рапакиви; гранитами посткинематических интрузий в консолидированных структурах Кольского полуострова (развитие которых начинается несколько раньше, но кульминация процесса гранитообразования точно совпадает по времени с периодом формирования рапакиви); интрузиями щелочных гранитов Кейв, синкинематичных со складчатостью кейвской серии; частью гранитов в зонах карелид Карелии. Из всех перечисленных гранитов только рапакиви охарактеризованы данными всех трех методов (рис. 1).

Каждой эпохе гранитного магматизма предшествовал период седиментации: первой эпохе предшествовало образование кольской серии, второй — саамид (свит полмос и порос), третьей — нижних карелид, четвертой — полифациальных (в геологическом смысле) образований беломорид, пятой — верхних карелид. Структурное формирование комплексов (серий) завершалось внедрением и становлением гранитов соответствующей эпохи. Таким образом, эпохи гранитного магматизма документируют тектоно-геохронологические рубежи, разделяющие различные хроностратиграфические подразделения докембрия Кольского полуострова и Карелии. Характеристика этих рубежей или тектоно-магматических эпох дополняется также проявлениями основного и ультраосновного магматизма, специфического для каждого рубежа.

Особое положение занимает Мончегорский плутон ультраосновных—основных пород, время внедрения которого по K-Ar- и свинцовым данным

Рис. 2. Возрастное деление докембрия Балтийского щита и тектоно-геохронологические циклы в истории развития земной коры (естественная система периодизации геологических процессов).

Пики на тектонограмме показывают возраст эпох тектогенеза в широком смысле — фаз складчатости и эпох проявления синкинематического магматизма. Значками γ_1—γ_5 показано положение возрастных групп гранитов Балтийского щита в соответствии с рис. 1. Позднекольская эпоха движений документируется внедрением Мончегорского плутона (Герлинг и др., 1965), раннесаамская — структурным несогласием между свитами полмос и порос (Полканов, Масленников и др., 1963). Хроностратиграфические подразделения архея и протерозоя Балтийского щита и рифея Русской платформы сопоставлены с соответствующими подразделениями Канады. Цифры в кружках — главнейшие эпохи платформообразующей складчатости, по М. В. Муратову (1965).



173
330
530
570
Kz
Mz
Pz
Кивино верхняя
Хардиний
Неохеликий
Кивино средняя
Кивино нижняя
Палеохеликий
Rf3
Rf2
Rf1
Савская
Ларамийская
Австрийская
Юно-киммерийская
Древнекиммерийская
Тянь-шанская
(пфальцкая)
Варисская
Уральская
Судетская
Эрийская
Таконская
Салаирская
Чарнийская
(индоокеанская)
Катангинская (байкальская)
Каратавский комплекс
Гренвильская
(Дулут, Мэлон)
Юрматинский комплекс
Медвежьеозерская
Бурзянский комплекс
Позднекарельская
No Pg Cr2 Cr1 J T P C D S Or Ст Венд
0 67 100 200 240 300 400 500 570 600 700 800 900 1000 1100 1200 1300 1400 1500 1600 1670 1700 млн.лет
190
330
510
550
Гудзон
Кобальт
Анимики
Меномайки
Беледже
Prtz3
Карелиды верхние
Беломорская
Prtz2
Беломориды полифациальные
Ранненарельская
Гудзон
Брюс
Анимики
Чоколай
Prtz1
Карелиды нижние
Альгоманская-киноренская
Саамская
(родезийская, шамваянская)
Тимискаминг
Ar
Саамиды
(свиты порос и полмос)
Сьерра-Леонийская
(раннесаамская)
Позднекарельская
Гудзонская, Пенокенская
γ5 γ4 γ4 γ3 γ2
1600 1700 1800 1900 2000 2100 2190 2300 2400 2500 2600 2700 2800 2900 3000 3100 3200 3300 3400 млн.лет
1670 1860 2190 2700 3250
Позднекольская
Киватин
KAr
?
Кольская
(белозерская)
KAr
Ранненкольская (?)
KAr
Протофундамент
(нориты, лабрадориты)
Кольская серия?
(верхняя?)
(нижняя?)
γ1
3100 3200 3300 3400 3500 3600 3700 3800 3900 4000 4100 4200 4300 4400 4500 млн.лет
3250 3470

лежит в интервале 3400—3100 млн лет (рис. 1); среднее значение соответствует 3250 млн лет (Герлинг, Масленников, Морозова, 1967).

Совокупность перечисленных хроно-стратиграфических подразделений и тектоно-магматических рубежей определяет последовательность геологических событий в истории развития докембрия Балтийского щита. Сопоставление установленной последовательности геологических событий с существующими схемами общепланетарного геохронологического расчленения геологических образований представлено на тектонограмме (рис. 2), на которой в масштабе показана длительность временных подразделений геологической истории как докембрийской, так и послепротерозойской. При рассмотрении диаграммы обращает на себя внимание ряд обстоятельств: сопоставимость возрастных подразделений фанерозоя и докембрия; неодинаковая длительность геохронологических подразделений (продолжительность мезозоя заметно меньше продолжительности палеозоя и последующих подразделений рифея); продолжительность отрезка времени между позднекарельской и беломорской складчатостью сопоставима с продолжительностью мезозоя, но также заметно меньше последующих подразделений протерозоя и архея, кроме промежутка времени между внедрением древнейших гранитов и Мончегорского плутона. В целом совокупность приведенных на рис. 2 возрастных подразделений показывает эмпирически установленную закономерность, выражающуюся в существовании естественной системы периодизации геологических процессов в истории развития земной коры. Выясняется полное подобие рядов геохронологических подразделений с различной продолжительностью, но располагающихся в одинаковой последовательности. Особенно отчетливо это выступает для двух верхних полно построенных рядов, наиболее достоверно документированных геохронологически и геологически. Каждый ряд или тетрамегацикл длительностью 1600 млн лет состоит из четырех геохронологических подразделений, длительность которых постепенно уменьшается от 570—550 для ранних до 170—190 млн лет для поздних (исключая кайнозой, не укладывающийся в эти ряды и относящийся к началу следующего ряда). Каждое подразделение можно было бы назвать геотектоническим циклом. При сопоставлении геотектонических циклов с известными временными подразделениями они в одних случаях отвечают эрам (мезозой, палеозой, архей), а в других — отдельным частям протерозоя в современном понимании его объема (непропорционально увеличенного).

Закономерная периодическая повторяемость геологических процессов, объединяемых в тектоно-геохронологические циклы разного масштаба, представляет собой выражение цикличности в развитии земной коры, которая не является повторением идентичных процессов, а отражает диалектическое «развитие по спирали» и увязывается с закономерными особенностями необратимой эволюции явлений литогенеза, тектоногенеза, магматизма и геохимической истории элементов в земной коре.

Выявленная естественная система периодизации геологических процессов в истории развития земной коры должна служить основой для корреляции докембрийских образований, уточнения и детализации возрастного расчленения докембрия и совершенствования стратиграфической номенклатуры.

ЛИТЕРАТУРА

Батиева И. Д., И. В. Бельков. Гранитоидные формации Кольского полуострова. В кн. «Очерки по петрологии, минералогии и металлогении гранитов Кольского полуострова», изд. «Наука», Л., 1968.

Бондаренко Л. П., В. Б. Дагелайский. Геология и метаморфизм архея центральной части Кольского полуострова. Изд. «Наука», Л., 1968.

Виноградов А. П., А. И. Тугаринов. О геохронологии докембрия восточной части Балтийского щита по данным Th—Pb метода измерения абсолютного возраста. В кн. «Геология и геохронология докембрия», Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. XIX, 1964.

Герлинг Э. К. и др. Новые данные по геохронологии докембрия Карелии. В сб. «Абсолютный возраст докембрийских пород СССР», изд. «Наука», М.—Л., 1965.

Герлинг Э. К., В. А. Масленников, И. М. Морозова. Абсолютный возраст и геологическое положение древнейших горных пород Кольского полуострова. В кн. «Вопросы датировки древнейших (катархейских) геологических образований и основных пород», Тр. XIV сессии комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций при ОНЗ АН СССР, изд. «Наука», М., 1967.

Герлинг Э. К., В. А. Масленников, И. М. Морозова, И. И. Матвеева, С. Н. Васильева. Древнейшие ультраосновные и основные породы Монче-тундры (Кольский полуостров) и новые данные об абсолютном возрасте подкорового вещества Земли. В кн. «Абсолютный возраст докембрийских пород СССР», изд. «Наука», М.—Л., 1965.

Герлинг Э. К. Г. В. Овчинникова. О причинах занижения возраста слюд при определении Rb—Sr методом. «Геохимия», № 9, 1962.

Горохов И. М., С. Б. Лобач-Жученко. Определение возраста гранитов карелид юго-западной Карелии при помощи Rb—Sr изохронного метода. «Геохимия», № 10, 1964.

Кратц К. О. Геология карелид Карелии. Изд. АН СССР, М.—Л., 1963.

Масленников В. А., Л. П. Бондаренко, Л. А. Прияткина, Е. Б. Дагелайский, К. Д. Борисова. Граниты северо-восточной части Кольского полуострова. В кн. «Граниты Кольского полуострова и Карелии», Изд. АН СССР, М.—Л., 1963 (Тр. ЛАГЕД, вып. 15).

Муратов М. В. Главнейшие эпохи складчатости и мегастадии развития земной коры. «Геотектоника», № 1, 1965.

Полканов А. А. Геолого-петрологический очерк северо-западной части Кольского полуострова, ч. I. Изд. АН СССР, М.—Л., 1935.

Полканов А. А., Э. К. Герлинг. Геохронология и геологическая эволюция Балтийского щита и его складчатое обрамление. Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. XII, 1961.

Полканов А. А., В. А. Масленников, Г. О. Глебова-Кульбах, К. А. Шуркин. Ведущая физико-химическая направленность процесса образования гранитов (на примере докембрийских гранитов восточной части Балтийского щита). В кн. «Химия земной коры», ч. I. Изд. АН СССР, М., 1963.

Соботович Э. В. и др. Определение возраста древнейших пород свинцово-изохронным и изотопно-спектральным стронциевым методами. Изв. АН СССР, сер. геол., № 10, 1963.

Цирульникова М. Я., Р. С. Сокол. Особенности тектонического строения восточной части Балтийского щита по геофизическим данным. В сб. «Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита», изд. «Наука», Л., 1968.

В. А. Костин

ГРАНИТОИДНЫЕ ФОРМАЦИИ ЦЕНТРАЛЬНО-МУРМАНСКОГО БЛОКА

Мурманский блок как единая тектоническая структура по особенностям внутреннего строения делится на две части: западную и восточную. Западная часть представляет собой наиболее глубокий срез Мурманского блока, где обнажаются древнейшие образования Кольского полуострова, интенсивно гранитизированные в абиссальных условиях. Преимущественное развитие здесь имеют гранитоиды начальных этапов гранитизации. Субстратом являются породы комплекса гиперстеновых диоритов (продукты гранулитовой фации метаморфизма). В восточной части Мурманского блока гранитоиды имеют значительно меньшее развитие и находятся в сложных, еще недостаточно изученных взаимоотношениях между собой и вмещающими их метаморфизованными осадочно-вулканогенными образованиями (кольская серия — верхний архей, тундровая и кейвская серии — нижний протерозой). По предварительным данным, больший удельный

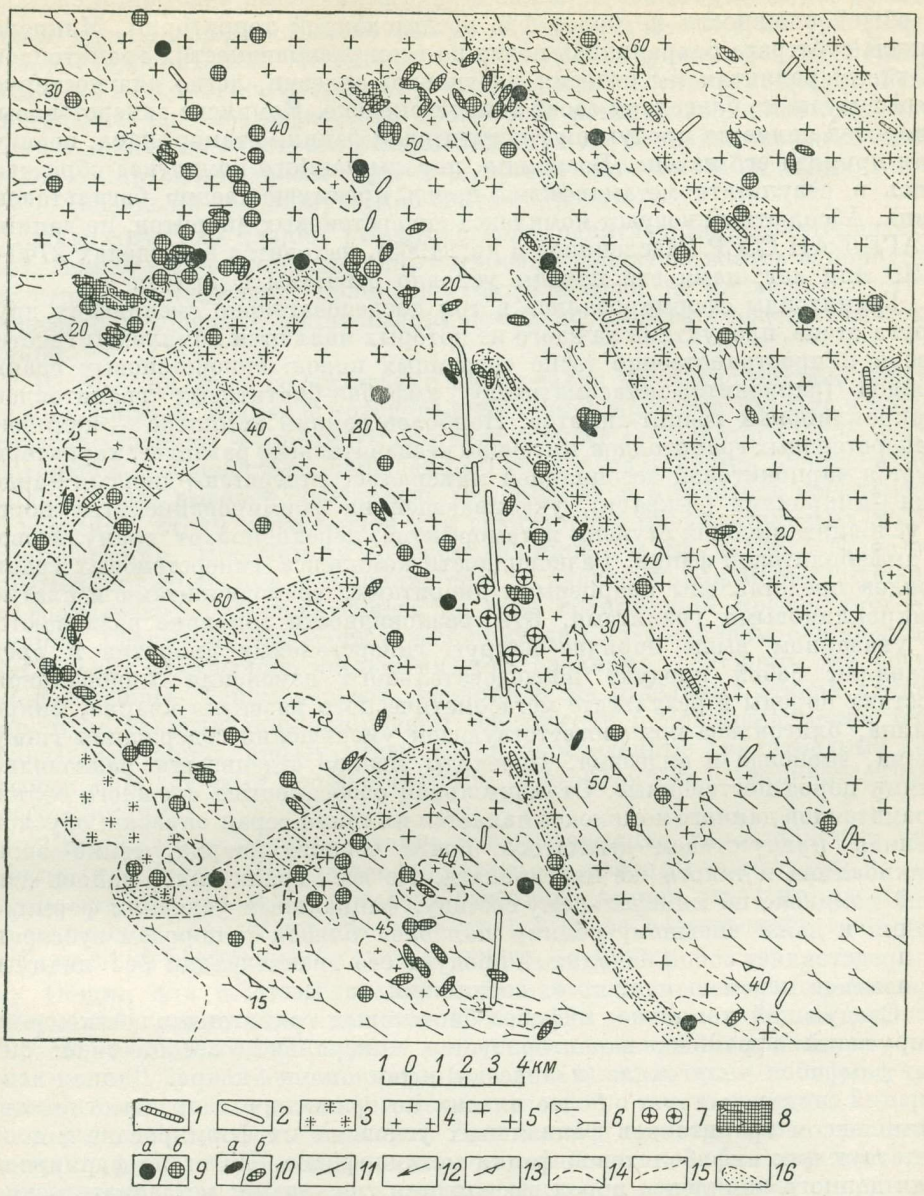
вес в этой части блока принадлежит продуктам более поздних этапов гранитизации. Среди реликтов субстрата отмечаются гнейсы и амфиболиты кольской и кейвской серий, сланцеватые амфиболиты тундровой серии. Эволюционная схема гранитоидов приводится для наиболее хорошо изученной западной части Мурманского блока (таблица); сведения по гранитоидам восточной части блока имеют предварительный характер.

Эволюционная схема гранитоидов Мурманского блока (Кольский полуостров)

Возраст	Комплексы-формации (этапы развития)	Серии-субформации (стадии развития)	Породы формации
Поздний архей—ранний протерозой	Микроклиновых гранит-аплитов.	Магматических гранит-аплитов. Метасоматических гранит-аплитов (мигматитов).	Аплитовидные микроклиновые граниты (жильные). Аплитовидные плагиомикроклиновые и микроклиновые граниты (и граносиениты).
	Амфибол-биотитовых гранитоидов.	Магматических лейкократовых гранитов.	Лейкократовые плагиомикроклиновые граниты среднезернистые (жильные).
		Реоморфических лейкократовых гранитов.	Лейкократовые плагиомикроклиновые граниты среднезернистые.
		Метасоматических мезократовых гранитов-гранодиоритов (мигматитов).	Мезократовые плагиомикроклиновые граниты (частью адамеллиты) равномернозернистые и порфировидные. Гранодиориты (и граносиениты). Кварцевые диориты (и плагиограниты).
	Гиперстеновых гранитоидов (чарнокитов-метасоматитов).	—	Гиперстеновые плагиомикроклиновые граниты (и адамеллиты). Гиперстеновые гранодиориты. Гиперстеновые кварцевые диориты (и плагиограниты).
Архей	Гиперстеновых диоритов (субстрат).	—	Гиперстеновые диориты с подчиненными габбро-норитами.

Особенности геологического строения и формирования гранитоидов западной части Мурманского блока изучались нами в районе нижнего течения р. Вороньей при среднемасштабном картировании территории площадью 1200 км^2 в условиях хорошей обнаженности (рисунок). Анализ обширного фактического материала (изучение взаимоотношений между отдельными разновидностями пород, особенностей их пространственного развития, минеральных ассоциаций и т. д.) позволил нам рассматривать гранитоиды, слагающие около 99% исследованной площади, как образования, возникшие в результате длительного, сложного и многоэтапного процесса гранитизации пород комплекса гиперстеновых диоритов в позднеархейское—раннепротерозойское время — 2560—1740 млн лет.*

* В данной статье не рассматриваются дайковый комплекс диабазов и широко проявленные в районе более поздние по отношению к гранитизации диафторические преобразования, приводящие к образованию разнообразных по составу диафторитов.



Геологическая карта района нижнего течения р. Вороньей. Составил В. А. Костин, 1963—1964 гг.

Палеозой (?): *1* — альбититы; *2* — дайки диабазов и габбро-диабазов. Протерозой, формация микроклиновых гранит-аплитов, субформация метасоматических гранит-аплитов: *3* — аплитовидные микроклиновые граниты. Формация амфибол-биотитовых гранитоидов, субформация реоморфических гранитоидов: *4* — лейкократовые плагиомикроклиновые граниты. Субформация метасоматических мезократовых гранодиоритов-гранитов: *5* — мезократовые плагиомикроклиновые граниты; *6* — гранодиориты, адамеллиты, плагиограниты, кварцевые диориты. Формация гиперстеновых гранитоидов (чарнокитов-метасоматитов): *7* — гиперстеновые плагиомикроклиновые граниты, гранодиориты и кварцевые диориты. Архей, комплекс (формация) гиперстеновых диоритов: *8* — гиперстеновые диориты с подчиненными габбро, габбро-норитами, пироксенитами; *9* — реликтовые участки *а*) ультраосновных пород, *б*) основных пород и диоритов; *10* — те же реликтовые участки *а*) ориентированные, *б*) без видимой ориентировки; *11* — полосчатость (по реликтам); *12* — линейность (по реликтам); *13* — трахитоидность; *14* — границы распространения формаций и субформаций; *15* — границы распространения петрографических разновидностей пород; *16* — зоны диафтореза. Реликтовые участки субстрата наряду с дайками диабазов и альбититами показаны на карте не в масштабе. С целью разгрузки карты произведено объединение отдельных петрографических разновидностей пород, а также не показаны многочисленные тектонические нарушения (зоны катаклаза и милонитизации) и микрореликты субстрата, густо покрывающие всю площадь.

Породы субстрата сохранились в виде реликтовых участков и слагают в общей сложности не более 1% исследованной территории. Микрореликты субстрата сохранились почти во всех разновидностях гранитоидов. К таким реликтам мы относим плагиоклаз-андезин, легко диагностируемый визуально благодаря своей темной окраске. Комплекс гиперстеновых диоритов является продуктом гранулитовой фации метаморфизма, первичная природа его неясна. Возможно, породы данного комплекса образовались в результате метаморфизма пород преимущественно базальтового типа. Абсолютный возраст комплекса гиперстеновых диоритов, по данным ЛАГЕД АН СССР (Масленников и др., 1963), находится в пределах 2740—2210 млн лет; нами эти породы условно отнесены к архею.

Гранитоиды сформировались в три последовательно сменяющих друг друга этапа, продуктами каждого из которых являются комплексы генетически и пространственно тесно связанных пород: гиперстеновых гранитоидов (чарнокитов-метасоматитов), амфибол-биотитовых гранитоидов, микроклиновых гранит-аплитов. Наиболее ранний комплекс — комплекс гиперстеновых гранитоидов, имеющий незначительное развитие, характеризуется чарнокитовой ассоциацией минералов: гиперстен+диопсид+андезин+микроклин (+кварц), указывающей на формирование этих пород в условиях высокой ступени метаморфизма, переходной от гранулитовой к амфиболитовой фации. Разновидности комплекса гиперстеновых гранитоидов представлены кварцевыми диоритами, гранодиоритами и плагиомикроклиновыми гранитами. Эти разновидности зонально развиваются в указанном выше порядке вокруг гиперстеновых диоритов и представляют собой продукт последовательного изменения минерального состава породы в результате метасоматического развития кварца, микроклина, олигоклаза при соответствующем уменьшении содержания гиперстена, диопсида и андезина. Переходы между отдельными разновидностями пород постепенные. Отличительной особенностью внешнего облика гранитоидов данного комплекса является их темно-серая окраска, обусловленная присутствием дымчатого, почти черного кварца, темно-серого микроклина и такого же плагиоклаза. Из всех гранитоидов района данный комплекс по минеральному составу, фациальным условиям формирования и даже внешнему облику наиболее близок к породам субстрата и представляет собой начальный продукт его гранитизации без видимых признаков перемещения, т. е. возникший на месте.

Следующий комплекс, амфибол-биотитовых гранитоидов, резко доминирующий в районе, характеризуется минеральной ассоциацией: биотит ±амфибол+олигоклаз (и андезин)+микроклин+кварц. Данная ассоциация свидетельствует о более низких по сравнению с предшествующим комплексом гранитоидов фациальных условиях их формирования, соответствующих амфиболитовой фации метаморфизма. На этапе формирования данного комплекса пород выделяются три стадии: метасоматическая, реоморфическая и магматическая (Судовиков, 1964, 1967). Серия гранитоидов, возникшая на метасоматической стадии, представлена кварцевыми диоритами (и плагиогранитами), гранодиоритами (и граносиенитами) и мезократовыми плагиомикроклиновыми гранитами (и адамеллитами), развивающимися по породам комплексов гиперстеновых диоритов и гиперстеновых гранитоидов (чарнокитов). Для гранитоидов данной серии по сравнению с предшествующим чарнокитовым комплексом пород более четко выражен зональный характер строения с постепенными переходами между отдельными зонами; более широко проявлены процессы метасоматического замещения.

Продуктом реоморфической стадии описываемого этапа являются лейкократовые средне- и крупнозернистые плагиомикроклиновые граниты, слагающие около 15% территории. Они развиваются по мезократовым

плагиомикроклиновым гранитам и в отличие от гранитоидов метасоматической стадии формирования характеризуются более высокой степенью гомогенизации, нередко имеют резкие контакты и мелкозернистую фацию в зоне эндоконтакта. Последние обстоятельства указывают на переход вещества в мобильное состояние и способность его к перемещению. Генетическая связь реоморфических гранитов с ранее описанными гранитоидами и породами субстрата устанавливается по наличию сквозных минералов-реликтов и главным образом реликтов плагиоклаза-андезина, имеющего внешне по-прежнему темно-серую окраску.

Магматическая стадия второго этапа гранитизации характеризуется появлением жильных плагиомикроклиновых гранитов, весьма однородных по строению и составу. Реликтов субстрата здесь не наблюдается, т. е. вещество в процессе гранитизации достигло высшей степени гомогенизации.

На третьем этапе гранитизации образовался комплекс микроклиновых гранит-аплитов, в составе которого выделяются метасоматические и магматические граниты — продукты соответствующих стадий этого этапа. Отличительной особенностью пород данного комплекса является аплитовидный облик, более высокое содержание микроклина и отсутствие зональности в строении, столь характерной для гранитоидов предшествующих этапов гранитизации. Продуктами метасоматической стадии данного этапа являются аплитовидные микроклиновые и плагиомикроклиновые граниты и граносиениты, развивающиеся по всем гранитоидам предшествующих этапов. Гранит-аплиты магматической стадии представлены однородными по составу и строению жильными образованиями, секущими все гранитоиды района. Таким образом, возникшие на отдельных этапах единого процесса гранитизации комплексы генетически и пространственно тесно связанных пород представляют собой определенные гранитоидные формации с присущими им элементами повторяемости и отличительными особенностями.

Поскольку отмеченные гранитоидные формации характеризуют этапность (или ступенчатость) эволюционного развития гранитоидов, то продукты преобразования в пределах отдельных этапов развития, связанные с переходом горной породы (вещества) в новое качественное состояние, образуют субформации (стадии развития на этапе).

Общим для всех трех этапов гранитизации и соответствующих им формаций гранитоидов является: 1) ведущий метасоматический характер преобразования горной породы (вещества), связанный с привносом калия и кремния; 2) направленность процесса на каждом этапе в сторону развития более лейкократовых и более кислых по составу пород; 3) стремление вещества к гомогенизации. На втором и третьем этапах гранитизации процесс завершается переходом вещества в мобильное состояние (реоморфизм) и состояние расплава-раствора (магматическая стадия) с полной гомогенизацией вещества. На первом, чарнокитовом, этапе гранитизации не установлено перехода вещества в мобильное состояние. Начальная метасоматическая стадия преобразования вещества и сходная направленность процесса на каждом этапе повторяются.

Первые две формации гранитоидов (гиперстеновые и амфибол-биотитовые гранитоиды) обладают сходством, заключающимся в идентичном наборе разновидностей пород и закономерном концентрически-зональном их распределении. Вместе с тем они существенным образом отличаются друг от друга. Более поздняя, амфибол-биотитовая, формация гранитоидов не содержит гиперстена и диопсида (более низкотемпературные условия формирования) и как продукт более позднего этапа в развитии характеризуется наиболее полным и более отчетливо выраженным концентри-

чески-зональным строением и переходом горной породы (вещества) в состояние расплава-раствора. Формация микроклиновых гранит-аплитов отличается от предшествующих формаций существенно микроклиновым составом и отсутствием концентрического зонального строения массивов.

В процессе гранитизации (эволюции гранитоидных формаций) происходят закономерные изменения в составе и содержании акцессорных минералов, элементов-примесей, химизме, физических свойствах и энергетическом балансе пород.

Из акцессорных минералов в гранитоидах эволюционного ряда присутствуют и являются сквозными магнетит, апатит, циркон, пирит и ильменит; менее часто встречаются сфен, рутил, лимонит, ортит, молибден, монацит, иттрийсодержащий сфен и гранат. В процессе гранитизации уменьшается количество магнетита (от 14790 до 800 г/т) и ильменита (от 500 до 10—40 г/т). В начальных продуктах гранитизации появляются ортит, молибденит, монацит, иттрийсодержащий сфен, и на стадии развития реоморфических лейкократовых гранитов отмечался фергусонит. Наблюдается относительное обогащение пород субформации метасоматических мезократовых гранитов-гранодиоритов апатитом, цирконом, пиритом, ортитом, сфеном и иттрийсодержащим сфеном.

При гранитизации изменяется химический состав породы — возрастает содержание K_2O и SiO_2, уменьшается количество Al_2O_3, CaO, MgO, Fe_2O_3, FeO, TiO_2, P_2O_5. В начале процесса гранитизации происходит увеличение Na_2O. Дальнейший процесс гранитизации сопровождается выносом Na_2O. В целом процесс гранитизации протекает с преобладанием выноса над привносом, и в результате общий баланс изменения количества вещества отрицательный.

Поведение элементов-примесей в процессе гранитизации различное. По мере прогрессирующего развития этого процесса происходит обогащение пород (в 2—4 раза) рубидием, оловом, свинцом, частично барием. Максимальная концентрация этих элементов наблюдается в конечных продуктах гранитизации — в жильных гранитах. Содержание большинства элементов-примесей при гранитизации падает. Уменьшается содержание лантана — в 2 раза; циркония, стронция, меди, цинка, галлия — в 4 раза; лития, иттрия, кобальта — в 7 раз; никеля — в 9 раз; титана — в 14 раз; ванадия — в 25 раз. Резкое падение содержания элементов-примесей происходит в начальной стадии гранитизации, при образовании чарнокитовых гранитоидов. Содержание ниже кларкового (Виноградов, 1962) имеют в ряду гранитоидов следующие элементы: барий, цирконий, лантан, титан; равное или близкое к кларкам — стронций, медь, цинк, ванадий. Намечается геохимическая специализация гранитоидов относительно свинца, олова и частично молибдена. Содержание свинца превышает кларковое в 10—16 раз, олова и молибдена — в 1.5—2.5 раза, причем концентрация этих элементов в конечных продуктах гранитизации максимальная (свинца — 0.032, олова — 0.00077, молибдена — 0.0002%). В свете потенциальной рудоносности гранитоидов представляет интерес обнаруженное гнездовое рудопроявление молибденита в кварц-полевошпатовых обособлениях в восточной части Мурманского блока.

Магнитная восприимчивость пород в процессе гранитизации убывает от $4560 \cdot 10^{-6}$ в габбро и габбро-норитах до $430 \cdot 10^{-6}$ СГС в конечных продуктах гранитизации — реоморфических лейкократовых плагиомикроклиновых гранитах и метасоматических гранит-аплитах.

Кстати, одноименные породы различных формаций и субформаций существенно отличаются по величине магнитной восприимчивости. Так, нормальные граниты метасоматических стадий формирования трех выде-

ленных формаций в порядке их эволюции имеют соответственно магнитную восприимчивость 1000, 750 и $430 \cdot 10^{-6}$ СГС.

Плотность пород при гранитизации падает от 2. 85 в гиперстеновых диоритах (субстрат) до 2.58 в аплитовидных гранитах. Наибольшее снижение плотности происходит на начальных стадиях гранитизации при формировании более основных по составу пород.

Энергетика процесса формирования гранитоидов рассчитана по объемно-энергетическому методу Ю. В. Казицина (1962), основанному на методе «эков» А. Е. Ферсмана. В целом процесс гранитизации идет с поглощением внутренней энергии (с 99.3 до 102.2 ккал./см^3), но характер и величина изменения ее на отдельных этапах и стадиях этого процесса различны. При смене этапов и стадий гранитизации происходит заметное, большей частью резкое изменение величины энергетического баланса в отличие от незначительного по величине и выдержанного по характеру изменения внутренней энергии при формировании пород на отдельном этапе или стадии процесса. Следовательно, гранитизация в энергетическом отношении представляет собой прогрессивный процесс, а по характеру петрографических преобразований в связи с наложением более низкотемпературных минеральных ассоциаций на более высокотемпературные — процесс регрессивный, идущий с разуплотнением вещества (Жданов, 1966).

Процесс гранитизации, или эволюцию гранитоидных формаций, следует связывать с развитием данного участка земной коры (геоантиклинали, орогена) при определяющей роли положительных вертикальных движений. Этапность процесса гранитизации, видимо, связана с определенными фазами активизации в геологическом развитии региона. Преобразование глубоко метаморфизованных диоритов в микроклиновые граниты представляет собой сложный, многоступенчатый, цикличный и длительный по времени эволюционный процесс развития гранитоидных формаций. Отсюда гранитоидной формацией является комплекс генетически тесно связанных горных пород, сформировавшихся на определенном этапе эволюционного развития процесса гранитизации (эволюции вещества) при конкретных структурно-фациальных условиях.

Эволюция геоантиклинальных формаций гранитоидов предполагает синхронное образование на различных уровнях (в различных термодинамических условиях) пород разнообразного состава различных стадий единого процесса. Особенности ступенчатого и цикличного эволюционного развития гранитоидов должны послужить основой для построения своеобразных эволюционных схем («колонок») по отдельным структурным единицам с последующей их корреляцией.

Схема гранитоидных формаций, предлагаемая для западной части Мурманского блока, не может претендовать на универсальность. В различных структурно-тектонических условиях процесс гранитизации должен иметь свои отличительные особенности. Выделенные выше формации гранитоидов, возникшие при гранитизации пород основного—среднего состава, несомненно будут отличаться по составу продуктов гранитизации от соответствующих гранитоидных формаций при наличии другого субстрата и в другой структурно-тектонической обстановке. В основу формационного анализа магмо-метасоматических образований должен быть положен структурно-эволюционный принцип, основанный на выделении естественных (эволюционных) рядов горных пород, представляющих результат эволюции вещества только в пределах определенной структурной единицы. На основе корреляции таких эволюционных рядов («колонок») должна быть составлена впоследствии единая эволюционная схема развития магмо-метасоматических формаций (в том числе и гранитоидных) для всего региона.

ЛИТЕРАТУРА

Виноградов А. П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. «Геохимия», № 7, 1962.

Жданов В. В. Метаморфизм и глубинное строение норит-диоритовой (гранулитовой) серии Русской Лапландии. Изд. «Наука», М., 1966.

Казицин Ю. В. Энергетика постмагматических процессов. В кн. «Петрографический сборник», 4, Гостоптехиздат, Л., 1962. (Тр. ВСЕГЕИ, т. 73).

Масленников В. А., Л. П. Бондаренко, Л. А. Прияткина, В. Б. Дагелайский, К. Д. Борисова. Граниты северо-восточной части Кольского полуострова. Изд. АН СССР, М.—Л., 1963. (Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. 15).

Судовиков Н. Г. Региональный метаморфизм и некоторые проблемы петрологии. Изд. ЛГУ, 1964.

Судовиков Н. Г. Проблема рапакиви и позднеорогенных интрузий. Изд. «Наука», М.—Л., 1967.

М. И. Дубровский

СУБВУЛКАНИЧЕСКИЕ ГРАНИТЫ ДОКЕМБРИЯ

В классификациях магматических формаций Ю. А. Кузнецова (1964), Д. И. Горжевского и В. Н. Козеренко (1965) и других отсутствуют примеры субвулканических гранитов докембрийского возраста. Считается, что такие граниты на современном эрозионном срезе встречаются лишь в пределах палеозойских и более молодых складчатых областей.

Представления о повсеместном глубоком эрозионном срезе докембрия и безрудности батолитовых гранитоидов (Судовиков, 1962, 1967; Белевцев, 1965, и др.) могут привести к недооценке древних гранитоидных комплексов в отношении перспектив их рудоносности. Фактический материал по докембрийским формациям гранитоидов Кольского полуострова свидетельствует о широком диапазоне условий их образования, охватывающем различные геотектонические этапы (начиная от нуклеарных, через геосинклинальные, до платформенных) и фации глубинности (Батиева, Бельков, 1968), а не только ультраабиссальные и абиссальные, как считают Д. И. Горжевский и В. Н. Козеренко (1965). Данные Миккола (Mikkola, 1941), Сахама (1952), Н. Н. Бузаева (1962), Г. О. Глебовой-Кульбах (Граниты Кольского полуострова и Карелии, 1963), В. Е. Романова (1967) и результаты личных исследований позволили автору выделить формацию субвулканических гранитов (по Ю. А. Кузнецову) среди докембрийских гранитов Балтийского щита. К ней могут быть отнесены, в частности, граниты горы Юовв-оайв и Ий-вары на Кольском полуострове,* Наттанен-тундры в Финляндии и карташовские граниты Карелии, обладающие сходством как между собой, так и с субвулканическими гранитами молодых складчатых областей. Это сходство особенно характерно для юовв-оайвского гранитоидного комплекса, расположенного в западной части Кольского полуострова, где гранитоиды слагают возвышенности Юовв- и Учабю-оайв, отстоящие друг от друга на расстоянии 5 км.

Вмещающими породами комплекса являются породы гранулитовой формации, абсолютный возраст которой равен 1890—1980 млн лет (Полканов, Герлинг, 1964).

Юовв-оайвский комплекс объединяет гранитоиды массива горы Юовв-оайв, субвулканические (жерловые) образования горы Учабю-оайв, породы дайковой и жильной фаций. Формирование его происходило в период оживления крупных разрывных нарушений на границе Беломорской и

* И. Д. Батиева и И. В. Бельков (1968) относят эти граниты к формации лейкократовых гранитов и аляскитов.

Сальнотундровской структурно-фациальных зон и приурочено к одному из разломов, оперяющих главный глубинный разлом.

В строении Юовв-оайвского массива размером 6×8 км принимают участие нормальные мелкозернистые граниты, микроклин-плагиоклазовые лейкократовые средне-, неравномерно- и крупнозернистые граниты, грейзенизированные и альбитизированные граниты (мусковит-микроклин-альбитовые апограниты), жильные грейзены и кварцевые жилы с грейзеновыми оторочками.

Субвулкан горы Учабю-оайв представлен телом столбообразной формы, диаметром 800—1000 м с крутыми контактами. Это тело имеет концентрически-зональное строение. От периферии к центру в нем сменяются следующие зоны: брекчии, грейзены, флюорит-кварцевый шток. В грейзенах в качестве реликтов встречаются апограниты. В зоне брекчий размещаются кварцевые жилы с молибденитом.

Дайки аплитов и кварцевых порфиров приурочены в основном к тектонической зоне субмеридионального направления между Учабю- и Юовв-оайв. Имеются данные, указывающие на вероятность соединения массива горы Юовв-оайв и субвулкана горы Учабю-оайв на глубине.

Абсолютный возраст комплекса по данным K-Ar-метода равен 1700 млн лет [определения Лаборатории геохронологии Кольского филиала АН СССР и Э. К. Герлинга (Герлинг, 1956)], на основании чего его граниты могут быть отнесены к среднепротерозойской группе плагиомикроклиновых гранитов Кольского полуострова.

От нормальных гранитов к апогранитам происходят характерные изменения в минеральном составе: содержание микроклина и биотита уменьшается, а мусковита и плагиоклаза увеличивается, с изменением состава последнего от № 17 до № 4; в апогранитах появляется топаз (от 0.2—1 до 30%); изменяется количественный и качественный состав акцессорных минералов, важной особенностью которого является высокое содержание флюорита и появление в микроклин-плагиоклазовых лейкократовых гранитах и апогранитах акцессорных тантало-ниобатов. Грейзены горы Учабю-оайв, представленные в основном флюорит-мусковит-кварцевой разновидностью, содержат, кроме того, акцессорный молибденит, халькопирит, галенит, сфалерит и другие минералы.

В химическом отношении неизмененные разновидности гранитов юовв-оайвского комплекса соответствуют ультракислым гранитоидам.

Метасоматически измененные разновидности гранитоидов комплекса (апограниты) обладают рядом характерных петрохимических признаков: высоким содержанием щелочей, при постоянном преобладании натрия над калием, низким содержанием кальция, магния и железа, ничтожным содержанием титана.

Главными признаками, по которым юовв-оайвский гранитоидный комплекс отнесен к формации субвулканических гранитов, являются: 1) интрузивно-магматический характер (форма массива, взаимоотношения с вмещающими породами, приуроченность к пересечению разломом), постскладчатое (субплатформенное) время интрузии и приповерхностные условия образования (структурно-текстурные особенности пород и генетическая связь с жерловыми образованиями); 2) своеобразная ассоциация горных пород, в которой преобладают лейкократовые (ультракислые) разновидности гранитов и широко развиты метасоматически измененные породы (апограниты, грейзены, альбититы) при отсутствии гибридных эндоконтактовых пород гнейсовой фации и пегматитов; 3) металлогеническая специализация.

По некоторым признакам юовв-оайвский комплекс выделяется из группы протерозойских комплексов плагиомикроклиновых гранитов Кольского полуострова. В то же время он обладает сходством с типичными представи-

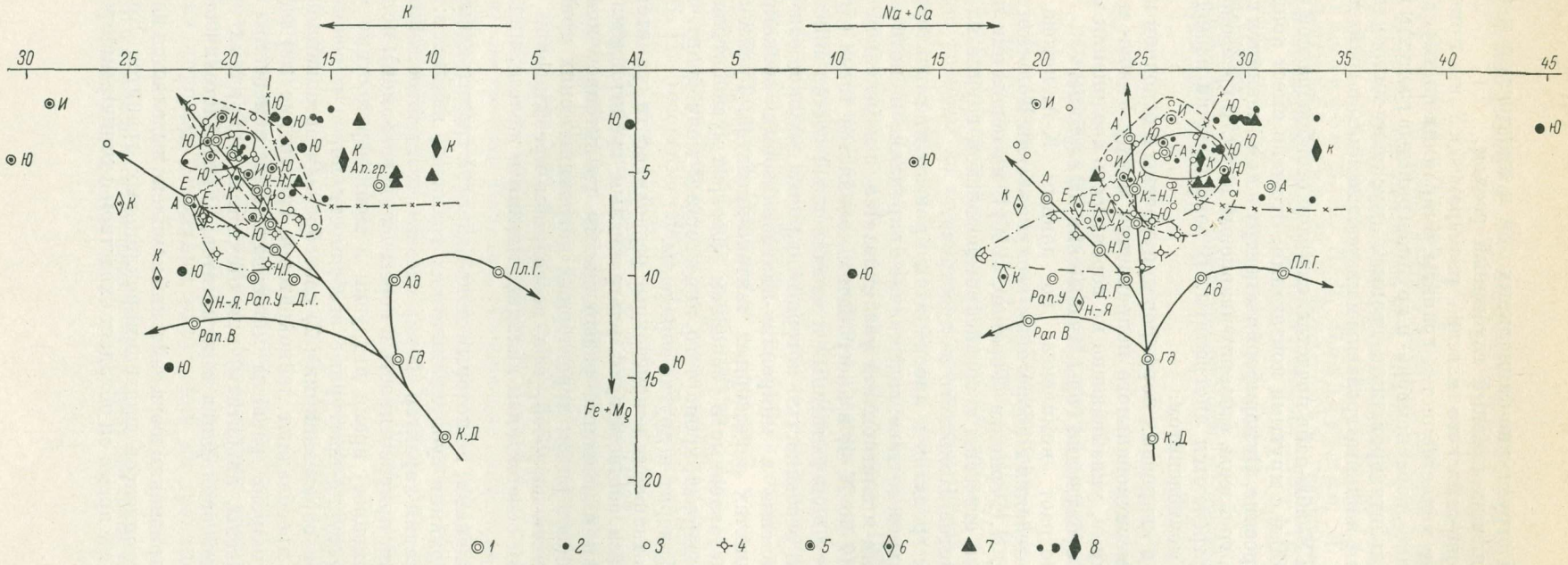


Диаграмма K—(Na+Ca)—Al—(Fe+Mg) гранитоидов.

Фигуративные точки: *1* — средних типов по А. А. Беусу и А. А. Ситнину (1965) (*К. Д.* — кварцевый диорит, *Гд.* — гранодиорит, *Ад.* — адамеллит, *Пл. Г.* — плагиогранит, *Н.Г.* — нормальный гранит, *К.-Н. Г.* — кали-натровый гранит, *А* — аляскит); по Дэли (*Д. Г.* — докембрийский гранит, *Р* — риолит, *Г. А.* — гранитный аплит, *А′* — аляскит, *Рап. В* — рапакиви выборгские, *Рап. У* — рапакиви украинские); *2* — биотитовых гранитов Северной Нигерии; *3* — гранитов Центрального Казахстана; *4* — гранитов Сихотэ-Алиня и Нижнего Приморья; *5* — гранитов Кольского полуострова (*Ю* — юовв-оайвского комплекса, *И* — горы Ий-вара); *6* — гранитов Приазовья: *К* — Каменномогильского массива, *Е* — Екатериновского массива; *Н.-Я.* — Ново-Янисольского массива; *7* — апограниты по А. А. Беусу и А. А. Ситнину (1962); *8* — апограниты соответствующих районов.

телями формации субвулканических гранитов, имеющими различный возраст и расположенными в различных регионах: комплексом гранитов Нигерии — 435—540 (Колотухина и др., 1964; Jacobson a. o., 1958), гранитами Центрального Казахстана — 261—300 (Коптев-Дворников и др., 1962; Щерба, 1960; Морковкина, 1964), сериями гранитоидов Сихотэ-Алиня и Нижнего Приморья — 20—120 млн лет (Изох и др., 1967).

С первыми двумя комплексами установлено полное сходство по ассоциациям пород, петрохимии, акцессорным минералам и геохимической специализации. Изученные нами гранитоиды относятся к лейкократовым, кали-натровым гранитам по геохимической классификации А. А. Беуса и А. А. Ситнина (1965). Их фигуративные точки на диаграмме К—(Na+Ca)—Al—(Fe+Mg) попадают в поле, расположенное между линией риолит—аляскит (по Дэли) и натровыми апогранитами (рисунок). С гранитоидами таких комплексов бывают связаны месторождения молибдена, вольфрама, ниобия, бериллия и других элементов.

Особого внимания заслуживает сходство юовв-оайвского комплекса с докембрийскими гранитами Приазовья (Пятенко, Ситнин, Лавриненко, 1966), которые также можно отнести к формации субвулканических гранитов.

Таким образом, геолого-структурные, петрографические, минералого-геохимические и петрохимические особенности юовв-оайвского комплекса в сопоставлении с более молодыми представителями субвулканической формации гранитоидов свидетельствуют о сходстве кислого магматизма разновозрастных орогенических эпох, а установление в докембрии представителей этой формации расширяет перспективы поисков на щитах пневматолито-гидротермальных месторождений редких элементов.

ЛИТЕРАТУРА

Батиева И. Д., И. В. Бельков. Гранитоидные формации Кольского полуострова. В сб. «Очерки по петрологии, минералогии и металлогении гранитов Кольского полуострова», изд. «Наука», Л., 1968.

Белевцев Я. Н. Особенности металлогении докембрийских щитов. Изв. АН СССР, сер. геол., № 11, 1965.

Беус А. А., А. А. Ситнин. Распределение петрогенных элементов в гранитоидах. В сб. «Проблемы геохимии», изд. «Наука», М., 1965.

Бузаев Н. Н. Акцессорные минералы гранитов массива Ий-Вара. В сб. «Материалы по минералогии Кольского полуострова», вып. 3, изд. Кольского филиала АН СССР, Апатиты, 1962.

Герлинг Э. К. Аргоновый метод определения возраста и его применение для расчленения докембрийских образований Балтийского и Украинского щитов. «Геохимия», № 5, 1956.

Горжевский Д. И., В. Н. Козеренко. Связь эндогенного рудообразования с магматизмом и метаморфизмом. Введение в металлогению эндогенных процессов рудообразования. Изд. «Недра», М., 1965.

Граниты Кольского полуострова и Карелии. Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. 15, 1963.

Изох Э. П., В. В. Русс, И. В. Кунаев, Г. И. Наговская. Интрузивные серии северного Сихотэ-Алиня и Нижнего Приамурья, их рудоносность и происхождение. Изд. «Наука», М., 1967.

Колотухина С. Е., А. Е. Первухина, А. В. Рожанец. Геология месторождений редких элементов Африки и их экономическое значение. Изд. «Наука», М., 1964.

Коптев-Дворников В. С., О. С Полквой, А. Н. Дистанова, Л. В. Дмитриев, С. В. Ефремова, А. В. Козлов, В. А. Павлов, Н. Л. Пламеневская, Е. В. Негрей. Палеозойские интрузивные комплексы гранитоидов Бетпакдала, т. II. Тр. ИГЕМ, вып. 54, 1962.

Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. Изд. «Недра», М., 1964.

Морковкина В. Ф. Химические анализы изверженных горных пород и породообразующих минералов. Изд. «Наука», М., 1964.

Полканов А. А., Э. К. Герлинг. Предварительная возрастная шкала докембрия—герцинид для Балтийского щита. В сб. «Геология и геохронология докембрия», Изд. АН СССР, М.—Л., 1964. (Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. 19).

Пятенко И. К., А. А. Ситнин, А. Ф. Лавриненко. Геологические особенности метасоматически измененных гранитоидов Приазовья. «Сов. геология», № 12, 1966.

Романов В. Е. О грейзенах в районе горы Юовв-оайвского гранитного массива. В сб. «Материалы по минералогии Кольского полуострова», вып. 5, изд. «Наука», М.—Л., 1967.

Сахама Т. Г. Рассеянные элементы в породах Финской Лапландии. В сб. «Редкие элементы в изверженных горных породах и минералах», Изд. иностр. лит., М., 1952.

Судовиков Н. Г. *Условия эндогенного рудообразования в докембрии*. Уч. зап. ЛГУ, № 312, сер. геол. наук, вып. 13, 1962.

Судовиков Н. Г. Проблема рапакиви и позднеорогенных интрузий. Изд. «Наука», М.—Л., 1967.

Щерба Г. Н. Формирование редкометальных месторождений Центрального Казахстана. Изд. АН Каз. ССР, Алма-Ата, 1960.

Jacobson R. R. E., W. N. Macleod, R. Black. Ring-complexes in the younger granite province of Northern Nigeria. Geol. Society of London, mem. № 1, London, 1958.

Mikkola E. The general geological Map of Finland sheets B-7, C-7, D-7. 1941.

В. Р. Ветрин

К ПЕТРОЛОГИИ ПРОТЕРОЗОЙСКИХ ГРАНИТОВ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА

В районе среднего течения р. Стрельны (юго-восточная часть Кольского полуострова) кроме известных щелочных гранитов (Щелочные граниты Кольского полуострова, 1958) установлено наличие двух протерозойских гранитных комплексов аплитовидных и пегматоидных гранитов (Ветрин, 1967). Изучение особенностей положения массивов этих пород в геологических структурах, внутреннего строения массивов, состава и времени образования пород позволило отнести комплекс аплитовидных гранитов к нижнепротерозойской геосинклинальной ультраабиссальной формации, а комплекс пегматоидных гранитов — к среднепротерозойской субплатформенной абиссальной формации гранитов Кольского полуострова.*

В тектоническом отношении Стрельнинский район располагается в пределах крупной горстовой структуры, носящей название Терской глыбы. Породами, вмещающими массивы нормальных гранитов, являются плагиоклазовые гранитоиды и гнейсы беломорской серии (верхний архей), а также породы тундровой серии (гнейсы, сланцы, кварциты и амфиболиты) нижнепротерозойского возраста. Крупнейшими дизъюнктивными структурами являются разлом, отделяющий Терскую глыбу от расположенного севернее грабена Имандра-Варзуга, и Стрельнинско-Святоносский разлом. Последний в пределах Стрельнинского района имеет характер сброса, отделяющего приподнятый блок пород архейского возраста (в восточной части территории) от нижнепротерозойских образований западной части района. Одними из самых поздних и наиболее интенсивных движений по этим разломам были движения, происходившие после образования складчатых структур серии имандра-варзуга.

---

* Название формаций приводится по терминологии В. И. Попова (1966). Рассматриваемые комплексы гранитов в классификации И. Д. Батиевой и И. В. Белькова (1968) отнесены соответственно к формации мигматит-гранитов и анатектит-гранитов и формации лейкократовых гранитов и аляскитов.

Граниты в пределах Стрельнинского района представлены породами щелочного и нормального щелочноземельного состава. Граниты нормального состава объединены в комплексы аплитовидных и пегматоидных гранитов.

Аплитовидные граниты слагают ряд массивов общей площадью 18 км². В состав пород комплекса входят аплитовидные гнейсо-граниты (занимающие 85—90% общей площади массивов), аплиты (10—15%) и грейзенизированные аплитовидные граниты (~3%). Массивы располагаются в замковых частях и на крыльях антиклинальных складок и являются синорогенными со складчатостью тундровой серии. Гнейсовидная текстура гнейсогранитов полностью сопряжена со структурными элементами вмещающих пород архейского и нижнепротерозойского возраста. Переходы от аплитовидных гнейсо-гранитов к вмещающим их породам постепенные, через зону теневых мигматитов шириной от 2—3 до 100—300 м. Контакты жил аплитов с вмещающими породами резкие и сопровождаются зонами закалки в эндоконтактовых частях жил.

К комплексу пегматоидных гранитов относятся гранит-аплиты, лейкократовые граниты, гранит-пегматиты, сингенетические (шлировые) и эпигенетические (жильные) пегматиты, жильные гранит-аплиты и кварцевые жилы. Наиболее распространены гранит-пегматиты и сингенетические пегматиты. Породами комплекса пегматоидных гранитов сложены Стрельнинский и ряд других массивов. Стрельнинский гранитный массив, имеющий площадь 250 км², приурочен к зоне Стрельнинско-Святоносского разлома глубинного типа и представляет собой однофазную трещинную межформационную интрузию, посторогенную по отношению к складчатости пород тундровой серии. К экзоконтактовым частям массива приурочены жилы мусковитовых пегматитов.

Большинство малых по площади массивов (0.10—0.60 км²) приурочены к разрывам, оперяющим Стрельнинско-Святоносский разлом. В этих массивах широко проявлены процессы кварц-мусковитового и кварцевого замещения, наблюдаются альбитизация и грейзенизация пород.

Наблюдения над возрастной последовательностью формирования гранитных комплексов Стрельнинского района свидетельствуют о наиболее раннем образовании пород комплекса аплитовидных гранитов. Возрастные взаимоотношения щелочных гранитов с породами комплекса пегматоидных гранитов определялись по отношению массивов этих пород к дизъюнктивным нарушениям. Наиболее поздними и интенсивными движениями по зонам разломов были движения, посткинематические по отношению к складчатости пород серии имандра-варзуга. Щелочные граниты в зонах этих разломов сильно катаклазированы. В то же время пегматоидные граниты пересекают катаклазиты и бластомилониты, возникшие по гнейсам и сланцам в зонах тектонических нарушений. Поэтому породы комплекса пегматоидных гранитов являются наиболее молодыми, посторогенными.

Возраст пород комплекса пегматоидных гранитов, определенный свинцово-изохронным методом, составляет 1750 млн лет, что соответствует среднему протерозою. Возраст щелочных гранитов, также определенный свинцово-изохронным методом, составляет 2000 млн лет. Породы комплекса аплитовидных гранитов параллелизуются нами с гранитоидами верхнеархейско-нижнепротерозойского тектоно-магматического цикла (Зыков и др., 1964) и по возрасту относятся к нижнему протерозою.

По минеральному составу породы комплекса аплитовидных гранитов относятся к гранитам (аплитовидные гнейсо-граниты) или аляскитам (аплиты, грейзенизированные аплитовидные граниты). Они характеризуются наличием гранобластовой (аплитовидные гнейсо-граниты, реже грейзенизированные аплитовидные граниты) и аплитовой (аплиты) структур.

По классификации В. В. Ляховича (1967), аплитовидные гнейсо-граниты относятся к магнетит-циркон-лейкоксен-эпидотовому типу, аплиты —

к эпидот-магнетит-гематитовому типу и грейзенизированные аплитовидные граниты — к породам с висмутово-редкоземельным типом акцессорной минерализации. По своему генезису среди акцессорных минералов аплитовидных гнейсо-гранитов и грейзенизированных аплитовидных гранитов выделяются реликтовые акцессорные минералы, сохранившиеся в процессе трансформации пород субстрата (циркон, апатит, эпидот, ортит) и новообразованные акцессорные минералы (молибденит, монацит, ильменорутил, минералы висмута).

Наиболее часто встречающимися акцессорными минералами пород комплекса пегматоидных гранитов являются гранат, монацит, апатит, и циркон. Для этих пород не характерно присутствие железо-, кальций- и титаносодержащих минералов (магнетит, эпидот, сфен). По соотношению количеств акцессорных минералов породы комплекса пегматоидных гранитов относятся к типу монацитовых гранитов. Образование акцессорных минералов происходило в них как при кристаллизации из магматического расплава (магнетит, шпинель, циркон, монацит), так и в процессе постмагматического изменения первично-магматических пород (гранат, турмалин и др.).

Структура гранит-аплитов и лейкократовых гранитов гипидиоморфнозернистая и аплитовая, реже порфировидная и микрографическая. Гранит-пегматиты характеризуются наличием гранитовой, порфиробластической и ортотектитовой структур и сингенетические пегматиты — графической, апографической и пегматоидной структур.

Характерными чертами химического состава пород комплексов аплитовидных и пегматоидных гранитов являются высокое содержание в них кремнезема и щелочей с преобладанием натрия над калием, а также незначительное содержание TiO_2, Fe_2O_3, FeO, MnO, MgO.

Породы комплекса аплитовидных гранитов по сравнению с породами комплекса пегматоидных гранитов содержат большее количество калия и меньшее алюминия. По химическому составу они имеют большое сходство с плагиомикроклиновыми гранитами Кольского полуострова (Батиева, 1963) и аляскитами (Беус, Ситнин, 1965). Породы комплекса пегматоидных гранитов относятся к калий-натровым лейкократовым гранитам (гранит-аплиты, лейкократовые граниты) или к породам существенно натриевого состава (гранит-пегматиты, сингенетические пегматиты). Породы этого комплекса имеют большое сходство с аплитовидными, биотитовыми гранитами и гранит-пегматитами Мамского слюдоносного района (Мораховский, 1964, 1965).

Содержание Mn, Ti, Nb, V, U, Cs в породах комплекса аплитовидных гранитов несколько выше, чем в породах комплекса пегматоидных гранитов, имеющих большее содержание Pb и Co. Породы обоих комплексов имеют положительную геохимическую специализацию относительно свинца. Аплитовидные гнейсо-граниты специализированы относительно Ba, грейзенизированные аплитовидные граниты — относительно Nb, Cu, Mo, Sn, Bi. Породы комплекса пегматоидных гранитов имеют металлогеническую специализацию относительно Nb.

Как следует из приведенных выше данных, породы комплексов аплитовидных и пегматоидных гранитов различаются по ряду признаков, в частности по положению массивов этих пород в геологических структурах, контактовым взаимоотношениям с вмещающими породами и вещественному составу. На основании этих признаков могут быть сделаны выводы о генезисе пород рассматриваемых комплексов и намечена общая направленность их образоваия.

Наличие постепенных переходов от аплитовидных гнейсо-гранитов к гнейсам и плагиоклазовым гранитоидам через зону теневых мигматитов, согласное залегание массивов во вмещающих породах и прослеживающиеся

в гранитах «теневые» структуры вмещающих пород свидетельствуют о возникновении аплитовидных гнейсо-гранитов в результате гранитизации гнейсов и плагиоклазовых гранитоидов. Образование этих пород происходило в прогрессивный период развития нижнепротерозойской складчатой области, на значительной глубине. Миграция элементов, ведущая к образованию этих пород, определялась чередованием процессов натриевого, калиевого и кремниевого метасоматоза. В результате этого происходил привнос K, Si, Rb, Nb, Pb, и вынос Al, Fe, Mg, Ca, Ba, Ga, Sr, Cu, Ni, Cr, V. В дальнейшем вследствие механического разогрева пород в зонах тектонических нарушений происходило плавление аплитовидных гнейсо-гранитов. Инъекция расплава в трещины, возникшие во вмещающих породах, приводила к его быстрому охлаждению и кристаллизации (образование жил аплитов). Температура образования аплитовидных гнейсо-гранитов и аплитов, определенная по двуполевошпатовому термометру и диаграмме Х. С. Йодера, Д. Б. Стюарта и Дж. Р. Смита (1963), составляет соответственно 400—430 и 710° С.

Что касается комплекса пегматоидных гранитов, то несогласные контакты их массивов с вмещающими породами, интенсивное преобразование вмещающих пород в экзоконтактах, наличие различно ориентированных ксенолитов в гранитах свидетельствуют о формировании массивов путем внедрения магматического расплава. Образование пород этого комплекса происходило как путем кристаллизации из магматического расплава (гранит-аплиты, лейкократовые граниты, гранит-пегматиты и часть пегматитов пегматоидной структуры), так и путем перекристаллизации и автометасоматического преобразования первично-магматических пород: микроклинизации, гидролиза полевых шпатов (кварц-мусковитовое замещение), высокотемпературного окварцевания, альбитизации, грейзенизации, низкотемпературного окварцевания.

Формирование массивов комплекса пегматоидных гранитов совпадало с временем перехода среднепротерозойской подвижной области к платформенному этапу развития и периодом консолидации фронтов гранитизации, реоморфизма и гранитной магмы. В этих условиях мобильными оставались только гранитоиды, имеющие эвтектический состав, наименьшую температуру кристаллизации и сохраняющие подвижность в глубинах магматического фронта даже в стадии его сильного охлаждения. Температура образования «магматических» полевых шпатов комплекса пегматоидных гранитов, определенная по диаграмме Х. С. Йодера, Д. Б. Стюарта и Дж. Р. Смита (1963), составляет 710—715° С. При анализе диаграмм плавкости системы кварц—альбит—калиевый полевой шпат—вода (Tuttle, Bowen, 1960; Luth, Jahns, Tuttle, 1964) установлено, что общее давление при образовании расплава составляло 3000 бар, содержание воды в магме 9—10%. Образование Стрельнинского массива происходило на глубине не менее 8 км и расположение его контролировалось наличием тектонически ослабленной зоны на границе пород архейского и нижнепротерозойского возраста. В процессе кристаллизации магматического расплава большое значение имел режим летучих компонентов, обусловивших все разнообразие пород массива. Вследствие кристаллизационной дифференциации расплав обогащался щелочами, кремнекислотой и рядом редких и рассеянных элементов, не вошедших в кристаллические решетки породообразующих минералов. При внедрении остаточного расплава во вмещающие породы происходило образование эпигенетических пегматитов.

Становление малых массивов пегматоидных гранитов происходило в более спокойной тектонической обстановке, в условиях кристаллизации остаточных расплавов, что способствовало широкому развитию автометасоматических процессов.

ЛИТЕРАТУРА

Батиева И. Д. Сравнительная геологическая, петрографическая и петрохимическая характеристика гранитов центральной части Кольского полуострова. В сб. «Магматизм и геология Кольского полуострова», Геолтехиздат, М., 1963.

Батиева И. Д., И. В. Бельков. Гранитоидные формации Кольского полуострова. В сб. «Очерки по петрологии, минералогии и металлогении гранитов Кольского полуострова», изд. «Наука», Л., 1968.

Беус А. А., А. А. Ситнин. Распределение петрогенных элементов в гранитоидах. В сб. «Проблемы геохимии», изд. «Наука», М., 1965.

Ветрин В. Р. Акцессорные минералы плагиоклазовых и микроклин-плагиоклазовых гранитоидов среднего течения р. Стрельны. В сб. «Материалы по минералогии Кольского полуострова», вып. 5, изд. «Наука», Л., 1967.

Йодер Х. С., Д. Б. Стюарт, Дж. Р. Смит. Тройные полевые шпаты. В сб. «Вопросы теоретической и экспериментальной петрологии», Изд. иностр. лит., М., 1963.

Зыков С. И., А. И. Тугаринов, И. В. Бельков, Е. В. Бибикова. Возраст древнейших формаций Кольского полуострова. «Геохимия», № 4, 1964.

Ляхович В. В. Акцессорные минералы в гранитоидах Советского Союза. Изд. «Наука», М., 1967.

Мораховский В. Н. Вещественный состав и внутреннее строение гранит-пегматитовых тел Мамско-Чуйской слюдяной провинции. Зап. ЛГИ, т. 47, вып. 2, Л., 1964.

Мораховский В. Н. О некоторых особенностях процесса перерождения гранитов в пегматиты в пегматитовых жилах Мамского района. Зап. ЛГИ, т. 49, вып. 2, 1965.

Попов В. И. Опыт классификации и описания геологических формаций. Изд. «Недра», Л., 1966.

Щелочные граниты Кольского полуострова. Изд. АН СССР, М.—Л., 1958.

Luth W. C., R. H. Jahns, O. F. Tuttle. The Granite System at pressures of 4 to 10 Kilobars. Journ. of Geophys. Research., vol. 69, № 4, 1964.

Tuttle O. F., M. L. Bowen. Origin of granite in the light of experimental studies in the system $NaAlSi_3O_8$—$KAlSi_3O_8$—SiO_2—H_2O. The Geol. Soc. of America, Memoir., 74, 1960.

Г. В. Виноградова

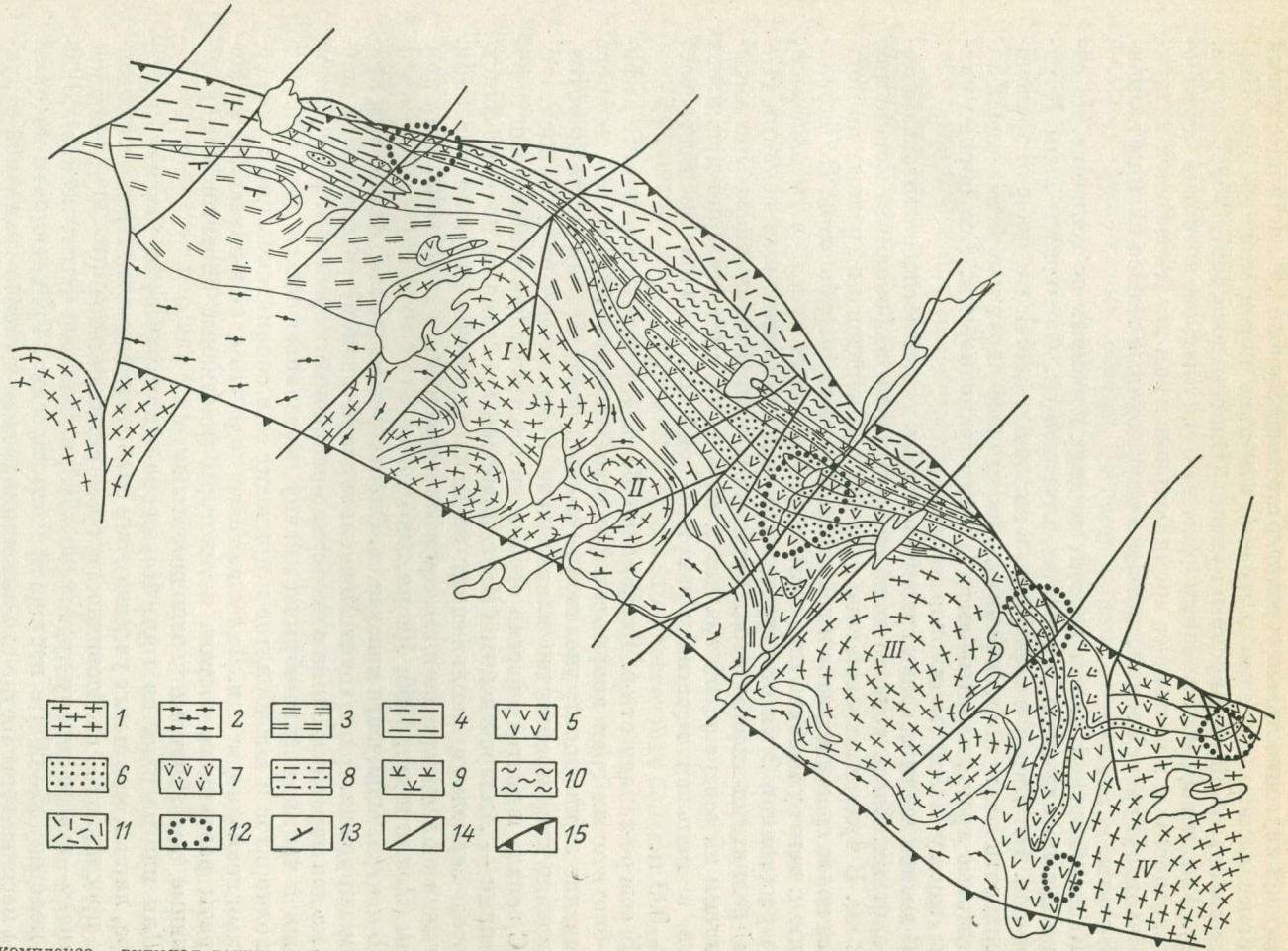
О ПРОИСХОЖДЕНИИ ГРАНИТНЫХ КУПОЛОВ В ЮЖНОЙ ЧАСТИ ПЕЧЕНГСКОЙ СТРУКТУРЫ

В последнее время внимание широкого круга исследователей привлекают куполообразные гранитные массивы южного обрамления Печенгской синклинали. Подобные гранитные и гранито-гнейсовые купола давно известны на территории Карелии, Финляндии, Швеции, и их происхождение неоднократно обсуждалось в литературе, причем мнения различных исследователей были весьма разноречивы (Eskola, 1949; Шуркин, 1958; Судовиков, 1954; Кратц, 1963). Столь же разнообразны представления о генезисе куполов южного обрамления Печенги, где выделяется ряд куполов (рисунок), ядерные части которых сложены гранитоидами (с запада на восток): Шуонияврский, Руоссельский, Каскельяврский, Одежяврский (Гилярова, 1967; Поляк, 1967). Часть исследователей рассматривает их как интрузии гранитоидов (Загородный и др., 1964; Жданов, 1966; Виноградова, 1968); другие склонны считать их выступами фундамента, частично реоморфизованными и измененными процессами ультраметаморфизма (Харитонов, 1966; Поляк, 1967; Предовский и др., 1968).

По мнению М. А. Гиляровой (1967), гранитные купола представляют собой более сложные образования — сочетание глыбовых поднятий фундамента и межформационных гранитных интрузий.

Противоречивость взглядов на происхождение гранитных куполов связана как со сложной историей их формирования, так и с недостаточно

Схема геологического строения южного крыла Печенгского синклинория. Составлена А. А. Предовским по материалам Л. И. Ивановой, Г. Т. Макеенко, Л. И. Увадьева, К. Д. Беляева, Л. Я. Харитонова, С. Н. Сусловой, Г. В. Виноградовой с учетом интерпретации геофизических данных, произведенной А. В. Доливо-Добровольским, и новых данных А. А. Предовского.



Архейский комплекс фундамента, частично преобразованный позднейшими процессами: *1* — гранито-гнейсы, гнейсы, диориты, плагиограниты, микроклин-плагиоклазовые граниты. Нижнепротерозойский тундровый комплекс: *2* — амфиболиты, амфиболовые и амфибол-биотитовые гнейсы; *3* — в различной степени диафторированные гнейсы и подчиненные им амфиболиты и кварцито-сланцы нижней толщи тальинской свиты; *4* — в различной степени диафторированные гнейсы, амфиболовые сланцы и порфиробластические доломит-содержащие сланцы верхней толщи тальинской свиты. Среднепротерозойский печенгский комплекс: *5* — метадиабазы и метатуфы первой вулканогенной толщи; *6* — метатерригенные (кварциты, слюдяные сланцы) и метатуффитовые породы второй осадочной толщи; *7* — метадиабазы и метатуфы второй вулканогенной толщи; *8* — метатуффитовые породы третьей осадочной толщи; *9* — метадиабазы третьей вулканогенной толщи; *10* — филлиты и метатуффитовые породы четвертой осадочной толщи; *11* — порфириты порьиташского комплекса, включая толщу метапирокластов с тонкими прослоями первично-осадочных пород в районе оз. Поро-ярви (так называемые «Конгломераты Поро-ярви») в западном краю схемы; *12* — участки насыщения малыми интрузиями основного, иногда близкого к ультраосновному состава; *13* — элементы залегания пород; *14* — разрывные нарушения; *15* — крупные долгоживущие разломы южной части Печенгского синклинория — Порьиташский в северной и Руссельяврский в южной части схемы.

детальной изученностью внутреннего строения куполов. В настоящее время наиболее полные сведения о строении и составе пород имеются для Каскельяврского и Шуониявpского куполов (Виноградова, 1967, 1968; Захаров, 1968). Вмещающими породами для них служат сланцеватые амфиболиты, относимые в настоящее время большинством исследователей к нижней части тундровой серии, и отчасти двуслюдяные гнейсо-сланцы тальинской свиты.

Каскельяврский массив состоит из двух неравных по величине, но однотипных по строению зональных плутонов оз. Оленьего и горы Коудшеро-айв. От центра к периферии в них наблюдается следующая последовательность зон: плагиограниты—биотитовые гранодиориты—амфибол-биотитовые гранодиориты—амфиболовые гранодиориты. Все породы связаны между собой взаимопереходами.

В южной части массива гранодиориты не имеют четкого контакта с амфиболитами. Здесь развита зона мигматитов по амфиболитам мощностью до 2 км. В приконтактовой зоне наблюдается чередование равных по мощности полос гранодиоритов и гранитизированных амфиболитов. По направлению к центру массива мощность амфиболитовых прослоев уменьшается, и на расстоянии 2 км от контакта они представлены лишь мелкими (1—5 см) реликтами амфиболитов. Характер контакта со сланцеватыми амфиболитами на севере такой же, как и на юге, но мигматизация проявлена здесь в меньшем масштабе: ширина зоны мигматитов не превышает 200—300 м.

К северо-западу от оз. Каскельявр Л. И. Ивановой на контакте амфибол-биотитовых гранодиоритов с филлитовидными сланцами наблюдалось изменение зернистости, увеличение степени огнейсования гранодиоритов, появление порфиробластов плагиоклаза в филлитовидных сланцах.

С запада и востока массив ограничен крупными тектоническими нарушениями — Аллареченским и Каскельяврским разломами, которые фиксируются зеркалами скольжения, зонами дробления и милонитизации. Наличие их подтверждается геоморфологическими и геофизическими данными (Поляк и др., 1965; Поляк, 1967).

В центральной части массива оз. Оленьего параллельно названным краевым нарушениям проходит Меннельяврский разлом, разделяющий массив на два неравных блока с несколько различным строением. Этот разлом в южной части массива обрывает пачку переслаивающихся друг с другом гранодиоритов и амфиболитов и приводит ее в соприкосновение с амфиболовыми гранодиоритами. Далее на север по разлому соприкасаются гранодиориты различного состава и текстуры (массивные биотитовые и гнейсовидные амфиболовые гранодиориты).

Для плагиогранитов горы Коудшеро-айв характерна массивная текстура, лишь в отдельных участках они слабо огнейсованы. Преимущественное простирание гнейсовидности субмеридиональное (0—30°), падение к западу—северо-западу крутое (80—70°) в западной части, несколько более пологое (55—60°) в восточной части массива. Гранодиориты внешней зоны массива горы Коудшеро-айв принадлежат к гнейсо-гранитной структурной фации. Отчетливо выраженная сланцеватость в них параллельна внешнему контуру массива и как бы облекает гранитное ядро.

По химическому составу породы каскельяврского комплекса представляют собой непрерывную комплементарную серию пород нормальной щелочности, пересыщенных алюминием, соответствующую ряду типичных магматических пород от гранитов до диоритов. Во всех разновидностях пород натрий преобладает над калием. Гранодиориты обогащены элементами-примесями Fe, Cu, Ba, Sc, а плагиограниты относительно бедны элементами, характерными для кислых магм (Li, Rb, Pb, Mn), и обогащены примесями, свойственными основным породам (Ni, Co, Cu,

Cr, Sc, Ba), что может быть объяснено диффузионным обменом между внешними и внутренними зонами массива (Виноградова, 1968). На наличие подобного диффузионного обмена указывает, как нам кажется, зональное строение массива, а также характер изменений в химизме пород при переходе от зоны к зоне.

Породы центральных зон массива и амфиболиты резко контрастны по своему химическому составу. По направлению от внешних зон к центру увеличивается концентрация в породах кремнезема и щелочей и уменьшается концентрация всех оснований, амфотерных окислов и воды, причем наиболее резкий скачок концентраций наблюдается между амфиболитами и амфиболовыми гранодиоритами, т. е. между породами внешней зоны массива и боковыми породами. В пределах массива состав пород изменяется более или менее постепенно. Большой градиент концентраций отмечается лишь для кальция, магния и кремния, т. е. для тех элементов, различие в содержании которых между амфиболитами и гранитами максимально.

Значительный градиент концентраций между породами массива и вмещающими породами неизбежно должен был вызвать обмен компонентами между ними, если условия миграции элементов (главным из которых можно считать наличие жидкой фазы) были достаточно благоприятны. С этой точки зрения скачок концентрации при переходе от вмещающих пород к массиву может указывать на изменение условий миграции. Очевидно также, что в пределах массива количество жидкой фазы было достаточно большим, чтобы обеспечить монотонное распределение концентраций элементов соответственно их градиентам между внешней и центральной зонами.

Петрографическое изучение гранодиоритов показывает, что гранодиориты, особенно в краевых зонах массива, имеют очень неравномерные, такситовые структуры (Виноградова, 1968). Подобную микронеоднородность породы, проявляющуюся на значительной площади и усиливающуюся от центра к краям массива, легко объяснить, если допустить, что гранодиориты не внедрялись во вмещающие породы, а образовались на месте в результате магматического замещения путем диффузионного обмена между внешней и центральной зонами массива (Коржинский, 1952, 1955). Петрохимические особенности каскельяврской серии пород полностью соответствуют признакам диффузионно-магматических серий, намеченных А. С. Павленко и Л. В. Филипповым (Коваленко и др., 1965).

Что касается плагиогранитов горы Коудшеро-айв, то весьма вероятно, что они представляют собой действительно интрузию, отщепившуюся от глубоких частей массива и внедрившуюся в гранитизированные породы кровли. Главная гранитная интрузия, вызвавшая образование всего комплекса гранитизированных пород, в Каскельяврском массиве не вскрыта. О наличии гранитного расплава в его глубоких частях свидетельствуют явно интрузивные жилы плагиогранитов, секущие гранодиориты оз. Оленьего и вмещающие амфиболиты, и дайки аплитов в гранитах горы Коудшероайв. Косвенным подтверждением предположения о присутствии под гранодиоритами мощного тела гранитов служит зарегистрированная над массивом отрицательная аномалия силы тяжести.

В Шуонияврском массиве уровень эрозионного среза проходит более глубоко, чем в Каскельяврском. В центральной части массива здесь вскрыты плагиограниты, аналогичные коудшероайвским. Состав пород краевой фации зависит от состава вмещающих пород: в северной части массива у контакта со сладяными гнейсо-сланцами краевая фация представлена меланократовыми гнейсо-плагиогранитами; в южной части массива у контакта с амфиболитами развиты амфиболовые плагиограниты. По данным К. Д. Беляева и Н. Н. Бузаева, между плагиогранитами и амфибо-

литами наблюдается постепенный переход через кварц-биотитовые и кварц-биотит-амфиболовые сланцы, образовавшиеся в результате гранитизации сланцеватых амфиболитов.

Сопоставление имеющихся данных о плагиогранитах, обнажающихся в различных куполах, показало, что они обладают общностью геологического положения, имеют сходные петрографические особенности, однотипный набор акцессорных минералов, близкий химический состав и одинаковый набор элементов-примесей (Виноградова, 1967, 1968). По нашему мнению, это свидетельствует об однотипности процессов, которые привели к формированию плагиогранитов и образуемых ими куполовидных тел. Некоторые различия между гибридными породами внешних зон различных куполов, по-видимому, обусловлены различием в составе вмещающих пород.

Приведенные данные не позволяют рассматривать гранитные купола южного обрамления Печенги как эрозионные окна архейского фундамента. Вызывает сомнение также интерпретация их как измененных и частично реоморфизованных блоков древнейшего фундамента. В последнем случае наиболее интенсивной гранитизации должны подвергаться краевые части куполов, а в центре должны сохраняться реликтовые структуры древних толщ. Детальное же изучение внутреннего строения описанных куполов свидетельствует об усилении степени гранитизации по направлению от периферии к центру, где (в плагиогранитах, а частично и в гибридных гранодиоритах) имеются признаки кристаллизации пород из расплава, в значительной степени гомогенизированного.

По мнению автора, описываемые гранитоидные массивы имеют большое сходство с интрузиями батолитового типа, формирующимися в ядрах геоантиклинальных поднятий в период инверсии геосинклинального режима (Кузнецов, 1964), и образуются путем гранитизации (диффузионного магматического замещения) пород тундровой серии в зоне глубинного разлома. В восточной части Кольского полуострова этим массивам аналогичны Поросозерский и Кальмозерский массивы, что и послужило основанием И. Д. Батиевой и И. В. Белькову (1968) объединить их в единую геосинклинальную габбро-диорит-плагиогранитную протерозойскую формацию Кольского полуострова.

ЛИТЕРАТУРА

Батиева И. Д., И. В. Бельков. Гранитоидные формации Кольского полуострова. В сб. «Очерки по петрологии, минералогии и металлогении гранитов Кольского полуострова», изд. «Наука», Л., 1968.

Виноградов Г. В. Акцессорные минералы Каскельяврского гранитоидного комплекса. В сб. «Материалы по минералогии Кольского полуострова», вып. 5, изд. «Наука», Л. 1967.

Виноградов Г. В. О роли процессов гранитизации в образовании Каскельяврского гранитоидного комплекса. В кн. «Очерки по петрологии, минералогии и металлогении гранитов Кольского полуострова», изд. «Наука», Л., 1968.

Гилярова М. А. Стратиграфия и структура Печенги. Изд. ЛГУ, Л., 1967.

Жариков В. А. Реакционные явления магматической и постмагматической стадий при формировании скарново-рудных месторождений. В сб. «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых», Тр. 2-го Всесоюзн. петрограф. совещания, Госгеолтехиздат, М., 1960.

Жданов В. В. Гранитовые формации запада Кольского полуострова и их связь с формированием земной коры. Изв. АН СССР, сер. геол., № 8, 1966.

Загородный В. Г., Д. Д. Мирская, С. Н. Суслова. Геологическое строение печенгской осадочно-вулканогенной серии. Изд. «Наука», М.—Л., 1964.

Захаров В. П. Геологические результаты гравиразведочных и магниторазведочных работ в Печенгском районе. В сб. «Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита», изд. «Наука», Л., 1968.

Коваленко В. И., Л. В. Окладникова, А. С. Павленко, Л. В. Филиппов. Петрология среднепалеозойского комплекса гранитоидов и щелочных пород Восточной Тувы. В сб. «Геохимия и петрология магматических и метасоматических образований», изд. «Наука», М., 1965.

Коржинский Д. С. Гранитизация как магматическое замещение. Изд. АН СССР, сер. геол., № 2, 1952.

Коржинский Д. С. Проблемы петрографии магматических пород, связанные с сквозьмагматическими растворами и гранитизацией. В сб. «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых», Тр. 1-го петрограф. совещания, Изд. АН СССР, М., 1955.

Кратц К. О. Геология карелид Карелии. Изд. АН СССР, М.—Л., 1963.

Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. Изд. «Недра», М., 1964.

Поляк М. К., И. А. Смирнова, Г. С. Франтов. Аэроэлектроразведка методом бесконечно длинного кабеля на Кольском полуострове. «Сов. геология», № 2, 1965.

Поляк Э. А. Блоковые структуры южного обрамления Печенгского синклинория (северо-запад Кольского полуострова). В сб. «Деформации и структуры докембрийских толщ», изд. «Наука», Л., 1967.

Предовский А. А., В. Г. Загородный, А. С. Воинов, А. М. Ахмедов. Распространенность и соотношение метаморфических комплексов в южном крыле Печенгского синклинория. В сб. «Природа и хозяйство Севера», изд. Кольского филиала Геогр. общ. СССР, Апатиты, 1968.

Судовиков Н. Г. Тектоника, метаморфизм, мигматизация и гранитизация пород ладожской формации. Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. 4, 1954.

Харитонов Л. Я. Структура и стратиграфия карелид восточной части Балтийского щита. Изд. «Недра», М., 1966.

Шуркин К. А. Геологический очерк Питкярантского поля керамических пегматитов (северо-восточное Приладожье). Изд. АН СССР, М.—Л., 1958.

Eskola P. The problem of mantled gneiss domes. Geol. Soc., London, Quart t., vol. 104, № 416, 1949.

А. Н. Виноградов

ФОРМАЦИЯ ГИПАБИССАЛЬНЫХ СУБПЛАТФОРМЕННЫХ ГРАНИТОВ КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА

В среднем протерозое после завершения верхнекарельского орогенеза в пределах Кольской геосинклинали устанавливается субплатформенный тектонический режим. Для него характерны радиальные перемещения крупных блоков земной коры и образование разломов, секущих складчатые сооружения предыдущих стадий тектогенеза. С этими разломами пространственно и генетически связаны проявления гранитоидного магматизма, образующие ряд интрузивных комплексов, формировавшихся в различных фациях глубинности (абиссальной, гипабиссальной и приповерхностной). Типичным представителем гипабиссальных интрузий субплатформенного ряда на Кольском полуострове является комплекс порфировидных гранитов, к которому относятся массивы лица-, ара- и порьяс-гранитов (Полканов, 1935), расположенные в северо-западной части полуострова между Ара-фиордом и тундрой Попова. Массивы приурочены к Юовв-оайвско-Урагубскому глубинному разлому северо-восточного простирания (Виноградов, 1967, 1968), который является поперечным нарушением по отношению к складчатым сооружениям кольско-беломорского геосинклинального пояса, а в северной части территории выходит за пределы пояса в область докарельской консолидации — Мурманский блок (Макиевский, Николаева, 1966). Здесь особенно отчетливо проявляется контролирующая роль разрывной тектоники в пространственном размещении интрузий, что весьма характерно для «постинверсионного» гранитоидного магматизма (Кузнецов, Яншин, 1967). Интрузии локализованы в присводовых участках крупных куполообразных структур, которые возникли в зоне Юовв-оайвско-Урагубского разлома в результате

наложения поперечных вертикальных деформаций на линейные складки северо-западного простирания.

Строение всех массивов порфировидных гранитов однотипно. Они сложены породами двух интрузивных фаз: кварцевыми диоритами и гранодиоритами (I фаза), порфировидными гранитами (II главная фаза). Породы I фазы залегают в виде разобщенных крупных блоков среди порфировидных гранитов главной фазы. Судя по расположению блоков, можно предполагать, что интрузии I фазы имели кольцевую форму.

Плутоны порфировидных гранитов имеют округлые или овальные очертания в плане, площадь их колеблется от 60 до 100 км². Внутренняя тектоника плутонов анизотропна, конформна к поверхности контакта. Заполняя полости в сводах брахискладок, большинство интрузий порфировидных гранитов приобрело форму штоков с кольцевыми подводящими каналами и пологим куполовидным сводом. Лишь в Большом Урагубском массиве, где граниты внедрились по расколу между мурманским батолитом и кольско-беломорскими гнейсами, интрузив приобрел форму гарполита (Виноградов, 1968).

Интрузии порфировидных гранитов сопровождаются многочисленными дайками, заполняющими первичные трещины в породах главных фаз и во вмещающих гнейсах. В формировании дайковой серии намечается два этапа. Дайки раннего этапа имеют значительную мощность и протяженность (до 1—2 км), сложены равномернозернистыми мелкозернистыми гранитами, по составу почти не отличающимися от гранитов главной фазы. Поздние дайки маломощны (0.2—2 м) и образованы лейкократовыми гранитами, аплитами, гранит-порфирами, пегматитами.

Становление интрузий происходило, вероятно, на глубине 2.5—3.5 км (Виноградов, 1968). В настоящее время на дневную поверхность выведены нижние горизонты интрузивных тел, чем, видимо, и объясняется незначительное развитие постмагматических процессов в гранитах главной фазы. Более интенсивно проявляются метасоматические пневматолито-гидротермальные процессы в связи с ранними дайками. Отчетливо фиксируются образования стадии раннего щелочного метасоматоза, представленные микроклинизированными бластомилонитами по гнейсам и гранитам, а также более редкими зонами альбитизированных гранитов. К этой же стадии следует отнести образование маломощных зон слюдитов и микроклин-альбитовых прожилков на контакте гранитов с ксенолитами метабазитов и амфиболитов тундровой серии широко распространенных в эндоконтактовых участках интрузий лица-гранитов.

Стадия высокотемпературного кислотного выщелачивания проявилась в образовании жильных кварц-мусковитовых грейзенов с топазом, фибролитом и турмалином, развитых среди гнейсов кольско-беломорской серии между массивами порьяс- и лица-гранитов, а также в частичной грейзенизации лейкократовых гранитов поздних даек этих массивов. Локальные проявления грейзенизации, окварцевания и поздней альбитизации отмечаются и в порфировидных гранитах.

Породы главных интрузивных фаз рассматриваемого комплекса — порфировидные граниты — по химическому и минеральному составу относятся к ряду нормальных плагиомикроклиновых гранитов. Для них характерно примерно одинаковое содержание микроклина и плагиоклаза (25—35%), незначительное преобладание натрия над калием (Na/K=1.0—1.2), умеренная железистость (45—50%), высокая степень окисления железа $\left(\frac{Fe^{+3}}{Fe^{+2}+Fe^{+3}} \cdot 100 = 43—60\%\right)$. Отличительной чертой порфировидных гранитов является высокое содержание в них акцессорных минералов (3—3.5) (Виноградов, 1968). Содержание магнетита, сфена, апатита, ор-

тита, флюорита, циркона значительно превышает типичные для биотитовых гранитов СССР значения, вычисленные В. В. Ляховичем (1967).

Формационными аналогами комплекса порфировидных гранитов северо-западной части Кольского полуострова в южной части Балтийского щита и на Украине являются, по-видимому, граниты рапакиви. Они сходны с кольскими порфировидными гранитами по возрасту, геологическому положению и условиям становления, но имеют существенно иной вещественный состав (Соболев, 1947; Полканов, 1955; Свириденко, 1967; Свиридов, 1967). Рапакиви принадлежат к калиевому ряду гранитов, калишпат в них значительно преобладает над плагиоклазом, Na/K=0.7—0.9; для них характерна высокая железистость пород (80—85%) и низкая степень окисления железа (14—35%). Различия в химизме кольских порфировидных гранитов и гранитов рапакиви обусловлены, вероятно, большей глубиной зарождения магмы рапакиви-гранитов, а возможно также, связью магмы рапакиви с основной магмой (Соболев, 1947; Полканов, 1955; Кузнецов, 1964).

Для интрузивных гранитов субплатформенной гипабиссальной формации характерна связь с редкометальным оруденением пневматолито-гидротермального типа (Кузнецов, 1964). В частности, в пределах Балтийского щита с рапакиви-гранитами связана вольфрамовая минерализация, а на Украине известна бериллиевая минерализация. В массивах порфировидных гранитов Кольского полуострова редкометальное оруденение в настоящее время неизвестно, однако ряд косвенных признаков свидетельствует о потенциальной рудоносности интрузий.

По классификации И. Н. Говорова (1966), порфировидные граниты относятся к фации гранитоидов с анхиэвтектическим типом кристаллизации, а граниты ранних даек близки к фации гранитов со сложным кислотно-щелочным типом кристаллизации. С гранитоидами этих фаций может быть связано редкометальное оруденение молибденовой, вольфрамовой и оловянной формаций, представленное кварцевыми, кварц-полевошпатовыми, сульфидно-кварцевыми жилами и слюдяными, топазовыми и турмалиновыми околожильными грейзенами (Говоров, 1966).

Комплексу порфировидных гранитов присуща сквозная геохимическая специализация на барий, галлий, редкие земли; в породах дайковой серии проявляется частичная специализация на молибден, олово, фтор, а в микроклинизированных бластомилонитах по гранитам — на молибден, иттрий, ниобий, цирконий.

Геохимическая обстановка на поздних стадиях становления интрузий была благоприятной для широкой миграции редких элементов. При метасоматическом изменении гранитов происходило разрушение главных минералов-носителей редких элементов (плагиоклаза, сфена, биотита), сопровождавшееся переводом больших масс рассеянных редких элементов в раствор. Высокая активность фтора в метасоматических растворах способствовала образованию устойчивых компонентов, переносу и переотложению их (Беус, Дюков, 1967; Барсуков, 1964). При кристаллизации из фторсодержащих растворов редкие элементы образуют собственные минералы, а не рассеиваются в решетках силикатов (Виноградов, Дубровский, 1967). В результате этого в микроклинизированных бластомилонитах появляются ксенотим, эвксенит, резко возрастает содержание ортита; в грейзенах и грейзенизированных порьяс-гранитах обнаружены акцессорные колумбит, тапиолит, молибденит, ксенотим, монацит.

Полученные петрологические и геохимические данные свидетельствуют о потенциальной рудоносности комплекса порфировидных гранитов. Следует отметить также, что в юго-западной части Юовв-оайвско-Урагубского глубинного разлома, к которому приурочены интрузии порфировидных гранитов, располагается Юовв-оайвский массив субвулканических

гранитов с редкометальными грейзенами и молибденоносными кварцевыми жилами (Дубровский, 1967; Романов, 1967). Геохимическая специализация комплекса порфировидных гранитов и юовв-оайвских гранитов однотипна, что дает основание считать Юовв-оайвско-Урагубский разлом региональной рудоконтролирующей структурой, перспективной для поисков редкометальной минерализации. Особенно интересен, по-видимому, юго-западный участок разлома, где между уже известными Юовв-оайвским и Толпьвыдским массивами могут быть обнаружены еще не вскрытые эррозией гранитные массивы с редкометальной минерализацией.

ЛИТЕРАТУРА

Барсуков В. Л. О металлогенической специализации гранитоидных интрузий. В кн. «Химия земной коры», т. 2, изд. «Наука», М., 1964.

Беус А. А., Ю. П. Дюков. Геохимия бериллия в процессах эндогенного минералообразования (на основе гидротермального эксперимента). Изд. «Недра», М., 1967.

Виноградов А. Н. Геология и петрология ара- и порьяс-гранитов. В сб. «Вопросы геологии, минералогии и геохимии изверженных и метаморфических комплексов Кольского полуострова», Расширенные тезисы докладов на сессии ученого совета Геологического института, посвященной 80-летию со дня рождения С. М. Кирова, 28—30 марта 1966 г., Апатиты, 1967.

Виноградов А. Н. Порфировидные граниты северо-западной части Кольского полуострова. В сб. «Очерки по петрологии, минералогии и металлогении гранитов Кольского полуострова», изд. «Наука», Л., 1968.

Виноградов А. Н., М. И. Дубровский. О типах ассоциаций акцессорных минералов в нормальных гранитах. В сб. «Материалы по минералогии Кольского полуострова», вып. 5, изд. «Наука», Л., 1967.

Говоров И. Н. Фации гранитоидов и редкометальное оруденение. В кн. «Минеральные фации гранитоидов и их рудоносность», изд. «Наука», М., 1966.

Дубровский М. И. Петрология и металлогения Юовв-оайвского гранитоидного массива. В сб. «Вопросы геологии, минералогии и геохимии изверженных и метаморфических комплексов Кольского полуострова», Расширенные тезисы докладов на сессии ученого совета Геологического института, посвященной 80-летию со дня рождения С. М. Кирова, 28—30 марта 1966 г., Апатиты, 1967.

Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. Изд. «Недра», М., 1964.

Кузнецов Ю. А., А. Л. Яншин. Гранитоидный магматизм и тектоника. «Геология и геофизика», № 10, 1967.

Ляхович В. В. Акцессорные минералы в гранитоидах Советского Союза. Изд. «Наука», М., 1967.

Макиевский С. И., К. А. Николаева. О тектонике северо-запада Кольского полуострова. В сб. «Древнейшие осадочно-вулканогенные и метаморфические комплексы Кольского полуострова», изд. «Наука», Л., 1966.

Полканов А. А. Геолого-петрографический очерк северо-западной части Кольского полуострова, ч. I. Изд. АН СССР, М.—Л., 1935.

Полканов А. А. Проблема происхождения гранитов платформенных областей и геология, магматизм и граниты эпохи хогландия-иотния южной части Балтийского щита. В кн. «Сборник статей по геологии докембрия Балтийского щита, Памира и Тувы и по общим вопросам геологии и петрологии», М.—Л., 1955. (Тр. ЛАГЕД, вып. 5).

Романов В. Е. О грейзенах в районе Юовв-оайвского гранитного массива. В сб. «Материалы по минералогии Кольского полуострова», вып. 5, изд. «Наука», Л., 1967.

Свириденко Л. П. Петрология гранитов рапакиви Салминского массива. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1967.

Свиридов В. В. О распределении породообразующих элементов в коростенских гранитах и амфиболитах Украинского кристаллического щита. Докл. АН СССР, № 3, т. 176, 1967.

Соболев В. С. Петрология восточной части сложного Коростенского плутона. Уч. зап. Львовск. гос. унив., т. 6, сер. геол., вып. 5, 1947.

В. В. Жданов, М. Ш. Магид,
И. В. Розенталь

ПЕТРОЛОГИЯ МНОГОФАЗНОГО ГРАНИТОИДНОГО МАССИВА ПОРЬЯС-ПАХТА

На северо-западе Кольского полуострова известен ряд гранитоидных массивов, протягивающихся цепочкой северо-восточного простирания на протяжении около 100 км. Эти массивы объединены в лицкий комплекс интрузивных гранитоидов (Жданов, 1966). По мнению А. А. Полканова (1936), они приурочены к крупному разрывному нарушению и относятся к типу трещинных плутонов, синтектоничных образованию разлома. Согласно классификации Ю. А. Кузнецова (1964 г.), лицкий комплекс следует отнести к формации субвулканических гранитов.

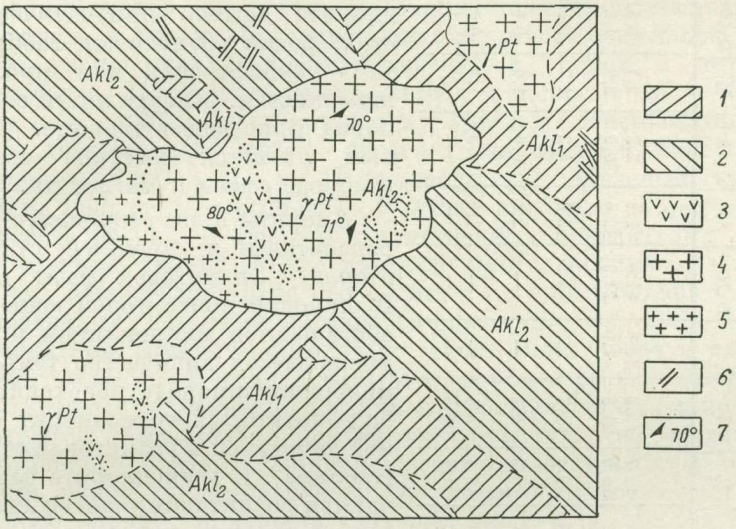


Рис. 1. Схематическая геологическая карта массива Порьяс-пахта.

1 — Akl_1 — толща амфиболитов, амфиболовых и биотитовых гнейсов; *2* — Akl_2 — толща биотит-гранатовых гнейсов; *3* — диориты и гранодиориты; *4* — граниты; *5* — аплиты; *6* — пегматитовые жилы; *7* — трахитоидность.

Интрузии лицкого комплекса обычно имеют четкие контуры и резкие контакты. Исключение составляет южная часть массива Лебяжка, где контактовая зона расплывчатая и сопровождается широким полем мигматитов. Р. З. Левковский (1966), изучавший ряд массивов, расположенных в северной части зоны развития комплекса, пришел к выводу, что это многофазные интрузии центрального типа, близкие по составу к массивам рапакиви.

Массив Порьяс-пахта расположен в средней части цепочки. К северу от него находится Большой Урагубский массив, а южнее — массив Лебяжка. Форма массива Порьяс-пахта в плане изометричная, площадь его около 100 км^2. Судя по доминирующему падению трахитоидности гранитов, направленной под крутым углом к центру массива, на глубине форма его близка к трубообразной.

В массиве Порьяс-пахта отчетливо выделяются три фазы магматической деятельности. К ранней фазе относятся основные и средние породы: кварцевые габбро-диориты и кварцевые диориты. Средняя фаза представлена порфировидными биотитовыми гранитами, поздняя — мелкозернистыми гранитами и аплитами (рис. 1).

Минеральный состав горных пород массива Горьяс-пахта

Порода	Pl		Mi		Q		Bi		Amf		Sf		Mt		Ep		Ort		Ap	
	%	$D \cdot 10^{-3}$	%	$D \cdot 10^{-3}$	%	$D \cdot 10^{-3}$	%	$D \cdot 10^{-3}$	%	$D \cdot 10^{-3}$	%	$D \cdot 10^{-3}$	%	$D \cdot 10^{-3}$	%	$D \cdot 10^{-3}$	%	$D \cdot 10^{-3}$	%	$D \cdot 10^{-3}$
Кварцевый габбро-диабаз и диабаз	49.9	66.3	3	1	11.3	14.5	15.7	13.6	13.5	31.0	2.2	2.2	2.3	0.9	1.5	0.6	+	—	1.4	0.5
Гранодиорит	46.0	62.3	12.1	33.8	18.7	24.1	11.3	21.8	7.0	21.3	2.6	0.9	2.0	1.2	1.4	0.5	0.2	—	1.0	0.2
Биотит-амфиболовый гнейс	57.6	33.6	11.6	27.0	17.0	57.5	10.1	11.7	3.2	4.2	2.8	4.2	1.7	0.33	2.5	—	+	—	1	—
Биотитовый гранит мелкозернистый	41.6	42.7	23.4	35.0	22.5	7.14	8.3	6.4	—	—	2.0	0.6	1.6	0.6	—	—	0.2	—	0.6	—
Биотитовый гранит порфировидный	28	46.3	35	52.6	29	51.8	5.4	5.4	—	—	1.4	0.3	1.3	0.2	+	—	+	—	+	—
Аплит	23.9	19.5	42.0	53.3	31.0	19.3	1.7	0.5	—	—	—	—	+	—	—	—	—	—	+	—

Кварцевые амфиболовые диориты и габбро-диориты распространены преимущественно в центральной части массива, где слагают удлиненное в северо-западном направлении тело площадью около 15 км². Небольшие реликтовые участки кварцевого диорита наблюдаются в северной части массива Лебяжка.

Диорит и габбро-диорит представляют собой мелко- или среднезернистую породу (размер зерен от 0.5—1.5 до 2.5 мм) серого или темно-серого цвета и массивной текстуры. Структура диорита обычно призматическизернистая, редко гранитовая, габбро-диорита — субофитовая или призматическизернистая. Минеральный состав этих пород приведен в таблице. Характерным является высокое содержание в породе сфена и магнетита.

Диориты в значительной степени переработаны в процессе становления второй — гранитовой фазы интрузии. В широкой контактовой зоне диориты обогащаются микроклином и кварцем, уменьшается количество темноцветных минералов и порода переходит в амфибол-биотитовый гранодиорит с массивной текстурой и гранитовой структурой (таблица). В гранодиорите часто встречаются реликтовые участки диорита или габбро-диорита размером до 10—20 см в поперечнике. В южной части массива, на горе Селж-выд, наблюдались крупные, размером до 50—70 м, ксенолиты огнейсованного диорита, частично превращенного в биотит-амфиболовый гнейс с гранобластовой структурой и гнейсовидной текстурой. В гнейсе часто видны удлиненные порфиробласты микроклина размером до 10—20 см, располагающиеся в плоскости гнейсоватости, параллельной трахитоидности вмещающих ксенолиты порфировидных гранитов.

Среди диоритов и гранодиоритов часто встречаются жилы порфировидного гранита мощностью до 2—5 м, их контакт всегда резкий, отмечается небольшое окварцевание и микроклинизация вмещающих пород. Трахитоидность жильных гранитов обычно четко ориентирована параллельно контактовой поверхности.

Порфировидный биотитовый гранит слагает большую часть массива, примерно около 70% его площади. Он представляет собой среднезернистую розовую породу, с размером зерен от 0.5—1 до 2—3 мм, содержащую удлиненные призматические вкрапленники микроклина размером до 5—7 см. Содержание вкрапленников колеблется от единичных кристаллов до 40—60% объема породы. Иногда в граните наблюдается зональное обрастание зерен плагиоклаза микроклиновой оторочкой. Встречается также обратная картина, когда овоиды в центральной части сложены монокристаллом микроклин-пертита, окруженного олигоклазовой оторочкой. Подобные овоиды характерны для гранитов рапакиви.

В районе к северо-западу от горы Селж-выд распространены среднезернистые биотитовые граниты, не содержащие вкрапленников, минеральный состав их аналогичен составу основной массы порфировидных гранитов (таблица). Структура гранитов порфировидная с гранитовой структурой основной массы. Текстура благодаря ориентировке вкрапленников трахитоидная, а гранит без вкрапленников имеет массивное сложение.

Аплит распространен преимущественно в южной и юго-западной частях массива. Кроме того, жилы аплита мощностью до 1—5 м встречаются в центральной части массива и редко в его северной части. Аплит (таблица) представляет собой средне- или мелкозернистую породу, с размером зерен до 0.3—1.5 мм. Цвет породы светло-розовый, структура — аплитовая, текстура — массивная. Контакт аплита с диоритом или гранитом всегда резкий и ровный. Существенных контактовых изменений не наблюдается, только в эндоконтакте иногда возникает маломощная (10—15 см) зона среднезернистого пегматита с пегматоидной структурой.

Вмещающими породами массива Порьяс-пахта являются биотитовые среднезернистые гнейсы с прослоями гранат-биотитового и силлиманит-биотитового гнейсов. Контакт гранитов с гнейсами резкий, без существенных контактовых изменений, но вблизи к массиву гнейсовидность всегда ориентируется параллельно контактовой поверхности, создавая впечатление согласного контакта. Вблизи массива в гнейсах наблюдаются многочисленные жилы порфировидного биотитового гранита, часто секущие вмещающую породу. Мощность этих жил до 1—3 м. Иногда количество жил к контакту постепенно возрастает и возникает как бы зона постепенного перехода от гнейсов к граниту, содержащему многочисленные ксенолиты гнейса, обычно очень слабо измененные. Больше всего таких ксенолитов было встречено в северо-восточной части массива.

Среди пород массива Порьяс-пахта, особенно среди диоритов, встречаются угловатые, реже округлые (оплавленные) ксенолиты сильно амфиболизированного диабаза и амфиболита по диабазу, размером от 20—30 см до 1—1.5 м. Структура этих пород гранобластовая, мозаичная с реликтами офитовой. Текстура — массивная или слабо гнейсовидная. Размер зерен 0.3—0.7 мм в породе с офитовой структурой, длиннопризматические зерна плагиоклаза достигают 4—6 мм. Минеральный состав этих ксенолитов, %: плагиоклаз (45—55), роговая обманка (25—35), биотит (5—15), сфен (1—2), магнетит, апатит, эпидот, ортит. В эндоконтакте ксенолиты заражены микроклином и кварцем.

Кратко рассмотрим состав главных минералов, слагающих породы массива Порьяс-пахта.

П л а г и о к л а з встречается во всех породах массива, но основность его изменяется в широких пределах. В кварцевом диорите обычно наблюдается зональный плагиоклаз с расплывчатыми зонами № 46 → 33 → 24. Если в породе есть микроклин, то в контакте с ним возникает кайма олигоклаза № 24, а с кварцем контактирует олигоклаз № 27. Огнейсованный диорит и амфибол-биотитовый гнейс по диориту содержат зональный плагиоклаз № 35 → 25. В гранодиорите наблюдаются расплывчато-

зональные плагиоклазы № 31 → 24 или № 27 → 24. В порфировидном граните обычно встречается олигоклаз № 18—20, на контакте с микроклином всегда возникает тонкая оторочка альбита № 3—5. В породе с высоким содержанием микроклина (> 35—40%) в контакте с ним наблюдается зональный плагиоклаз № 20 → 12 → 10 → 5. В контакте с кварцем состав плагиоклаза не изменяется. Если в граните присутствуют единичные зерна роговой обманки, то плагиоклаз имеет пятнистое зональное строение № 26 → 22. Плагиоклаз аплита представлен незональным олигоклазом № 15—17. В аплите, содержащем мусковит, встречается альбит-олигоклаз № 5—7. Таким образом, видно, что плагиоклаз всех пород массива, исключая аплит, имеет расплывчато-зональное строение, что указывает на его неравновесное состояние. Незональные плагиоклазы представлены наиболее кислыми разновидностями, характерными для данной породы.

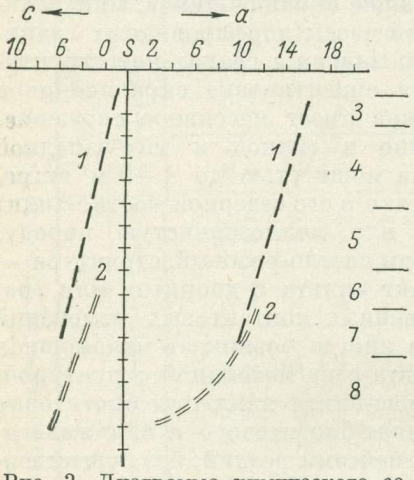


Рис. 2. Диаграмма химического состава пород массива Порьяс-пахта и диабазов печенгской серии.

1 — горные породы массива Порьяс-пахта; *2* — диабазы печенгской серии; *3* — аплит; *4* — гранит; *5* — гранодиорит; *6* — диорит; *7* — габбро-диорит и диабаз; *8* — диабаз.

Калиевый полевой шпат, по данным А. Н. Виноградова и А. П. Денисова (1965), представлен во всех породах максимальным или переходным к криптопертитовому микроклину с отчетливой микроклиновой решеткой. Состав микроклина из порфировидного гранита: Or — 78.3, An — 1.4, Ab — 18.8, Cs — 1.3, Rb-Fsp — 0.01. Микроклин из аплита несколько иного состава: Or — 87.7, Ab — 12.0, Cs — 0.1, Rb-Fsp — 0.14. В более кислой породе микроклин полностью лишен анортитового компонента при увеличении ортоклазовой составляющей. Судя по химическим анализам, рубидий, вероятно, весь концентрируется в полевом шпате — корреляция между K+Na и Rb очень высокая (r=0.80). Характерно, что корреляция между рубидием и литием обратная (r=0.65). Отмечается высокая корреляция лития с железом (r=0.87).

Биотит, по данным А. Н. Виноградова (1965), значительно изменяет свой состав в различных породах. В порфировидном граните средняя железистость биотита 42 ат.% при суммарной железистости породы ($FeO+Fe_2O_3$) — 3.55 вес.%. В гранодиорите железистость биотита 57 ат.% при железистости породы 8.58 вес.%. В данном случае возрастание суммарной железистости породы сопровождается возрастанием железистости биотита. Резко отклоняется от этой закономерности аплит, где при суммарной железистости 1.16 вес.% железистость биотита достигает 71 ат.%.

Породы массива Порьяс-пахта образуют единый химический ряд (рис. 2) от аплита до габбро-диорита. По классификации А. Н. Заварицкого, наиболее кислые члены ряда — аплиты — относятся к классу пород, пересыщенных кремнеземом и глиноземом (a' от 43 до 65), к группе пород, богатых щелочами, примерно с одинаковым количество K и Na. Содержание железа и магния незначительно (b=2.5—4.3). Порфировидные граниты также относятся к классу пересыщенных кремнеземом и глиноземом пород (a'=35—50) и к группе богатых щелочами. Содержание железа и магния в граните по сравнению с аплитом заметно возрастает (b=5—12). Гранодиориты принадлежат к классу пород, слабо

пересыщенных кремнеземом, и к группе богатых щелочами. Содержание железо-магниевого компонента возрастает (b=12—17). Диориты и габбро-диориты входят в класс насыщенных кремнеземом и бедных щелочами пород, но с высоким содержанием железо-магнезиального компонента (b=17—25). Диориты и гранодиориты относятся к породам нормального ряда (c'=8—13).

Характерным признаком ряда гранит—диорит массива Порьяс-пахта является повышенная концентрация титана. Для гранитов t=0.5—0.8, для гранодиоритов 1.5—3.8 и для диоритов 2.2—4.2. В аплите титан содержится в незначительном количестве. Концентрация титана возрастает с повышением основности породы. Корреляция Si—Ti отчетливая при r=0.71. Хорошая корреляция при r=0.67 устанавливается для Ca—Ti, что обусловлено присутствием в породе сфена. Самая высокая корреляция установлена для Fe—Ti при r=0.88, что указывает на широкое развитие в породах массива титаномагнетита.

По петрофизическим характеристикам породы массива Порьяс-пахта отличаются большим разнообразием и в то же время значительной спецификой — прежде всего высокой плотностью и магнитной восприимчивостью. Средняя плотность аплитов 2.61 г/см³ при колебании 2.60—2.64 г/см³. Магнитная восприимчивость колеблется около $40 \cdot 10^{-6}$ СГС, но встречаются аплиты с $\varkappa$ до $200—400 \cdot 10^{-6}$ СГС.

Средняя плотность гранитов 2.66 г/см³, но колебание плотности отдельных разновидностей от 2.61 до 2.71 г/см³ составило интервал 0.10 г/см³. Магнитная восприимчивость гранитов в среднем $2060 \cdot 10^{-6}$ СГС при колебании от 700 до $5800 \cdot 10^{-6}$ СГС.

Средняя плотность гранодиоритов 2.83 г/см³ при колебании от 2.73 до 2.86 г/см³, или интервал достигает 0.13 г/см³. Магнитная восприимчивость колеблется от $3000 \cdot 10^{-6}$ до $11\,000 \cdot 10^{-6}$ СГС при среднем около $5000 \cdot 10^{-6}$ СГС.

Средняя плотность диоритов 2.87 г/см³ при колебании от 2.85 до 2.90 г/см³, интервал не превышает 0.05 г/см³. Магнитная восприимчивость в среднем $5800 \cdot 10^{-6}$ СГС при колебании от $2500 \cdot 10^{-6}$ до $11\,200 \cdot 10^{-6}$ СГС. Все эти группы пород хорошо выделяются на графике корреляционной зависимости $\sigma—\varkappa$ (рис. 3).

Минимальная дисперсия физических свойств наблюдается в самой ранней, диоритовой, фазе интрузии и в самой поздней, аплитовой. Максимум дисперсии проявляется в гранодиорите, что подтверждает представление о контаминации как способе его образования.

Для пород массива Порьяс-пахта устанавливается четкая корреляционная зависимость между магнитной восприимчивостью и содержанием магнетита. Уравнение регрессии $\varkappa = [19\,(\mathrm{Mt}\%) - 1] \cdot 10^{-3}$ СГС при r=0.82. Согласно этой формуле и результатам непосредственного измерения содержание ферромагнитного минерала в породах массива колеблется в пределах 0.01—7.5%.

Устанавливается также зависимость между магнитной восприимчивостью $\varkappa$ и остаточной намагниченностью J_n, выраженная через коэффициент Q_n. Для аплитов он в среднем равен 0.55, для гранитов — 0.40, гранодиоритов — 0.24 и диоритов — 0.28, что еще раз указывает, что диориты — самые древние породы массива.

Построение стереографической проекции $\vec{J}_n$ дает возможность отметить следующие характерные особенности в распределении направлений $\vec{J}_n$: 1) можно выделить явно выраженное направление $\vec{J}_n$, совпадающее с направлением древнего разлома, с которым связано образование самого массива (азимут разлома 235°, азимут $\vec{J}_n \approx 245°$); 2) несколько слабее

намечается ориентация $\vec{J}_n$ в направлении азимута 315°; 3) еще слабее — в направлении азимута 8—12°; 4) преобладающее направление $\vec{J}_n$ близко к направлению современного земного поля.

Первые три факта можно объяснить существованием у магнетита (или титаномагнетита) магнитострикционных свойств: остаточная намагниченность ориентируется преимущественно в направлении, перпендикулярном к направлению напряжений.

Четвертый факт указывает на то, что значительная часть ферромагнитных минералов образована вязкой составляющей. Это подтверждается лабораторными исследованиями их магнитных свойств. Размагничива-

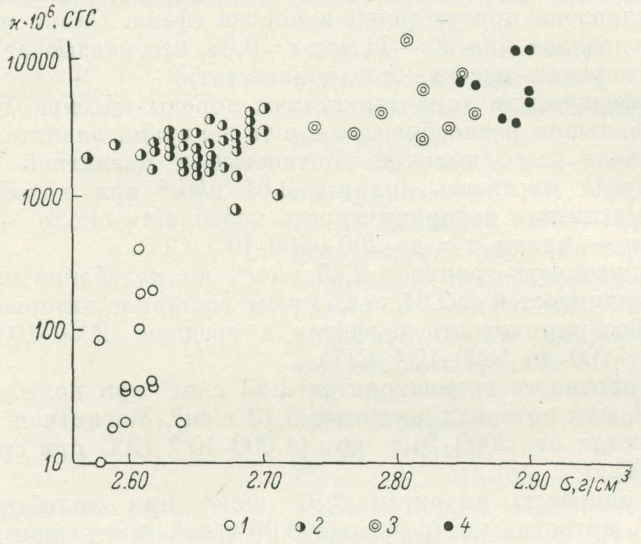


Рис. 3. Корреляционная диаграмма σ—κ горных пород массива Порьяс-пахта.

1 — аплиты; *2* — биотитовые граниты порфировидные; *3* — гранодиориты; *4* — диориты.

ние J_n изменением температуры и переменным магнитным полем явно указывает на существование нестабильного компонента. Низкая температура размагничивания этой составляющей еще раз подтверждает предположение об ее вязком происхождении.

Лабораторные исследования по размагничиванию позволяют предположить, что в преобладающих породах массива ферромагнитным минералом является титаномагнетит. По мере уменьшения основности титаномагнетит уступает место мелкозернистому магнетиту.

Таким образом, представление об образовании массива Порьяс-пахта в три фазы подтверждается геолого-петрографическими, петрофизическими и петрохимическими данными. Не вызывает сомнения магматический генезис аплита, гранита и диорита.

Ранее было высказано предположение, что зарождение гранитного расплава лицкого интрузивного комплекса связано с действием тепла, привнесенного большими массами базальтового расплава при формировании печенгской осадочно-эффузивной серии (Жданов, 1966). Это предположение подтверждается рядом данных.

1. Зона развития пород диоритовой фазы ориентирована под углом к кардинальному простиранию ряда лицких гранитных массивов. Ориентировка диоритов СЗ 320°, а массивы вытянуты цепочкой на СВ 40°.

Эти данные подтверждаются распределением направлений J_n — для основных пород отмечается ориентировка на СЗ 310°, а для гранитов на СВ 55°, что очень близко к простиранию тел различного состава. Северо-западная ориентировка диоритового тела близка к ориентировке разлома, контролирующего Печенгскую структуру.

2. Наиболее основные разности массива Порьяс-пахта по химическому составу близки к диабазам печенгской серии. На диаграмме (рис. 2) поле их перекрывается.

3. В диорите и граните присутствуют ксенолиты амфиболизированного диабаза, сходного с диабазами печенгской серии и не встречающегося среди вмещающих массив беломорских гнейсов.

Возможная связь сложного комплекса гранитоидов с серией эффузивов основного состава указывает на широкие перспективы анализа магматизма субплатформенной стадии развития.

ЛИТЕРАТУРА

Виноградов А. Н. Железистость биотитов из гранитов северо-западной части Мурманской обл. В сб. «Материалы по минералогии Кольского полуострова», вып. 4, изд. «Наука», Л., 1965.

Виноградов А. Н., А. П. Денисов. Калиевые полевые шпаты ара- и порьяс-гранитов. В сб. «Материалы по минералогии Кольского полуострова», вып. 4, изд. «Наука», Л., 1965.

Жданов В. В. Гранитовые формации запада Кольского полуострова и их связь с формированием земной коры. Изв. АН СССР, сер. геол., № 8, 1966.

Левковский Р. З. Геологические особенности и механизм формирования массивов рапакиви северо-западной части Кольского полуострова. В сб. «Петрология и формационное деление докембрия Русской платформы», Тезисы докладов 1-го регионального петрографического совещания по европейской части СССР, изд. «Наукова думка», Киев, 1966.

Магматические формации. Под ред. Ю. А. Кузнецова. Тр. 3-го Всесоюзн. петрограф. совещания (27 мая —1 июня 1963), Иркутск, изд. «Недра», М., 1964.

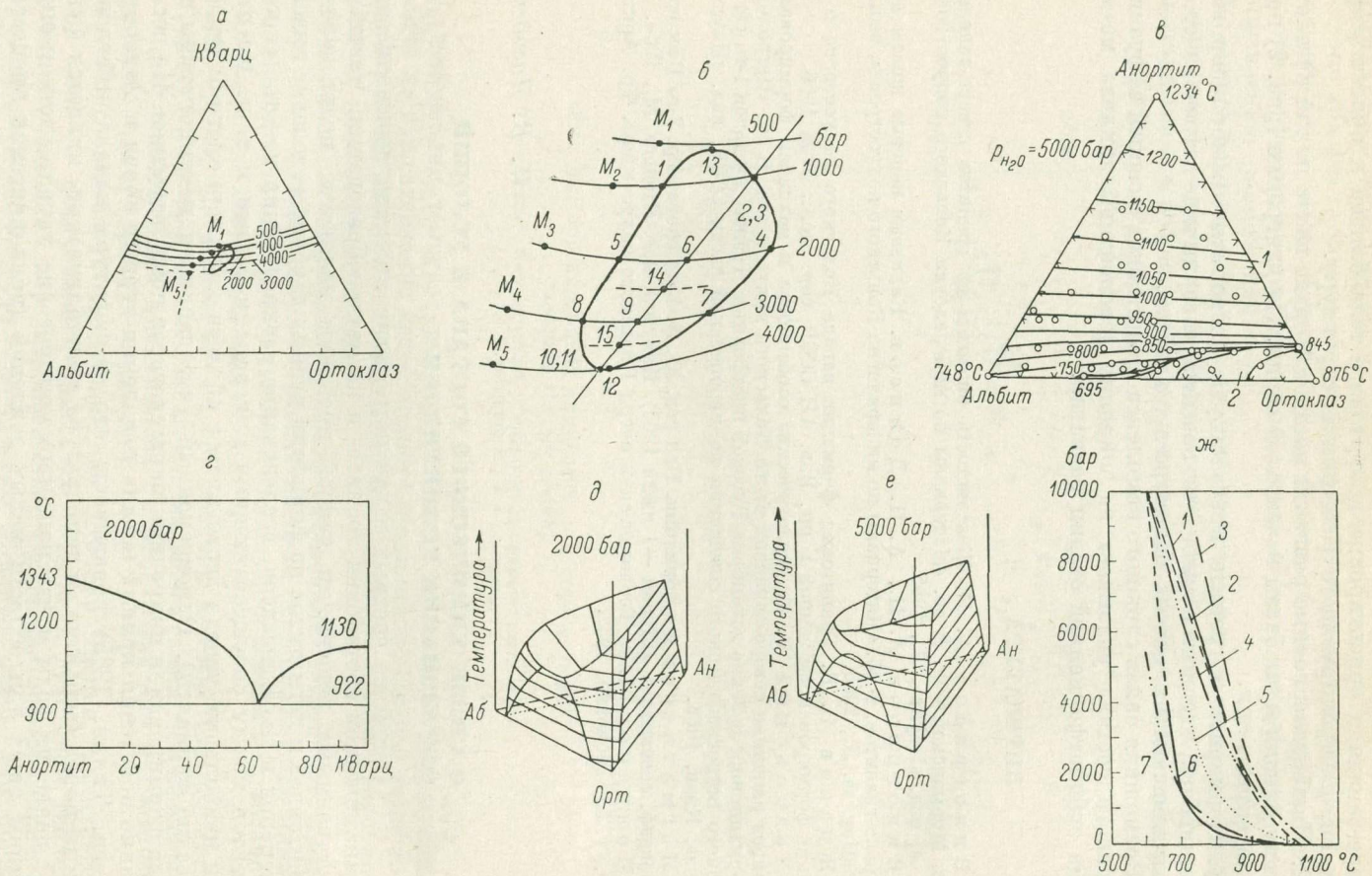
Полканов А. А. Геологический очерк Кольского полуострова. Тр. Арктич. инст., т. 53, Геология, 1936.

И. В. Давиденко

О СВЯЗИ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА И УСЛОВИЙ ОБРАЗОВАНИЯ ГРАНИТОИДОВ

Одной из частных задач петрологии является выяснение термодинамической обстановки гранито- и пегматитообразования. Частными качественными решениями данной проблемы являются: подразделение гранитоидов и пегматитов на формации разных глубин, выделение индекс-минералов и парагенезисов, исследование распределения некоторых компонентов между сосуществующими минералами-фазами и т. д. На этом пути наибольшие успехи достигнуты в области палеотермометрии (изобарические варианты). Одновременный учет давления и температуры периода формирования природных парагенезисов пока затруднен. Но исследование поведения кривых начала плавления горных пород и минералов (Йодер, Тилли, 1965) показывает, что температура начала плавления горных пород (вероятно, и температура кристаллизации) является функцией давления воды и что палеотермометрические характеристики справедливы лишь для области малых давлений (вулканические процессы).

Поскольку зависимость температуры начала плавления гранитов (и не только гранитов) от давления воды является экспоненциальной, максимальные ошибки палеотермометрических определений для гранитных систем лежат в области давлений воды примерно 1—1500 бар. При даль-


а
Кварц
M_1
500
1000
4000
M_5
2000 3000
Альбит
Ортоклаз
б
M_1
500
бар
M_2
1
13
1000
2,3
M_3
5
6
4
2000
14
M_4
8
9
7
3000
15
M_5
10,11
12
4000
в
Анортит
1234 °С
P_{H_2O} = 5000 бар
1200
1150
1100
1050
1000
950
900
850
800
750
1
845
748°С
695
2
876°С
Альбит
Ортоклаз
г
°С
2000 бар
1343
1200
1130
922
900
Анортит
20
40
60
80
Кварц
д
2000 бар
Температура
Аб
Ан
Орт
е
5000 бар
Температура
Аб
Ан
Орт
ж
бар
10000
8000
6000
4000
2000
0
1
3
2
4
5
7
6
500
700
900
1100 °С

нейшем росте давления процесс плавления приближается к изотермическому (вариации температуры около 100° С в интервале давления воды 1500—10 000 бар). Логично полагать, что вариации состава твердых фаз, характеризующихся минимальной температурой плавления, определяются давлением воды.

Анализ фазовых диаграмм (рис. 1) систем альбит—анортит—вода, альбит—ортоклаз—вода, ортоклаз—анортит—вода при давлении 5000 бар (Йодер и др., 1963), анортит—кварц—вода при давлении 2000 бар (Стюарт, 1963), ортоклаз—альбит—анортит—вода при давлениях 2000 и 5000 бар (Йодер и др., 1963) и в интервале давлений 4000—10 000 бар (Luth, Jahns, Tuttle, 1964) подтверждает постоянное обогащение твердых фаз все более щелочными компонентами по мере снижения температуры или давления, так как возрастание давления воды равносильно росту температуры и приводит в конечном итоге к расплавлению вещества.

Поскольку интервал кристаллизации магм по температуре невелик (Йодер, Тилли, 1965), а возможность перегрева расплава практически исключена, вариации состава расплава определяются главным образом давлением воды. От этого зависит также валентное состояние химических элементов, их способность выступать в качестве катионов или комплексообразователей, с чем связана плотность упаковки в кристаллических решетках первичных твердых фаз, возможность и направленность полиморфных превращений и т. п.

Возможность непрерывного выплавления магм все более кислого состава по мере падения давления летучих вытекает из работ Г. С. Йодера и К. Э. Тилли (1965), установивших, что ранней жидкой фазой при плавлении габбро будет фаза гранитного состава, а разделение кривых плавления нефелинового сиенита, сиенита, гранита и кривых силикатного ликвидуса базальтов в интервале давления воды 1—10 000 бар подтверждает этот вывод.

Невозможность существования гранитных магм при очень больших давлениях воды предположена Д. Б. Стюартом (1963), показавшим, что в системе анортит—кварц—вода четырехфазная точка при 2000 бар отвечает составу твердой фазы анортит$_{37}$ кварц$_{63}$, а при давлении воды 5000 бар составу анортит$_{42}$ кварц$_{58}$. Возрастание отношения кварц : анортит с ростом давления до 5000 бар и понижение этого отношения с дальнейшим ростом давления свыше 5000 бар предложены Д. Б. Стюартом в качестве геологического барометра.

В четверной системе альбит—ортоклаз—кварц—вода твердые фазы, отвечающие минимальным температурам плавления, весьма стабильны в отношении содержания ортоклазовой составляющей (вариации в пределах 7% в интервале давлений 500—10 000 бар), в то время как по кварцевой составляющей в этих же условиях давления вариации составили 18.5%, а по альбитовой составляющей — 25.5%. Основанием для такого заключения послужили материалы эксперимента (Tuttle, Bowen, 1952), дополненные результатами исследований системы искусственного гранита при

Рис. 1. Фазовые диаграммы некоторых полевошпатовых систем.

а — положение тройной эвтектики в системе альбит—ортоклаз—кварц—вода в пределах давления 500—4000 бар; оконтуренное поле отвечает составам «идеальных гранитов» — наиболее распространенным эффузивам гранитного ряда, в которых содержание альбита, ортоклаза и кварца составляет более 80% нормативного состава (Tuttle, Bowen, 1952); *б* — распределение выборочных составов «идеальных гранитов»; *в* — проекция четверной системы альбит—ортоклаз—анортит—вода при давлении 5000 бар (Йодер и др., 1963) (*1* — полевой шпат, богатый альбитом и анортитом; *2* — полевой шпат, богатый ортоклазом и альбитом); *г* — проекция тройной системы анортит—кварц—вода при давлении 2000 бар (Стюарт, 1963); *д*, *е* — схематическое изображение граничных поверхностей, отделяющих область двух полевых шпатов (внутри усеченного свода) от области одного полевого шпата и области двух полевых шпатов с жидкостью и газом в системе альбит—ортоклаз—анортит—вода при давлениях 2000 бар (*д*) и 5000 бар (*е*) (по Йодеру и др., 1963); *ж* — сводная диаграмма кривых силикатного ликвидуса базальтов (*1—4*) и кривых начала плавления сиенита (*5*), гранита (*6*), нефелинового сиенита (*7*) (Йодер и Тилли, 1965).

давлениях 4000—10 000 бар (Luth, Jahns, Tuttle, 1964). В расчет приняты составы твердых фаз, отвечающие точкам 1—15 и M_1—M_5 на диаграммах Боуэна и Татла, составы M_6 и M_7 характеризуют искусственные эвтектики, отвечающие давлениям 5000 и 10 000 бар соответственно. В табл. 1 сведены результаты определения нормативного состава характерных точек диаграммы эксперимента в области давлений 500—4000 бар, по которым в дальнейшем отстроены эталонирующие кривые регрессий состав—давление, составы M_6 и M_7 служат реперными точками для корректировки расчетов.

Таблица 1

Зависимость состава твердых фаз (вес. %) от давления в системе альбит—ортоклаз—кварц—вода (по данным Tuttle, Bowen, 1952; Luth, Jahns, Tuttle, 1964)

Твердые фазы		Кварц	Альбит	Ортоклаз	SiO_2	Al_2O_3	Na_2O	K_2O	p, бар
Идеальные граниты	1	38.0	33.0	29.0	80.00	11.74	3.90	4.90	1000
	2	38.5	30.0	31.5	79.50	11.62	3.54	5.33	1000
	3	38.50	30.0	31.5	79.50	11.62	3.54	5.33	1000
	4	36.0	31.0	33.0	78.70	12.09	3.66	5.58	2000
	5	35.0	36.0	29.0	78.40	12.31	4.24	4.90	2000
	6	35.5	33.0	31.5	78.60	12.40	3.90	5.33	2000
	7	33.5	34.5	32.0	77.80	12.68	4.07	5.55	3000
	8	32.0	39.0	29.0	77.70	12.90	4.60	4.90	3000
	9	32.5	37.0	30.5	77.60	12.79	4.37	5.17	3000
	10	30.0	41.0	29.0	76.90	13.29	4.83	4.90	4000
	11	30.0	41.0	29.0	76.90	13.29	4.83	4.90	4000
	12	30.5	39.0	30.5	76.90	13.17	4.60	5.17	4000
	13	39.0	31.0	30.0	79.80	11.63	3.66	5.07	750
	14	34.0	35.0	31.0	78.40	12.49	4.12	5.23	2500
	15	32.0	38.0	30.0	77.80	12.99	4.48	5.07	3500
Искусственные эвтектики	M_1	40.0	32.0	28.0	80.20	11.37	3.77	5.74	500
	M_2	38.0	35.0	27.0	79.80	11.76	4.13	4.52	1000
	M_3	35.0	41.0	24.0	78.80	12.37	4.83	4.07	2000
	M_4	32.0	44.5	23.5	77.35	12.96	5.24	3.98	3000
	M_5	30.0	47.0	23.0	77.20	13.35	5.54	3.84	4000
	M_6	26.5	50.0	23.5	76.10	14.26	5.89	3.97	5000
	M_7	21.5	55.5	23.0	74.57	14.11	6.54	3.88	10000

Характер распределения породообразующих элементов (в форме окислов) в координатах давление—состав показывает, что сильная стохастическая связь, приближающаяся к функциональной, характерна для кремния и алюминия, с одной стороны, и давления воды — с другой. Довольно сильна стохастическая связь давление—натрий, а для калия такая связь

Таблица 2

Общие парные коэффициенты корреляции элементов с давлениями воды

K_2O	—0.302			
Na_2O	+0.780	—0.784		
Al_2O_3	+0.973	—0.451	+0.860	
SiO_2	—0.978	+0.291	—0.761	—0.958
	p, бар	K_2O	Na_2O	Al_2O_3

практически отсутствует уже при давлении выше 1000 бар. Данные статистической обработки материалов табл. 1 на ЭВМ «Стрела ВЦ» по программам математической лаборатории ВИМС приведены в табл. 2 и 3.

Таблица 3

Статистики элементов и давления воды

Параметр	$\bar{x}$	$S(x)$	$S(\bar{x})$
SiO_2, вес. %	78.40	1.12	0.25
Al_2O_3, »	12.46	0.65	0.15
Na_2O, »	4.29	0.57	0.13
K_2O »	4.97	0.52	0.12
p_{H_2O}, бар.	2362.00	1207.00	269.90

Материалы табл. 1—3 позволяют рассчитать уравнение множественной регрессии:

$$p_{H_2O}\,(\text{бар}) = 17077 - 399SiO_2 + 1076Al_2O_3 + 275Na_2O + 399K_2O. \quad (1)$$

Величина расчетного и фактического давления распределена в соответствии с нормальным законом при среднем арифметическом, равном 0.000003, стандарт 169.66 и уклонение среднего 37.94 (бар). Однако расчеты по уравнению множественной регрессии справедливы лишь для условий эксперимента. Составы реальных горных пород требуют введения поправок на содержание неучтенных компонентов (магний, кальций, железо). Обращение к двумерным регрессиям позволяет избежать этих сложных поправок. Уравнения наиболее надежных регрессий:

$$p_{H_2O} = 85230.8 - 1057SiO_2; \quad (2)$$

$$SiO_2 = 80.55 - 0.00091p_{H_2O}; \quad (3)$$

$$p_{H_2O} = 1806.8Al_2O_3 - 20150.5; \quad (4)$$

$$Al_2O_3 = 11.22 + 0.00052p_{H_2O}; \quad (5)$$

$$p_{H_2O} = 1653.6Na_2O - 4731.9; \quad (6)$$

$$Na_2O = 3.416 + 0.00037p_{H_2O}; \quad (7)$$

$$SiO_2 = 84.74 - 1.48Na_2O; \quad (8)$$

$$Na_2O = 34.66 - 0.387SiO_2; \quad (9)$$

$$SiO_2 = 99.03 - 1.65Al_2O_3; \quad (10)$$

$$Al_2O_3 = 16.8 - 0.55SiO_2. \quad (11)$$

Уравнения (2—7), справедливые для условий эксперимента при давлениях 500—4000 бар, применимы и в области более высоких давлений (рис. 2), но мы ограничиваемся давлением 5000 бар.

Для составов реальных горных пород более применимы относительные методы определения давления, выраженные регрессиями типа (8—11). Уравнения (8, 9) являются частными случаями более общего уравнения регрессии $FeO+MgO+CaO+Na_2O-SiO_2$. Сумма катионов силикатной породы выступает в данном случае показателем относительного давления момента установления равновесия, и оценка этого давления в барах — дело будущего. Величину суммы весовых процентов главных катионов силикатных пород (за исключением трехвалентного железа, алюминия и титана) предлагается назвать коэффициентом относительного давления (K_p).

Для совокупности химических анализов пегматитоносных гранитов (табл. 4) установлена сильная стохастическая связь между величиной K_p и

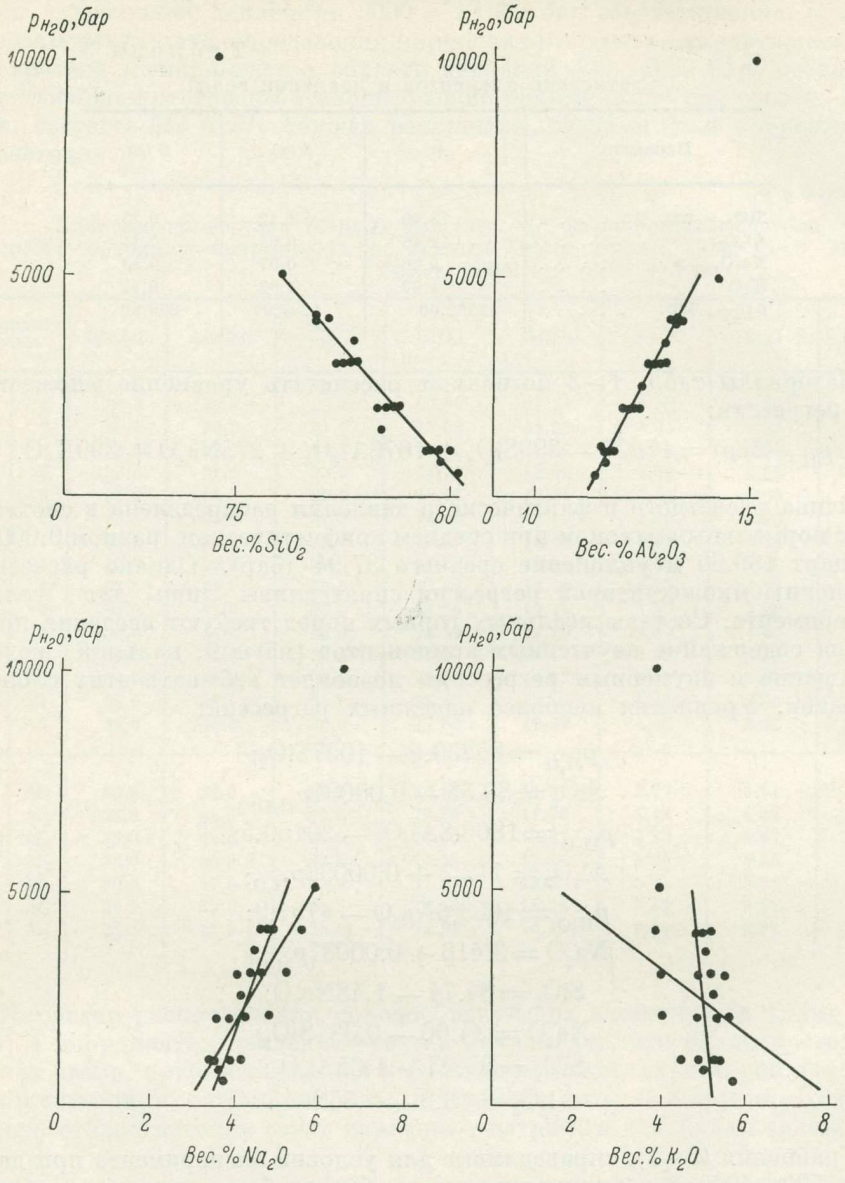


Рис. 2. Распределение «идеальных гранитов» и искусственных эвтектик в координатах состав—давление воды. Прямые отвечают уравнениям регрессии в диапазоне давлений 500—5000 бар.

содержанием кремнезема в породе. При коэффициенте корреляции —0.98 это приводит нас к уравнениям:

$$SiO_2 = 81.4 - 1.296K_p; \quad (12)$$

$$K_p = 52.29 - 0.720SiO_2. \quad (13)$$

Эти уравнения напоминают уравнения (8) и (9), а соответствующие линии регрессии имеют тенденцию к субпараллельности и продолжению из области эксперимента в область реальных гранитоидов. Следует учесть,

Таблица 4

Некоторые сведения о составе (вес.%) пегматитоносных гранитов и других изверженных горных пород

№ п/п	SiO_2	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_p	Характеристика породы
1	48.24	5.95	7.51	10.99	2.55	27.00	Габбро (все).
2	49.50	5.80	6.62	10.64	2.82	25.88	Габбро безоливиновое.
3	49.06	6.37	6.17	8.95	3.11	24.60	Базальты (все).
4	50.40	1.12	1.25	12.46	3.67	18.50	Анортозит.
5	56.77	4.40	4.17	6.74	3.39	18.70	Диорит без кварцевых диоритов.
6	58.90	4.04	3.57	6.14	3.46	17.21	Диорит с кварцевыми диоритами.
7	60.19	3.28	2.49	4.30	3.98	14.05	Сиенит.
8	61.32	4.29	2.84	5.56	2.62	15.31	Тоналит.
9	65.01	2.65	1.91	4.42	3.70	12.68	Гранодиорит.
10	69.21	1.67	1.15	2.19	3.48	8.49	Щелочноземельный гранит.
11	69.73	1.66	1.08	2.20	3.28	8.22	Послекембрийский гранит.
12	70.18	1.78	0.88	1.99	3.48	8.13	Гранит всех периодов.
13	71.06	1.63	0.59	1.97	3.24	7.43	Докембрийский гранит.
14	73.30	1.28	0.26	0.46	4.55	6.55	Щелочной гранит.
15	75.00	0.40	0.30	1.13	3.54	5.36	Гранит-аплит.
16	76.47	1.04	0.06	0.45	3.53	5.08	Аляскит.
17	75.15	0.65	0.10	0.50	4.50	5.75	Гранитная эвтектика (I вариант).
18	75.20	0.65	0.10	0.70	4.25	5.70	Гранитная эвтектика (II вариант).
19	75.00	0.65	0.10	0.00	3.95	4.70	Гранитная эвтектика (III вариант).
20	72.02	1.48	0.35	1.62	3.32	6.77	Балтийский щит (48 анализов).
21	71.00	2.43	0.81	1.55	3.33	8.12	Украина (55 анализов).
22	70.97	1.39	0.72	1.57	3.42	7.10	Алдан (383 анализа).
23	69.74	2.71	1.79	2.99	4.05	11.99	Мама (25 анализов).
24	69.25	3.07	1.35	1.80	3.51	9.73	Восточный Саян (20 анализов).
25	71.23	0.75	1.28	1.32	3.84	7.19	Становой хребет (35 анализов).
26	70.92	2.25	1.48	2.02	3.35	9.10	Западный Саян (12 анализов).
27	70.95	2.11	1.22	2.05	4.02	9.40	Тува (21 анализ).
28	71.80	1.78	0.42	1.53	4.95	8.68	Восточное Забайкалье (25 анализов).
29	69.49	2.32	1.49	1.12	4.13	9.16	Средняя Азия (26 анализов).
30	73.52	0.72	1.51	1.42	3.45	7.10	Балтийский щит (10 анализов).
31	74.17	1.04	0.25	0.40	4.29	5.98	Казахстан (61 анализ).
32	74.12	1.02	0.31	0.78	3.89	6.02	Украина (70 анализов).
33	73.57	1.34	0.56	0.27	4.22	6.39	Забайкалье (32 анализа).

Таблица 4 (*продолжение*)

№ п/п	SiO_2	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_p	Характеристика породы
34	74.15	0.78	0.37	0.75	3.08	4.98	Дальний Восток (45 анализов).
35	75.00	0.68	0.40	0.75	3.02	4.85	Северо-Восток СССР (28 анализов).
36	75.71	0.52	0.36	0.73	3.42	5.03	Центральный Казахстан (100 анализов)

Примечание: 1—16 — средний состав по С. Д. Четверикову (1956); 17—19 — гранитные эвтектики по А. Е. Ферсману (1960); 20—36 — граниты, материнские для редкоземельных (20—22), слюдоносных (23—25), редкометальных (26—30), хрусталеносных (31—36) пегматитов по данным В. В. Архангельской (1964) и автора.

что мы сознательно при расчете использовали анализы и негранитных пород, вплоть до габбро, чтобы оценить приблизительно весь формационный ряд. Результаты представлены в графической форме на рис. 3.

Для контроля мы исследовали распределение кремния и магния в системе тех же пегматитоносных гранитов. Оказалось, что их распределение не противоречит нормальному закону, коэффициент корреляции равен —0.80, а уравнения регрессии имеют вид:

$$SiO_2 = 74.74 - 3.55MgO; \quad (14)$$

$$MgO = 13.74 - 0.18SiO_2. \quad (15)$$

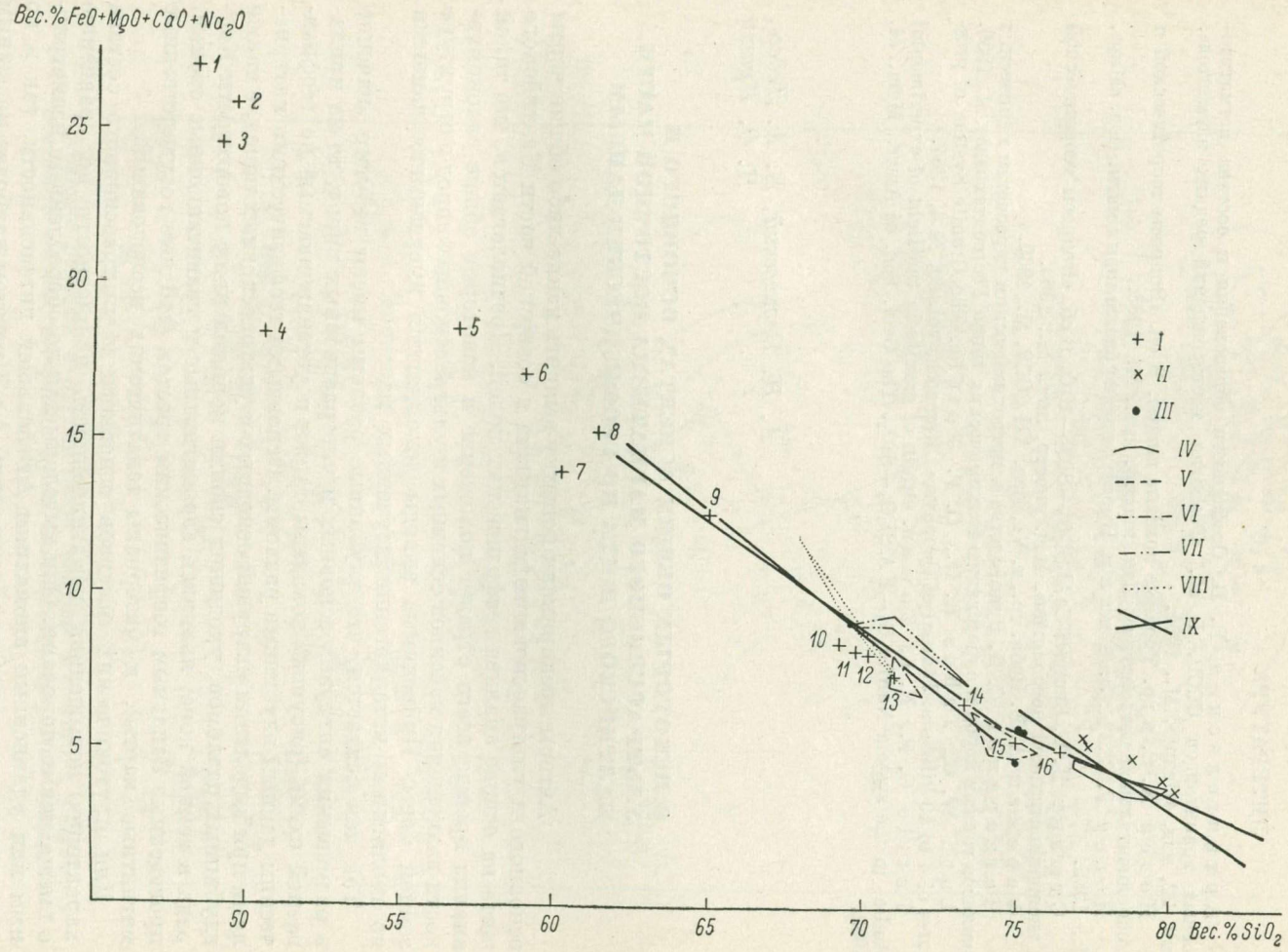
Хотя наклон кривых регрессии при этом изменился, характер распределения составов гранитоидов и пегматитоносных гранитов остался прежним и в координатах $MgO—SiO_2$.

Все изложенное позволило нам сделать вывод о существовании следующего ряда гранитных пегматитов по мере уменьшения глубины становления материнских гранитов: слюдоносные, редкометальные, редкоземельные, хрусталеносные пегматиты.

Известно, что характерной особенностью докембрийских пегматитовых полей Бразилии, Кольского полуострова, Восточной Сибири являются разнозернистые полнокристаллические породы гранитного состава, именуемые в литературе гигантомигматитами и гранит-пегматитами. С гранит-пегматитами генетически и пространственно связаны месторождения слюдоносных и керамических пегматитов, и выяснение условий формирования гранит-пегматитов интересно с разных точек зрения. Установлено, что гранит-пегматиты довольно близкого облика и минерального состава, встречающиеся в самых различных геологических условиях, имеют несколько различный химический состав, что выражается, в частности, величинами K_p=10.07—8.1 (юго-запад Кольского полуострова); 6.79 (Стрельна) и 6.50 (Восточная Сибирь). Этим значениям отвечают условия

Рис. 3. Распределение составов некоторых изверженных горных пород и пегматитоносных гранитов в координатах $K_p—SiO_2$.

I — средние составы по С. Д. Четверикову (1956): *1* — габбро (все); *2* — габбро безоливиновое; *3* — базальт; *4* — анортозит; *5* — диорит без кварцевых диоритов; *6* — диорит с кварцевыми диоритами; *7* — сиенит; *8* — тоналит; *9* — гранодиорит; *10* — щелочноземельный гранит; *11* — послекембрийский гранит; *12* — гранит всех периодов; *13* — докембрийский гранит; *14* — щелочной гранит; *15* — гранит-аплит; *16* — аляскит; *II* — составы искусственных эвтектик; *III* — составы природных эвтектик по А. Е. Ферсману (1960); *IV* — контур составов «идеальных гранитов»; *V*—*VIII* — контуры составов гранитов, материнских для хрусталеносных (*V*), редкоземельных (*VI*), редкометальных (*VII*) и слюдоносных (*VIII*) пегматитов; *IX* — линии регрессии.


Вес.% FeO+MgO+CaO+Na2O
25
20
15
10
5
50
55
60
65
70
75
80
Вес.% SiO2
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
I
II
III
IV
V
VI
VII
VIII
IX

давления, довольно близкие к 5000 бар для гранит-пегматитов Восточной Сибири и Стрельны и значительно большие 5000 бар для гранит-пегматитов юго-запада Кольского полуострова. Предлагаемый метод следует считать дополнительным к традиционным методам петрологии.

ЛИТЕРАТУРА

Архангельская В. В. Особенности образования и состава пегматитоносных гранитоидов СССР. В сб. «Геология месторождений редких элементов», вып. 22, изд. «Недра», М., 1964.

Йодер Х. С. и др. Тройные полевые шпаты. В сб. «Вопросы теоретической и экспериментальной петрологии», Изд. иностр. лит., М., 1963.

Йодер Г. С., К. Э. Тилли. Происхождение базальтовых магм. Изд. «Мир», М., 1965.

Стюарт Д. Б. Система $CaAl_2Si_2O_8$—SiO_2—H_2O. В сб. «Вопросы теоретической и экспериментальной петрологии», Изд. иностр. лит., М., 1963.

Ферсман А. Е. Избр. тр., т. VI, Изд. АН СССР, М., 1960.

Четвериков С. Д. Руководство к петрохимическим пересчетам химических анализов горных пород и определению их химических типов. Госгеолтехиздат, М., 1956.

Luth W. C., Jahns R. H., O. F. Tuttle. The Granite System of pressures of 4 to 10 kilobars. Journal of Geophyscal Research, vol. 69, № 4, 1964.

Tuttle O. F., N. L. Bowen. Origin of granite in the light of experimental studie in the system $NaAlSi_3O_8$—$KAlSi_3O_8$—SiO_2. The Geol. Soc. of Amer., Mem. 74, 1952.

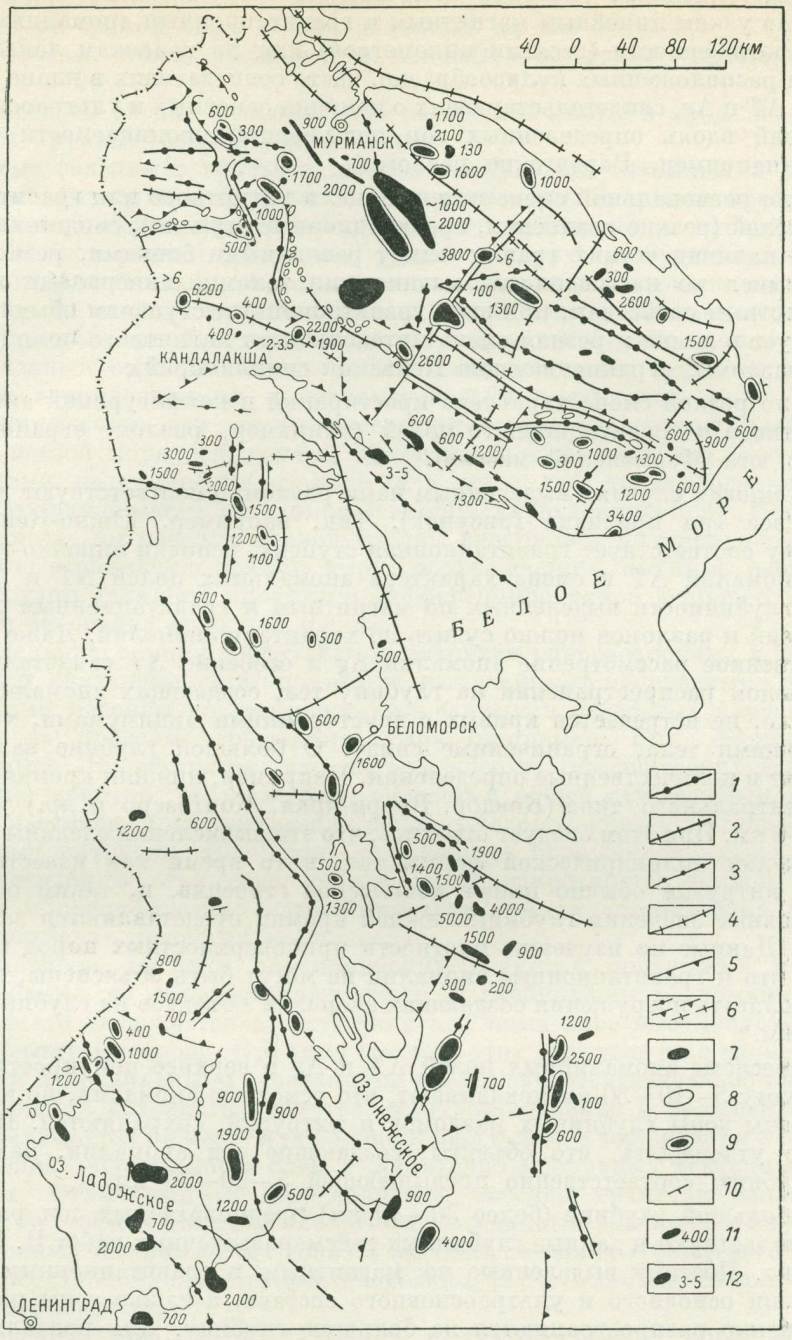
А. Н. Берковский, В. А. Дедеев, К. О. Кратц

О НЕКОТОРЫХ ОБЩИХ АСПЕКТАХ ОСНОВНОГО И УЛЬТРАОСНОВНОГО МАГМАТИЗМА ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА ПО ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ

Авторы предприняли попытку выявить какие-либо общие черты основного и ультраосновного магматизма в советской части Балтийского щита на основе анализа геофизических полей. Предполагается, что такой анализ прежде всего отразит положение и некоторые общие закономерности размещения массивов основных и ультраосновных пород в структуре земной коры. Приводимые выводы дополняются имеющимися данными по геологии и металлогении изученных массивов.

Так как считается, что глубинные разломы имеют ведущее значение в размещении интрузий основных и ультраосновных пород, то на прилагаемой схеме (рисунок) показаны также и устанавливаемые по геофизическим данным глубинные разломы. Основными геофизическими материалами при выделении интрузий основных и ультраосновных пород, а также глубинных разломов, уходящих своими корнями ниже поверхности Конрада в земной коре, являлись аэромагнитные и гравитационные съемки, проведенные Западным геофизическим трестом (сводные государственные магнитные карты), и материалы тематических исследований.

Для плутонических массивов основного и ультраосновного состава характерна повышенная намагниченность и плотность по сравнению с вмещающими породами. Они выделены как по обособленным изометричным или удлиненным аномалиям ΔT большой интенсивности, так и по локальным положительным аномалиям Δg. При этом наиболее надежным признаком интрузивного тела является совпадение в плане аномалий ΔT и Δg (например, Ковдозерская, Стрельнинская и другие интрузии). В отдельных случаях характер аномалий ΔT позволил наметить направление падений интрузий (например, Цагинский массив).



Глубинные разломы и плутонические массивы основного и ультраосновного состава восточной части Балтийского щита (по геофизическим данным).

Глубинные разломы, выделенные по данным аэромагнитной съемки: *1* — по цепочкам линейных аномалий; *2* — по смене характера поля; выделенные по данным гравиметрической съемки: *3* — по цепочкам линейных аномалий; *4* — по смене характера поля; *5* — по гравитационным ступеням; *6* — по гравитационным ступеням, но менее достоверные. Плутонические массивы основных, ультраосновных и щелочных пород, выделенные: *7* — по максимумам поля ΔT; *8* — по максимумам поля Δg; *9* — совместно по максимумам поля ΔT и Δg; *10* — направление падения тел по магнитным аномалиям; *11* — средняя намагниченность 10^{-6} СГС; *12* — глубина до нижних кромок магнитоактивных масс.

Зоны глубинных разломов намечены по следующим признакам:

а) по узким линейным магнитным и гравитационным аномалиям большой протяженности (десятки километров) или по цепочкам локальных, иногда расположенных кулисообразно, часто совпадающих в плане максимумов ΔT и Δg, свидетельствующих о наличии основных и ультраосновных интрузий вдоль определенных зон повышенной проницаемости земной коры (например, Варзугские разломы);

б) по региональной смене интенсивности магнитного или гравитационного полей (резкие градиенты, гравитационные ступени), свидетельствующих о наличии четких границ между различными блоками, резко отличающимися по насыщенности магнитными телами, минералами или по плотностным свойствам, при этом гравитационным ступеням обычно соответствует в плане и резкая смена интенсивности магнитного поля (например, разломы, ограничивающие Кейвский синклинорий);

в) по резкой смене характера простираний и конфигураций аномалий магнитного и гравитационного полей (например, разлом, ограничивающий с юга Мурманский массив).

Во многих случаях выделенным нами разломам соответствуют два или даже все три признака (рисунок). Так, например, Южно-Кейвскому разлому соответствует гравитационная ступень, цепочки линейно-вытянутых аномалий ΔT и смена характера аномальных полей ΔT и Δg.

О глубинности выделенных по магнитным и гравитационным данным интрузий и разломов можно судить по характеру аномалий. Даже только качественное рассмотрение аномалий Δg и особенно ΔT свидетельствует о большом распространении на глубину тел, создающих аномалии. Как правило, не встречается кривых с двусторонними минимумами, характеризующими тела, ограниченные снизу. О большой глубине залегания говорят и количественные определения. Например, нижняя кромка интрузий центрального типа (Ковдор, Вуори-ярви, Контозеро и др.) удалена на 3—6 км. При этом следует отметить, что эти вычисления сделаны в предположении цилиндрической формы тел, в то время как известно, что такие интрузии обычно имеют коническое строение, и, таким образом, полученные значения глубины нижней кромки представляются заниженными. Данные по изучению плотности приповерхностных пород показывают, что и гравитационные аномалии не могут быть объяснены, если не предполагать погружения создающих аномалии объектов на глубину более 5—7 км.*

Пересчеты аномалийных полей ΔT и Δg в верхнее полупространство на высоту 5—10—30 км показывают, что основные аномалии, по которым выделены зоны глубинных разломов и интрузий, сохраняются. Поэтому можно утверждать, что объекты, создающие эти аномалии, находятся на глубине, соответственно превышающей 5—10—30 км.

О большой глубине (более 30—40 км) предполагаемых зон разломов свидетельствуют и данные глубинных сейсморазведочных работ И. В. Литвиненко. Поэтому выделенные по магнитным и гравитационным полям интрузии основного и ультраосновного состава, а также зоны разломов несомненно распространяются на большую глубину. Для подавляющего большинства объектов при этом необходимо предполагать крутые, близкие к 90°, углы падения, что следует из преобладания сравнительно симметричных кривых ΔT и Δg.

---

* К л у ш и н И. Г., Л. Е. Ш у с т о в а. Некоторые вопросы методики интерпретации региональной гравиметровой съемки с целью изучения элементов глубинной структуры северо-восточной части Балтийского кристаллического щита. Прикладная геофизика, вып. 41, 1965.

Все интрузии основных и ультраосновных пород по своему положению в структуре земной коры можно разделить на две группы:

1) массивы, локализующиеся в относительно узких, протяженных линейных зонах;

2) массивы, внешне беспорядочно рассредоточенные в пределах относительно крупных блоков земной коры.

Первые связаны с крутыми, наиболее крупными глубинными разломами, разделяющими и крупные блоки земной коры. Вторые не обнаруживают видимой связи с глубинными разломами. Они могут представлять собой как бескорневые («мертвые») тела типа друзитов среди архейских пород западного Беломорья, отражающие мобильные тектонические условия во время и после интрузии магмы, так и тела, не удаленные далеко от источника магмы. В отдельных случаях массивы второй группы могут быть связаны с очень пологими глубинными разломами, четко не фиксируемыми аэромагнитными и гравиметрическими данными.

Представляется, что массивы, рассредоточенные в пределах архейских блоков земной коры, сложенных архейскими образованиями, являются интрузиями недифференцированной или мало дифференцированной по составу исходной магмы в маломощную мобильную земную кору. В противоположность им массивы первой группы внедрялись по зонам разломов в мощную стабильную земную кору, испытывавшую крупные расколы. Эти интрузии являются продуктом дифференцированной в процессе длительного внедрения исходной магмы.

В отдельную группу обособляются интрузии ультраосновных и щелочных пород, связанные с «автономными», наложенными поперечными разломами. Сами массивы по геофизическим данным в известных случаях не выходят за пределы «гранитного» слоя (например, Ена, Африканда, Турий мыс). Это обстоятельство, вытекающее из геофизических данных, не вполне понятно, но, вероятно, связано с общей сужающейся книзу формой массивов, представляющих собой в целом конического типа платформенные интрузии. Возможно, с подобным положением становления этих массивов в структуре вполне консолидированной земной коры связаны и специфические петрологические и металлогенические черты этих гипербазит-щелочных комплексов.

Крупнейшие массивы докембрийских гранитов подвижных поясов также обычно не обнаруживают связи с глубинными разломами, что прежде всего выражается в отсутствии под ними масс высокоплотных и высокомагнитных пород. Крупные массивы этих гранитов с их изометричными или неправильными очертаниями скорее свидетельствуют об ареальном источнике исходного вещества, и их становление в большей своей массе наблюдается на месте или близко к месту своего зарождения в глубоких сечениях «гранитного» слоя в достаточно мобильных тектонических условиях. Отличными от них являются массивы гранитов рапакиви, которые по геофизическим (и геологическим) данным возникли в крупных региональных тектонических зонах в высоких сечениях «гранитного» слоя в условиях стабильной платформы, вероятно, за счет глубинного источника гранитного вещества.

Отмеченные три группы основных и ультраосновных пород различаются и по своим металлогеническим особенностям. Для первой группы более характерны никель, медь, кобальт, для второй — железо, для третьей — железо, редкие металлы. В целом эти группы магматических пород отражают три отличных друг от друга типа развития земной коры.

С. И. Зак, Б. А. Юдин

ГЛАВНЕЙШИЕ ТИТАНОНОСНЫЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА И СЕВЕРНОЙ КАРЕЛИИ

На Кольском полуострове и в северной Карелии к магматическим формациям, несущим промышленное титановое оруденение, относятся габбро-анортозитовая, габбро-щелочная и ультраосновная—щелочная (рис. 1). Интрузии данных формаций отличаются друг от друга по возрасту, структурному положению и форме, типу дифференциации и характеру оруденения. Геология, минералогия и петрология различных интрузивов детально изучалась А. А. Полкановым, Н. А. Елисеевым, Э. Н. Елисеевым и Г. И. Кавардиным (1967), А. А. Кухаренко, М. П. Орловой и др. (1965), А. И. Богачевым, С. И. Заком и др. (1963), Б. А. Юдиным (Юдин, 1960; Козлов, Юдин, Докучаева, 1967). Сводные данные о рассматриваемых формациях, заимствованные из предыдущих публикаций и наших материалов, приведены в табл. 1.

Габбро-анортозитовая формация. На территории рассматриваемого региона нижнепротерозойская габбро-анортозитовая формация представлена массивами Главного хребта, Цагинским, Кейв и озера Погеръявр. К этой же формации нами отнесены интрузивные комплексы габбро-анортозитов Колвицких, Кандалакшских и Сальных тундр. По геологическому положению интрузивы данной формации разделяются на 1) массивы, приуроченные к глубинным разломам субмеридионального простирания, — Цагинский и озера Погеръявр; 2) интрузивные тела, приуроченные к обрамлениям подвижных поясов преимущественно северо-западного простирания, — Кейв, Колвицких, Кандалакшских и Сальных тундр и 3) массивы Главного хребта, располагающиеся на сочленении глубинных разломов с подвижными поясами (рис. 1). Массивы Цагинский и Главного хребта имеют лополитоподобную форму, а интрузивы Кейв, Колвицких тундр и других районов характеризуются пластовой формой. Интрузии являются однофазными, ритмично дифференцированными. Субфазы даек и жильных образований представлены лабрадоритами, габбро-пегматитами и габбро-диабазами.

В ряде интрузивов Кейв и Цагинского массива, несущих богатое титаномагнетитовое оруденение, совмещается два направления кристаллизационной дифференциации магмы. В краевых частях интрузий дифференциация магмы происходила по «принципу Боуэна», т. е. с накоплением в остаточном расплаве SiO_2, Na_2O и K_2O; в центральных — ярко проявилась кристаллизационная дифференциация с «тенденцией Феннера», т. е. с накоплением в остаточных расплавах железа и TiO_2 (табл. 1, *см. вкладку*). Соответственно этим условиям кристаллизации в сингенетичных рядах краевых комплексов первыми формировались титаномагнетитовые оливиниты и троктолиты, последними — габбро и габбро-нориты. В центральных комплексах, наоборот, сингенетичные ряды начинаются с плагиоклазитов и габбро, промежуточными членами являются существенно титаномагнетитовые породы: троктолиты, оливиниты, пироксениты и конечными — мономинеральные титаномагнетитовые руды. В каждом из комплексов этих интрузивов устанавливается различный порядок кристаллизации минералов (табл. 1). Изменяется и состав породообразующих минералов в породах нисходящих сингенетичных рядов комплексов от относительно магнезиальных оливинов к железистым и от основных плагиоклазов к более кислым. В породах краевого комплекса оливины более железистые (48—51 и 56—61% Fa), а плагиоклазы более кислые (65—51 и 49—33% An), чем в центральном комплексе, где оливины относительно магнезиальные

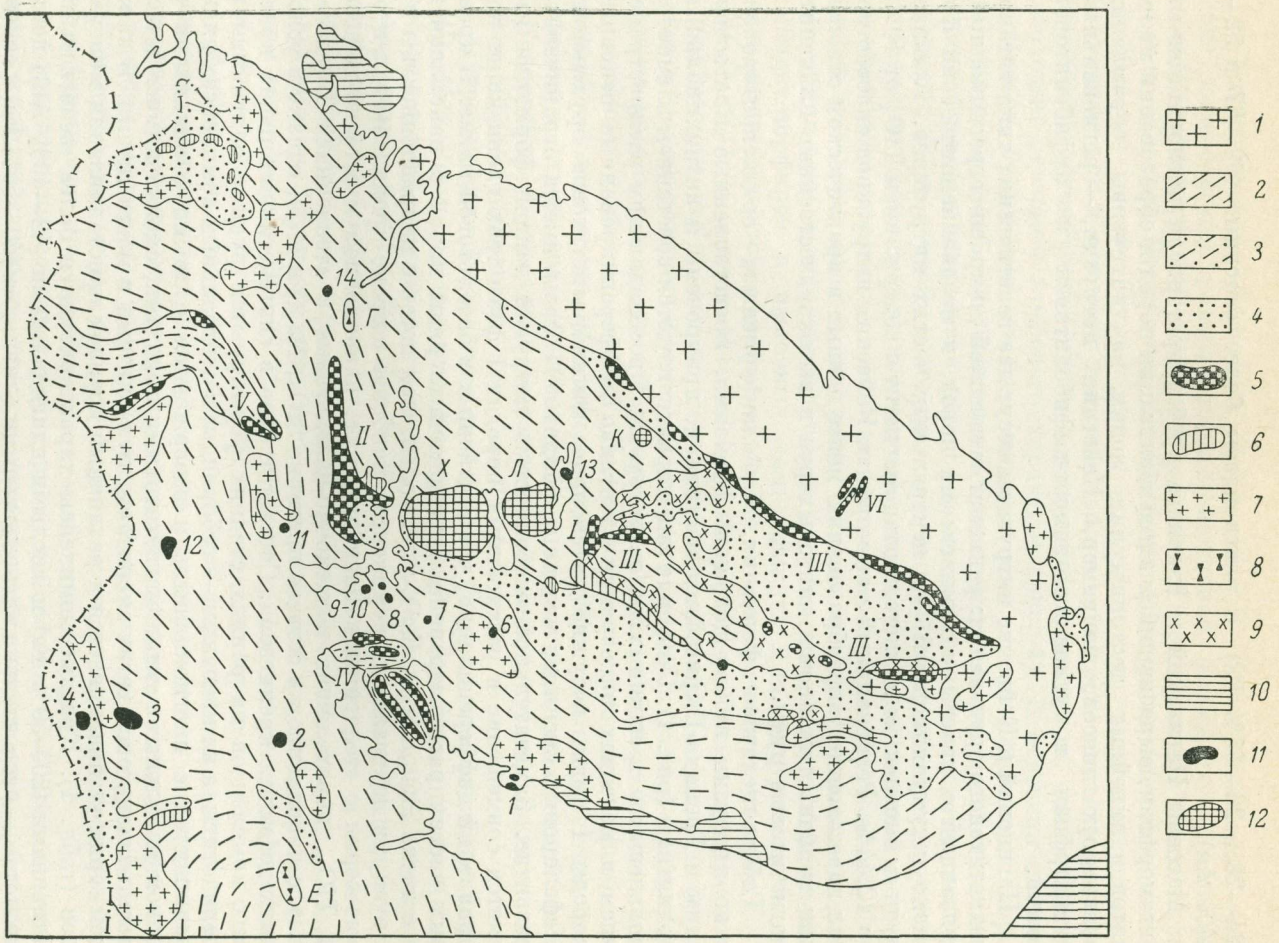


Рис. 1. Схема размещения интрузий главнейших титаноносных магматических формаций на Кольском полуострове и в северной Карелии.

1 — нерасчлененный комплекс гнейсов, гнейсо-гранитов, гранитоидов архея (Мурманский кристаллический массив); *2* — комплекс гнейсов, гнейсо-гранитов и мигматитов архея; *3* — комплекс гранулитов верхнего архея; *4* — протерозойские супракрустальные и вулканогенные образования; *5* — нижнепротерозойская габбро-анортозитовая формация (массивы: *I* — Цагинский, *II* — Главного хребта, *III* — Кейв, *IV* — Колвицкий и Кандалакшских тундр, *V* — Сальных тундр, *VI* — озера Погеръявр); *6* — протерозойские интрузии базитов и гипербазитов; *7* — протерозойские гранитоиды; *8* — верхнепротерозойская габбро-щелочная формация (массивы: *Г* — Гремяха-Вырмесский; *Е* — Елетьозерский); *9* — верхнепротерозойские интрузии щелочных гранитов; *10* — иотнийские и нижнекембрийские субплатформенные и платформенные отложения; *11* — каледонская ультраосновная щелочная формация (массивы: *1* — о. Турий, *2* — Ковдозерский, *3* — Вуориярвинский, *4* — Салланлатвинский, *5* — Песочный, *6* — Ингозерский, *7* — Салмагорский, *8—10* — Хабозерская группа интрузий, *11* — Маврогубинский, *12* — Ковдорский, *13* — Кургинский, *14* — Себльяврский); *12* — герцинская нефелин-сиенитовая формация (массивы: *Х* — Хибинский, *Л* — Ловозерский, *К* — Контозерский). Геологической основой схемы является геологическая карта Мурманской области, составленная Л. Н. Потрубович под редакцией Л. Я. Харитонова (1958).

(24—28 и 26—45% Fa), а плагиоклазы более основные (69—67 и 52—44% An).

Массивы Цагинский и Главного хребта претерпели дислокационный метаморфизм, выразившийся в амфиболизации пород и образовании милонитов в линейных тектонических зонах, а интрузивы обрамления подвижных поясов, например, Кейвские интрузии, — региональный метаморфизм в условиях эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций.

Цагинский и Кейвские интрузивы несут два генетических типа титаномагнетитового оруденения: раннемагматический шлирово-сегрегационный, связанный с краевыми комплексами пород, и позднемагматический фузивно-аккумуляционный — в центральных частях интрузивов. Главным рудным минералом является титаномагнетит с содержанием TiO_2 от 10.41 до 12.44%. Региональный метаморфизм Кейвских интрузивов способствовал качественному преобразованию менее ценных в практическом отношении типичных титаномагнетитовых руд в высококачественные ильменит-магнетитовые руды.

Габбро-щелочная формация. Субплатформенные среднепротерозойские интрузии габбро-щелочной формации, представленные Елетьозерским и Гремяха-Вырмесским массивами, приурочены к антиклинальным поднятиям (рис. 1). По форме они характеризуются сочетанием элементов кольцевых и трещинных типов интрузий. Преобладающим распространением в массивах пользуются отчетливо дифференцированные основные породы I фазы, несущие интенсивное титаномагнетитовое оруденение. Нефелиновые сиениты, ювиты и ийолиты II фазы имеют ограниченное развитие. Замечательной особенностью интрузий данной формации является совмещение в расслоенных породах I фазы трех главнейших направлений дифференциации, установленных в базальтовой магме. В краевых частях распространены сингенетичные ряды пород с накоплением в остатке SiO_2, Na_2O, K_2O, т. е. толеитовая ветвь с направленностью по Боуэну; в центральных комплексах наиболее широко проявлены толеитовые серии с «тенденцией Феннера», т. е. накоплением в остатке железа и TiO_2, переходящие в щелочно-базальтовые с «тенденцией Боуэна», т. е. с накоплением в остатке повторно SiO_2, Na_2O и K_2O, однако в условиях дефицита кремнезема. Соответственно в сингенетичных рядах краевых комплексов на ранних стадиях формируются рудные оливиниты и перидотиты, а на конечных — габброиды; в центральных комплексах ряды начинаются с плагиоклазитов и завершаются рудными оливинитами и мономинеральными титаномагнетитовыми породами, сменяющимися в щелочно-базальтовой ветви акеритами, пуласкитами и монцонитами. В каждой серии устанавливается и различный порядок кристаллизации минералов (табл. 1). Краевые комплексы характеризуются более железистыми оливинами (20—50% Fa) и кислыми плагиоклазами (42—49% An); центральные — относительно магнезиальными оливинами (40—85% Fa) и основными полевыми шпатами (40—80% An). Состав минералов изменяется от более магнезиальных оливинов к железистым и от основных плагиоклазов к кислым.

Как и в габбро-анортозитовой формации, в краевых комплексах установлено раннемагматическое сегрегационное титаномагнетитовое оруденение, в центральных — позднемагматическое фузивное ильменит-титаномагнетитовое оруденение. Титаномагнетиты центральных комплексов отличаются более высоким содержанием TiO_2 (11.90—19.04%) по сравнению с краевыми (12—14%). В зонах амфиболизации, связанных с тектоническими нарушениями, вследствие перекристаллизации титаномагнетита резко повышается количество свободных зерен ильменита и магнетита.

Ультраосновная—щелочная формация. В Карело-Кольском регионе палеозойская ультраосновная—щелочная формация представлена платформенными многофазными массивами центрального типа (Африканда, Ковдор, Вуориярви, Лесная варака и др.) и многочисленными дайковыми телами (Турий мыс и др.). Эти интрузивы располагаются группами или в одиночку и приурочены к субширотно вытянутым зонам древних тектонических швов, омоложенных поздними движениями и молодым разломом глыбового характера (рис. 1). В строении сложных массивов принимают участие породы трех петрографических серий: а) гипербазитовой, представленной оливинитами и пироксенитами, несущими фузивное титаномагнетитовое и перовскит-титаномагнетитовое оруденение; б) щелочной, объединяющей мельтейгиты, ийолиты, уртиты и щелочные пегматиты; в) карбонатитовой, включающей пестрый в петрографическом отношении комплекс постмагматических образований. С самыми молодыми фазами внедрения в ряде массивов связаны жильные канкринитовые и нефелиновые сиениты, дайки тингуаитов, нефелинитов, ийолит-порфиров и щелочных лампрофиров. Для интрузивов данной формации характерна дифференциация с накоплением в остатке SiO_2, Na_2O, K_2O, т. е. с «тенденцией Боуэна», но в условиях недосыщенности кремнеземом, что приводит к формированию щелочных пород. Для формации в целом устанавливается зависимость между глубиной эрозионных срезов массивов и распространенностью в них указанных серий пород. В массивах глубоких сечений (Лесная варака, Африканда) преобладает гипербазитовая серия. Массивы средних глубин характеризуются более сложным строением, обусловленным присутствием всех серий пород (Ковдорский, Вуориярви). Близповерхностные интрузивы сложены главным образом щелочными породами (Турий мыс).

Породам данной формации свойственны более магнезиальные оливины (10—15% Fa) по сравнению с вышерассмотренными формациями. Общая обогащенность магмы и особенно ультраосновных комплексов первых интрузивных фаз Ca, Mg, Na, Fe, Ti при значительном дефиците Si и Al привела к формированию фузивных титаномагнетитовых и перовскит-титаномагнетитовых месторождений в массивах Африканды, Лесной вараки и др. Титаномагнетит этих месторождений характеризуется меньшим содержанием TiO_2 (7.31—10.40%) по сравнению с вышеописанными формациями, отсутствует ильменит в свободных зернах.

В интрузиях ультраосновной—щелочной формации проявились интенсивные реакционно-метасоматические преобразования оливинитов и пироксенитов первых интрузивных фаз под влиянием поздних щелочных интрузий. Претерпели изменения и титаномагнетитовые и перовскит-титаномагнетитовые руды, которые в результате реакционно-метасоматических процессов преобразовались в магнетитовые руды.

Сравнительный анализ структурного положения, особенностей строения и химизма массивов, типов дифференциации и характера рудоносности дает основание сделать следующие выводы.

1. Главнейшей особенностью интрузивов рассматриваемых формаций является их приуроченность к областям с субплатформенным и платформенным режимом, что и предопределяет их продуктивность в отношении титановых месторождений. По мере перехода от интрузивов древних формаций к молодым устанавливается последовательный рост стабилизации земной коры. Интрузии габбро-анортозитовой формации располагаются преимущественно в зонах сочленения с подвижными поясами, габбро-щелочной — в центре геоантиклинальных поднятий при общем субплатформенном режиме, ультраосновной—щелочной — в пределах полностью консолидированной платформы. Одновременно происходит рост удельного веса в составе интрузий ультраосновных и щелочных пород, обогащение

среднего состава магм магнием, кальцием, суммой щелочей и падение содержания кремнезема и алюминия (табл. 2). Соответственно растет магнезиальность оливинов и основность полевых шпатов. Подобное изменение химизма магм обусловлено миграцией очагов зарождения расплавов в более глубокие горизонты по мере стабилизации земной коры (Кузнецов, 1964).

2. К уникальным явлениям относится сочетание в пределах единых интрузий габбро-щелочной формации трех важнейших серий дифференциации базальтовой магмы: толеитовой с «тенденцией Феннера», толеитовой с «тенденцией Боуэна» и щелочно-базальтовой. Это обстоятельство убедительно подтверждает вывод Г. С. Йодера и К. Э. Тилли (1965) о том, что все серии дифференциации могут возникнуть из общей родоначальной магмы. Приуроченность серий дифференциации с «тенденцией Боуэна» только к краевым частям массивов габбро-анортозитовой и габбро-щелочной формаций согласуется с гипотезой Э. Ф. Осборна (Osborn, 1959) об ассимиляции воды из вмещающих пород, что создает относительно повышенные давления летучих, необходимых для такого направления эволюции расплавов. Центральные комплексы, изолированные от вмещающих пород, дифференцируются с «тенденцией Феннера», что позволяет предполагать, что данная направленность дифференциации и является характерной для глубинных базальтовых магм. Последующий переход в пределах одного и того же интрузива толеитовой серии с «тенденцией Феннера» в щелочно-базальтовую серию обусловлен, по-видимому, естественным увеличением давления H_2O вследствие накопления летучих в процессе кристаллизационной дифференциации. Изменение порядка кристаллизации и направленности эволюции расплавов высокоглиноземистых базальтовых магм, к которым, судя по содержанию Al_2O_3 (15.3—20.5%) ближе всего стоят первичные магмы габбро-анортозитовой и габбро-щелочной формаций (в зависимости от давления H_2O), прекрасно иллюстрируется экспериментальными данными Г. С. Йодера и К. Э. Тилли (1965). Относительно высокие давления H_2O, существовавшие в период формирования толеитовой серии с «тенденцией Боуэна» и щелочно-базальтовой серии, приводят к выделению на силикатном ликвидусе оливина, низкие давления, присущие серии с «тенденцией Феннера»,

Таблица 2

Средний химический состав габбро-анортозитовой (I), габбро-щелочной (II) и ультраосновной—щелочной (III) формаций Кольского полуострова и северной Карелии

Компоненты	I	II	III
SiO_2	45.38	42.40	36.38
TiO_2	1.59	3.61	3.22
ZrO_2	0.005	0.006	0.047
Al_2O_3	20.50	15.29	7.94
Sc_2O_3	0.01	0.005	0.004
$(Y, TR)_2O_3$	—	0.029	0.183
Fe_2O_3	6.43	5.61	8.37
FeO	7.85	10.70	6.88
CoO	0.006	0.007	0.012
NiO	0.01	0.007	0.035
MnO	0.11	0.22	0.12
MgO	3.70	5.27	14.95
CaO	9.99	10.09	14.46
SrO	0.21	0.06	0.15
BaO	0.19	0.13	0.09
Na_2O	3.04	3.01	3.17
K_2O	0.40	1.30	1.52
P_2O_5	0.05	0.58	0.37
$(Nb, Ta)_2O_5$	—	0.01	0.045
CO_2	0.01	0.19	1.80
S, SO_3	Следы.	0.12	0.04
F	—	0.11	0.10
Cl	—	0.04	0.02
H_2O	1.05	1.63	0.66
$O=F_2, Cl_2, S$	—	0.12	0.07
Сумма	100.53	100.54	100.64
Автор	По подсчетам Б. А. Юдина	А. А. Кухаренко (1967)	

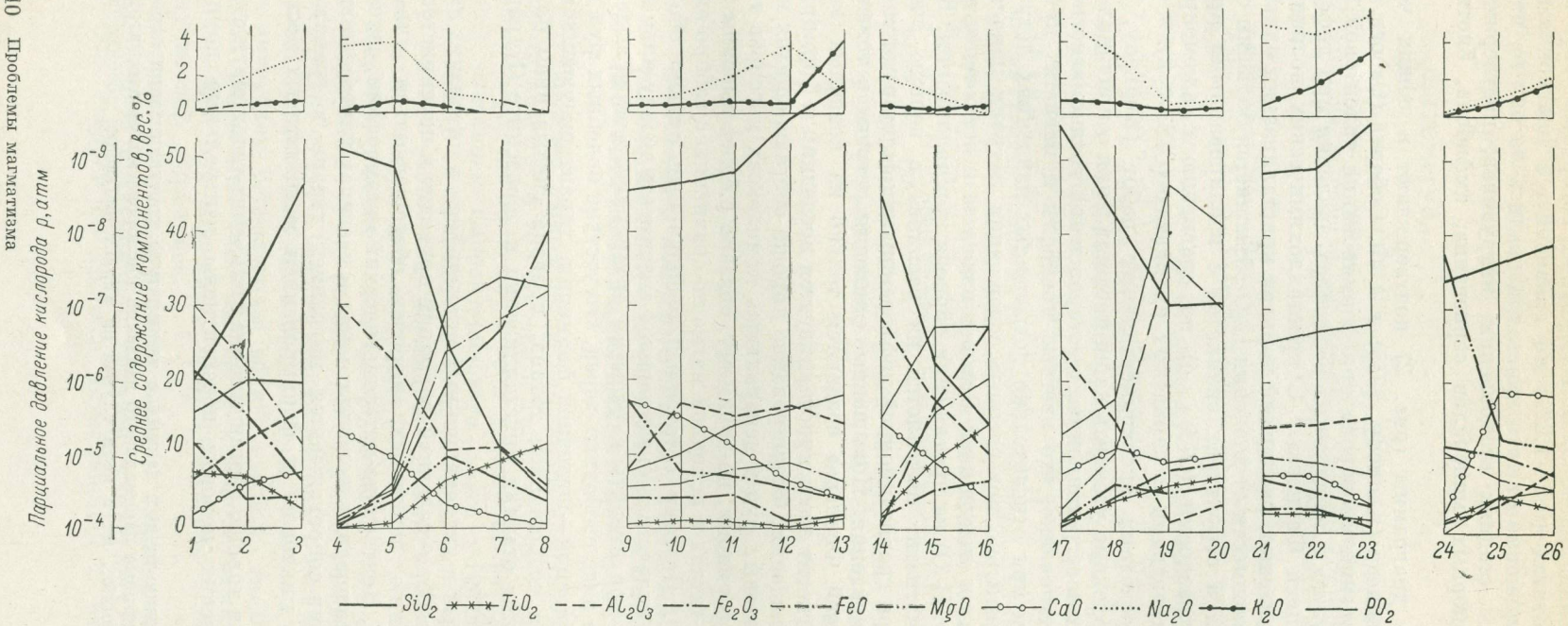


Рис. 2. Вариационные диаграммы химического состава горных пород главнейших титаноносных магматических формаций Кольского полуострова и северной Карелии.

Габбро-анортозитовая формация (Цагинский массив): краевой комплекс (*1* — титаномагнетитовые оливинит и троктолит; *2* — титаномагнетитовый плагиоклазит; *3* — габбро-норит и габбро); центральный комплекс (*4* — плагиоклазит; *5* — габбро; *6* — титаномагнетитовое габбро; *7* — титаномагнетитовые оливинит, троктолит, пироксенит; *8* — мономинеральные титаномагнетитовые породы). Габбро-щелочная формация: Елетьозерский массив — краевой комплекс (*9* — оливиновое габбро; *10* — габбро; *11* — амфиболовое габбро; *12* — кварцевый диорит; *13* — мангерит) и центральный комплекс (*14* — плагиоклазит; *15* — оливиновое габбро; *16* — титаномагнетитовый перидотит); массив Гремяха-Вырмес (центральный комплекс) (*17* — плагиоклазит; *18* — габбро; *19* — пироксенит; *20* — перидотит; *21* — олигоклазовое габбро; *22* — акерит; *23* — пуласкит). Ультраосновная — щелочная формация: *24* — оливинит; *25* — пироксенит.; *26* — нефелиновый пироксенит.

приводят к выделению плагиоклаза. Повышенное содержание H_2O в оливинитах и перидотитах (0.5—1.2%) по сравнению с плагиоклазитами (0.25—0.35%), независимо от того кристаллизовались ли они на начальных или конечных стадиях становления интрузивов, подтверждается развитием постериорных минералов серпентина, амфибола, биотита и хлорита.

Вариационные диаграммы (рис. 2) подтверждают в общих чертах гипотезу Г. К. Кеннеди (Kennedy, 1955) и Э. Ф. Осборна (Osborn, 1959) о постоянстве давления кислорода при формировании толеитовой серии с «тенденцией Боуэна» и переменных величинах давления при дифференциации с «тенденцией Феннера».* С кристаллохимических позиций, по мнению И. В. Давиденко, различный порядок кристаллизации оливина и плагиоклаза в зависимости от давления H_2O объясняется большим содержанием кислорода в структурах силикатов с изолированными кремнекислородными тетраэдрами ($O/Si \geqslant 4$) по сравнению с алюмокремнекислородными тетраэдрами в каркасных силикатах ($O/Si < 2$).

3. В свете последних экспериментальных работ (Kennedy, 1955; Osborn, 1959) необходимо уточнить наши представления о причинах образования фузивных и сегрегационных месторождений титаномагнетитовых руд. Опытами установлено, что цветные минералы и магнетит кристаллизуются первыми при относительно повышенных давлениях летучих и кислорода. Относительно повышенные содержания летучих появляются в толеитовой серии с «тенденцией Боуэна» изначала и остаются стабильными (постоянство H_2O) на протяжении периода кристаллизации. В этих условиях титаномагнетит выделяется из расплава в первую очередь, вследствие чего при гравитационной дифференциации формируются сегрегационные месторождения. Повышенные давления летучих в толеитовой ветви с «тенденцией Феннера» создаются только на конечных этапах, поэтому титаномагнетит здесь кристаллизуется последним и формируются фузивные месторождения. Формирование хорошо обогащающихся ильменит-титаномагнетитовых руд в центральных комплексах массивов только габбро-щелочной формации, по-видимому, связано с более высоким содержанием двуокиси титана в исходной магме по сравнению с габбро-анортозитовой (табл. 2). Поэтому остаточный расплав был сильно обогащен титаном, который вследствие ограниченной смесимости между ильменитом и магнетитом не мог входить в решетку титаномагнетита и выделялся как избыточный в виде свободных зерен. Отсутствие подобных руд в интрузивах ультраосновной—щелочной формации, характеризующихся аналогичным средним содержанием титана, вызвано связыванием большей его части на ранних стадиях кристаллизации в перовските (Кухаренко, Орлова и др., 1965).

4. Региональный и дислокационный метаморфизм в интрузиях габбро-анортозитовой и габбро-щелочной формаций приводит к перекристаллизации и образованию зернистых, хорошо обогащающихся ильменит-магнетитовых руд. Контактово-метасоматический метаморфизм, связанный с внедрением более поздних щелочных магм, в массивах ультраосновной—щелочной формации сопровождается миграцией титана в гранат, флогопит и другие минералы и формированием магнетитовых месторождений.

5. Для поисков хорошо обогащающихся ильменит-титаномагнетитовых руд в магматических породах перспективны центральные комплексы

---

* Ввиду отсутствия точных данных о температуре кристаллизации пород приведенные на рис. 2 кривые парциального давления кислорода могут рассматриваться только как качественные, ни в коем случае не характеризующие абсолютные значения давлений.

интрузий габбро-щелочной формации. В пределах массивов габбро-анортозитовой и габбро-щелочной формаций для выявления месторождений высококачественных ильменит-магнетитовых руд благоприятны интрузии, претерпевшие региональный метаморфизм.

ЛИТЕРАТУРА

Богачев А. И., С. И. Зак, Г. П. Сафронова, К. А. Инина. Геология и петрология Елетьозерского массива габброидных пород Карелии (Геология, петрография, петрология, металлогения). Изд. АН СССР, М.—Л., 1963.

Йодер Г. С., К. Э. Тилли. Происхождение базальтовых магм. Изд. «Мир», М., 1965.

Козлов Е К., Б. А. Юдин, В. С. Докучаева. Основной и ультраосновной комплексы Монче-Волчьих и Лосевых тундр. Изд. «Наука», Л., 1967.

Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. Изд. «Недра», М., 1964.

Кухаренко А. А. Щелочной магматизм восточной части Балтийского щита. Зап. ВМО, ч. XCVI, вып. 5, 1967.

Кухаренко А. А., М. П. Орлова, А. Г. Булах, Э. А. Багдасаров, О. М. Римская-Корсакова, Е. И. Нефедов, Г. А. Ильинский, А. С. Сергеев, Н. Б. Абакумова. Каледонский комплекс ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов Кольского полуострова и северной Карелии (геология, петрология, минералогия и геохимия). Изд. «Наука», М., 1965.

Полканов А. А., Н. А. Елисеев, Э. Н. Елисеев, Г. И. Кавардин. Массив Гремяха-Вырмес на Кольском полуострове. Изд. «Наука», М.—Л., 1967.

Юдин Б. А. Титаномагнетитовое оруденение в Цагинском массиве габбролабрадоритов. В сб. «Вопросы геологии и минералогии Кольского полуострова», вып. 3, Изд. АН СССР, М.—Л., 1960.

Kennedy G. C. Some aspects of the role of water in rock melts. Geol. Soc. Amer., Special paper, 62, 1955.

Osborn E. F. Role of oxygen pressure in the crystallization and differentiation of basaltic magma. American journal of science, vol. 257, № 9, 1959.

Л. А. Виноградов

ФОРМАЦИЯ АЛЬПИНОТИПНЫХ ГИПЕРБАЗИТОВ ЮГО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА (НОТОЗЕРСКИЙ ГИПЕРБАЗИТОВЫЙ ПОЯС)

Согласно данным автора, нижнепротерозойский гипербазитовый пояс протягивается от гор Кареки и Тепси на юге в район юго-западной части Нот-озера, где включает в себя группу интрузивных тел, известных под названием Серпентинитового пояса (Мурашов, 1958), далее к северо-востоку он проходит до Кацким-озера и оттуда следует к юго-востоку до юго-восточного окончания Сальных тундр. Общая длина его составляет более 200 км (рис.1).

На всем протяжении пояса гипербазитовые тела залегают главным образом в верхней части разреза беломорской гнейсовой толщи. При этом на участке от горы Карека-тундры до горы Ханлаут они приурочены к пачке сланцеватых амфиболитов, далее между горой Ханлаут и Кацким-озером интрузивы расположены вблизи контакта гнейсов с гиперглиноземистыми сланцами тундр Корва и в полосе между Кацким-озером и оз. Равь-ярш они маркируют зону сочленения беломорских гнейсов с гранулитовой формацией.

Структурно интрузия располагается в крыльях и замковой части кандалакшского антиклинория, причем в пределах северо-восточного крыла она следует по границе антиклинория с сальнотундровским

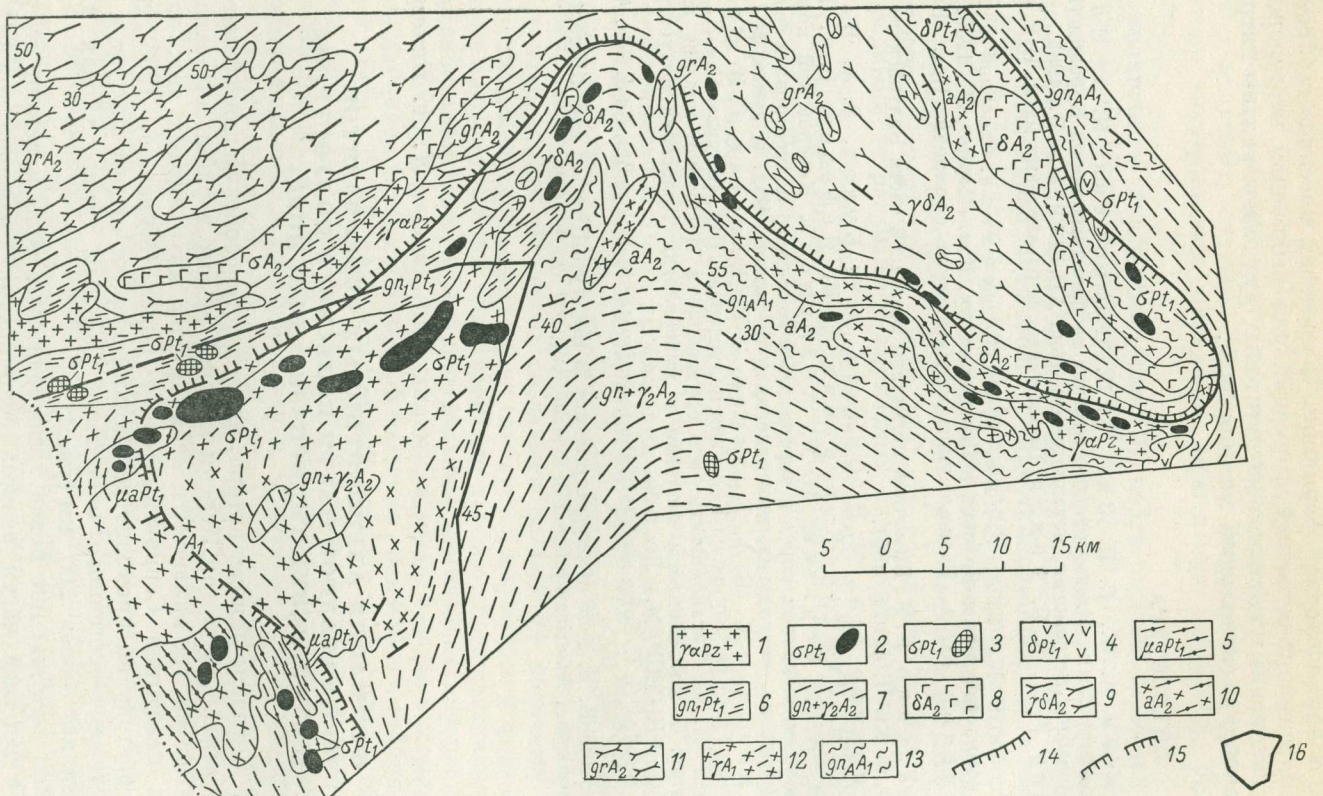


Рис. 1. Геолого-структурная карта юго-западной части Кольского полуострова (по Л. Я. Харитонову, Л. Н. Потрубович и данным автора).

1 — щелочные граниты и сиениты; *2* — ультраосновные породы гипербазитового пояса; *3* — пироксениты, перидотиты и габбро; *4* — габбро, габбро-нориты, габбро-анортозиты и анортозиты; *5* — сланцеватые амфиболиты с подчиненными им биотитовыми гнейсами и сланцами тундр Терма, Карека и др.; *6* — биотитовые, гранатовые, кианитовые, ставролитовые и другие гнейсы; *7* — мигматиты микроклиновых гранитов и частью плагиогранитов по нерасчлененным гнейсам Беломорского района; *8* — габбро-нориты, габбро-анортозиты, лабрадориты Сальных тундр; *9* — основные гранулиты: гнейсо-нориты и гиперстеновые гнейсо-диориты; *10* — гранат-полевошпатовые амфиболиты; *11* — кислые гранулиты: гранат-кварцево-полевошпатовые породы; *12* — существенно олигоклазовые гнейсо-граниты с подчиненными гранодиоритами и мигматиты по древним гнейсам; *13* — нерасчлененный комплекс гранат-биотитовых и биотитовых гнейсов с подчиненными пироксенитами и амфиболовыми разновидностями; *14* — границы Сальнотундровского синклинория; *15* — предполагаемое замыкание Кандалакшского антиклинория; *16* — район гипербазитового пояса, изученный автором.

синклинорием, где по геофизическим данным между гнейсами и гранулитами проходит глубинный разлом. Этот разлом прослеживается вдоль всего южного контакта гранулитов с гнейсами и уходит к западу на территорию Финляндии, тогда как гипербазитовый пояс, следуя за ним до района горы Падос-тундры, затем круто изгибается к юго-востоку и тянется в этом направлении около 40 км без видимой связи с какой-либо тектонической зоной.

Наиболее крупные интрузивные тела приурочены к призамковой части кандалакшского антиклинория, а на крыльях развиты многочисленные мелкие линзы и силлоподобные залежи.

Автором изучена юго-западная часть гипербазитового пояса протяженностью 80 км, от горы Лотм-варака на северо-востоке до горы Кареки на юге (рис. 2).

В этом районе мы выделяем две ветви пояса, которые далее называются соответственно северо-восточной и южной. Северо-восточная ветвь включает в себя массивы: Падос-тундру, Чапес-вараку, Ягельную-вараку, Кыйбушк-вараку и ряд мелких линзовидных тел. Все они располагаются в беломорских гнейсах, в зоне контакта последних с протерозойскими сланцами свиты корва, а наиболее крупный интрузив — Падос-тундра находится на самом контакте этих толщ.

Вмещающие породы простираются на северо-восток и погружаются к северо-западу под углом 60—70°.

В современном срезе гипербазитовые тела имеют формы, близкие к контурам выпуклых или сильно вытянутых, уплощенных линз размером от 2 до 12 км в длину и от 90 до 700 м мощностью.*

Массивы первично расслоены на дуниты, гарцбургиты и бронзититы. Мощность слоев — от единиц сантиметров до 100 м и протяженность от десятков до сотен метров, а иногда до 1.5 км. Контакты их резкие, четкие, большей частью ровные. Слои простираются согласно с контактами самих интрузивов, но наклонены, как правило, на 10—15° положе последних. Нередко в направлении от подошвы к кровле происходит дальнейшее постепенное выполаживание слоев (в Падос-тундре, например, от 55 до 25°).

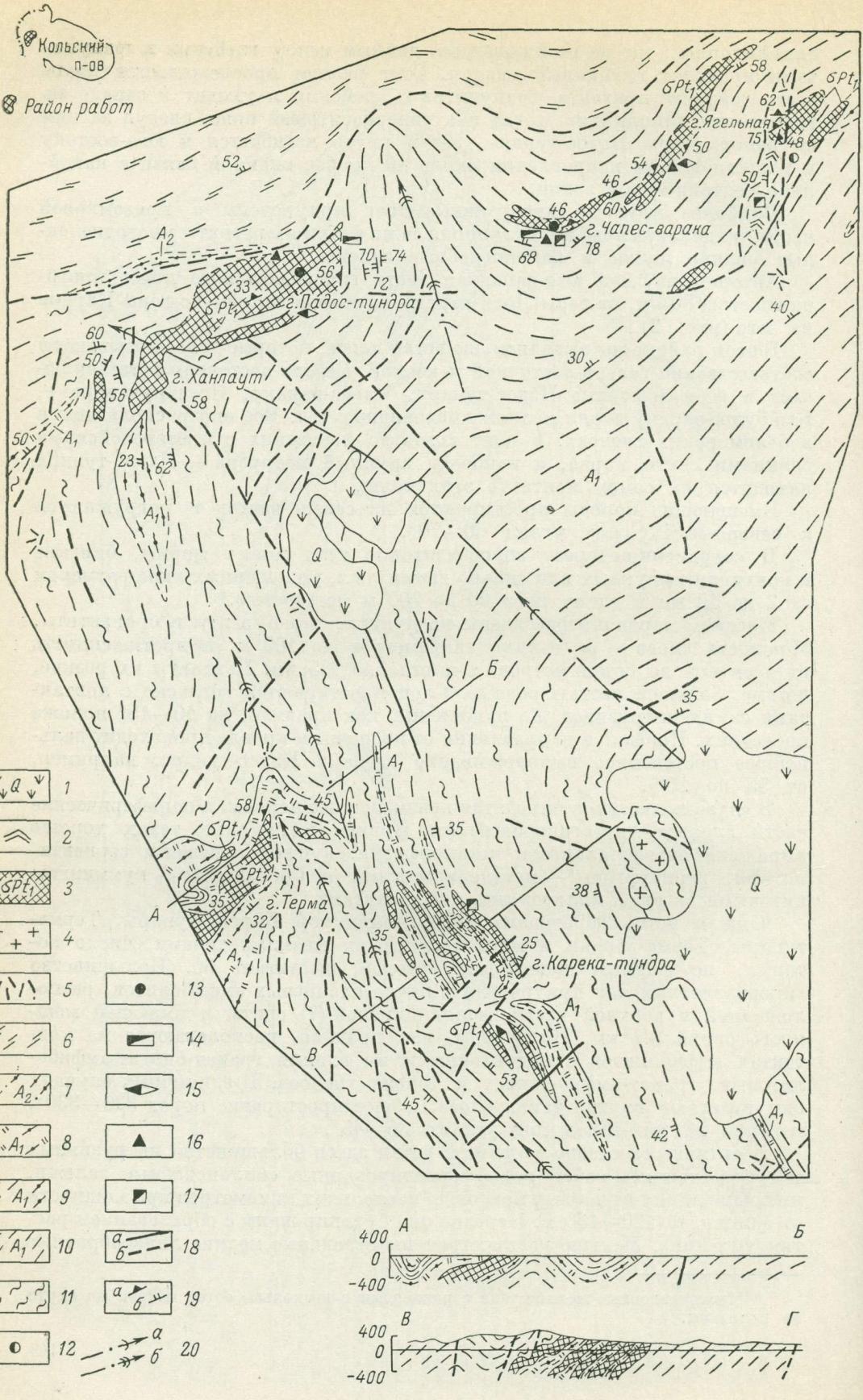
В «ядрах» массивов находятся неизмененные породы, а периферические части сложены метагипербазитами, причем в крупных телах хорошо выражена избирательность метаморфизма: дуниты замещены серпентинитами, гарцбургиты — метаперидотитами и бронзититы — куммингтонитовыми и антофиллитовыми амфиболитами.

Южная ветвь образована интрузивами гор Карека-тундры, Терма-тундры, Терма-вараки и многочисленными мелкими телами, число которых, по данным некоторых авторов, достигает 60. Большинство гипербазитовых тел приурочено к пачке сланцевых амфиболитов, расположенной в верхней части хеталамбинской (?) свиты и имеющей мощность около 0.7 км. Интрузивы, как правило, располагаются на контактах амфиболитов с подчиненными им слоями гранат-биотит-амфиболитовых, гранат-амфиболовых и других гнейсов. В единичных случаях они залегают внутри таких слоев. Общее простирание пород 320—330°, падение на юго-запад под углами 35—45°.

В отличие от северо-восточной ветви здесь большинство интрузивных тел представляет собой недифференцированные силлоподобные залежи, имеющие длину от первых метров до нескольких километров при мощности от единиц до 120—130 м. Нередко они будинированы с образованием растянутых линз. Меньше распространены отдельные мелкие линзообразные

---

* Многочисленные мелкие тела с размерами в несколько сотен метров на карте не показаны.


Кольский п-ов
Район работ
г. Ягельная
г. Чапес-варака
г. Падос-тундра
г. Ханлаут
г. Терма
г. Карека-тундра
А
Б
В
Г
400
0
-400
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20

тела, также залегающие согласно с вмещающими породами. Исключение из этой группы по своим размерам составляет массив горы Терматундра. В срезе он представляет собой согласное линзовидное тело, имеющее мощность около 400 м, обладающее реликтами первичной расслоенности, сильно деформированное согласно с вмещающими породами.

Все гипербазитовые тела южной ветви деформированы в процессе складчатости гораздо более интенсивно, чем массивы северо-восточной ветви и сложены в большинстве случаев тальк-хлоритовыми сланцами и меньше метаперидотитами и серпентинитами. Очень редко наблюдаются ортоамфиболиты.

Петрохимические особенности гипербазитов (таблица) представляются типичными для формации рассматриваемых пород. Некоторым отклонением является повышенное содержание железа по сравнению с альпинотипными гипербазитами юга Сибири и других районов. По известному соотношению магния с железом (по Г. Хессу) породы хорошо отличаются от ультраосновных дифференциатов габбро-перидотит-дунитовой формации печенгской группы, в составе которых отсутствует ромбический пироксен, но в то же время неотличимы от подобных дифференциатов плутона Монче-тундры, где ортопироксены преобладают.

Суммируя сказанное в статье, можно сделать следующие выводы.

1. Гипербазитовая интрузия приурочена к зоне сочленения сальнотундровского синклинория с Кандалакшским антиклинорием и, возможно, связана с пограничным разломом, известным в этой зоне. (Южная часть цепи массивов отклоняется от указанной зоны в сторону гнейсов на расстояние более 40 км).

2. Гипербазитовый пояс имеет большую протяженность и образован одной или несколькими сближенными цепочками ультраосновных тел. На этом основании рассмотренная группа, возможно, является частью крупного одноименного пояса, который, согласно В. Л. Егояну и В. Е. Хаину (1953), проходит через Кольский полуостров, Скандинавию и далее на юго-запад. Расхождение заключается лишь в возрасте интрузии, которая, по указанным авторам, является древнекаледонской.

3. Интрузия приурочена к более или менее определенному стратиграфическому уровню (верхи беломорской гнейсовой толщи), а интрузивные тела располагаются обычно на границах слоев петрографически различных пород.

4. Массивы залегают согласно с вмещающими породами и имеют линзовидную или силлоподобную форму. При наличии первичной расслоенности слои лежат несколько положе интрузивных контактов, что создает впечатление пологосекущего залегания всего интрузива.

5. Минеральная ассоциация пород практически ограничивается оливином и пироксеном, состав которых близок к хризолиту и бронзиту в пределах всего пояса.

6. По-видимому, в большинстве случаев в породах выдерживается соотношение между магнием и железом, которое, согласно Г. Хессу,

---

Рис. 2. Схематическая геологическая карта района гипербазитового пояса. Составил автор с учетом материалов А. М. Шукевича, С. А. Дюкова, Л. А. Кириченко, А. А. Миндлиной, К. Д. Беляева и В. П. Соколовой.

1 — четвертичные отложения; *2* — дайки диабазов (ортоамфиболиты); *3* — тела гипербазитового пояса; *4* — граниты; *5* — пегматитовые жилы; *6* — гиперглиноземистые сланцы свиты корва; *7* — сланцеватые амфиболиты свиты корва; *8* — сланцеватые амфиболиты тундры Карека; *9* — биотит-амфиболовые гнейсы; *10* — биотитовые гнейсы; *11* — мигматизация; *12* — проявления сульфидов в делювии; *13* — то же, в коренных обнажениях; *14* — проявления асбеста; *15* — проявления магнетита в делювии; *16* — то же, в коренных обнажениях; *17* — слюда в пегматитах; *18* — геологические границы (*а* — прослеженные, *б* — предполагаемые); *19* — элементы залегания пород (*а* — интрузивных; *б* — вмещающих); *20* — оси складок структур: *а* — крупных, *б* — мелких.

Химический состав альпинотипных гипербазитов и ультраосновных дифференциатов габброидных пород Кольского полуострова и юга Сибири

Окислы	Альпинотипные гипербазиты юга Сибири			Альпинотипные гипербазиты юго-запада Кольского полуострова			Ультраосновные породы габбро-перидотит-дунитовой формации Печенги				Ультраосновные породы габбро-пироксенит-дунитовой формации Монче-тундры		
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO_2	40.21	40.41	51.31	38.50	45.48	54.60	35.92	46.66	39.12	36.51	39.04	54.82	53.60
TiO_2	0.05	0.09	0.09	0.09	0.23	0.09	2.79	1.82	7.07	0.88	0.06	0.18	0.26
Al_2O_3	1.07	1.49	2.11	0.81	1.45	1.71	1.62	4.57	6.67	2.62	0.24	2.86	2.61
Fe_2O_3	2.57	2.19	1.94	3.46	1.33	2.13	4.86	0.33	3.57	9.61	1.12	0.23	0.79
FeO	5.50	5.97	5.80	8.23	8.60	6.16	12.16	12.17	16.41	6.26	10.87	7.91	8.00
MnO	0.11	0.08	0.13	0.14	0.16	0.11	0.16	0.16	0.18	0.19	0.09	0.16	0.11
MgO	46.52	44.70	34.27	43.33	39.52	31.46	34.10	13.68	8.18	31.52	44.75	29.15	30.32
CaO	0.20	0.42	1.86	1.16	0.90	1.43	0.12	17.02	15.28	2.53	0.11	3.31	4.70
Na_2O	0.06	0.02	Следы.	0.14	0.06	0.31	0.10	0.86	0.35	0.07	Следы.	0.12	0.17
K_2O	0.02	0.01	»	0.15	0.01	0.02	0.48	0.23	0.30	0.10	»	0.07	0.02
H_2O+	—	—	—	—	0.20	—	—	—	—	—	—	—	—
H_2O-	—	—	—	—	1.11	—	—	—	—	—	0.19	—	—
Cr_2O_3	0.20	0.25	—	1.00	0.73	0.70	—	—	—	—	0.81	0.59	0.66
NiO	—	—	—	Ni — 0.26	Ni — 0.16	Ni — 0.11	0.44	0.055	—	—	0.11	—	0.01
П. п. п.	3.65	4.52	2.35	2.62	—	1.17	7.24	2.91	3.69	9.26	2.93	0.79	1.69
Fe_2S	—	—	—	—	Следы. Co — 0.007	—	—	—	—	—	—	0.09	0.05
Сумма	100.14	100.15	99.86	99.94	100.13	100.00	99.99	100.46	100.82	99.55	100.32	100.28	99.99
Общ. Fe	8.58	8.83	8.39	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Mg/Fe	12.4	11.5	9.2	6.1	6.3	6.0	3.7	2.0	0.74	3.8	6.6	6.4	6.2

Примечание. По Г. В. Пинусу и др. (1958): 1 — дуниты, 2 — гарцбургиты, 3 — энстатититы. По Л. А. Виноградову (1965 г.): 4 — дунит, 5 — гарцбургит, 6 — бронзитит. По Г. В. Пинусу и др. (1958): 7—9 — пироксенит, 10 — серпентинит, 11 — оливинит, 12, 13 — пироксенит.

в гипербазитах бывает от 6 и выше, а в дериватах габброидной магмы — от 6 и ниже (за исключением мономинеральных дунитов или гарцбургитов).

7. Существенными признаками формации, кроме перечисленных, по мнению автора, являются: отсутствие сульфидов в первичных породах и бедность их медью и кобальтом.

8. На всем протяжении пояса для гипербазитов характерно отсутствие даже пространственной связи с габброидными породами, что может рассматриваться как один из признаков генетической самостоятельности ультраосновной магмы.

Очевидно, перечисленные факторы дают достаточно оснований для отнесения охарактеризованной интрузии к формации альпинотипных гипербазитов.

ЛИТЕРАТУРА

Егоян В. Л., В. Е. Хаин. Роль и место ультраосновных интрузий в развитии земной коры. Докл. АН СССР, т. XCI, № 4, 1953.

Мурашов Д. Ф. Ультраосновные интрузии Серпентинитового пояса — тундра Подас и др. Геология СССР, т. XXVII, ч. 1, Госгеолтехиздат, М., 1958.

Пинус Г. В., В. А. Кузнецов, И. М. Волохов. Гипербазиты Алтае-Саянской складчатой области. Изд. АН СССР, М., 1958.

Е. В. Шарков

О ФОРМАЦИОННОЙ ХАРАКТЕРИСТИКЕ ИНТРУЗИИ ГАББРО-НОРИТ-ЛАБРАДОРИТОВ ГЛАВНОГО ХРЕБТА МОНЧИ И МОНЧЕГОРСКОГО ПЛУТОНА (КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ)

Массив Главного хребта ранее рассматривался в качестве крутопадающей интрузии трещинного типа, внедрившейся по разлому в осевой части крупной антиклинали (Д. Ф. Мурашов, 1958 г.). Однако исследования Б. А. Юдина и геофизические работы (Шкорбатов, Перфилова, 1964) показали, что массив представляет собой пологозалегающее тело, сформированное в три субфазы (Козлов и др., 1967).

Полученные нами материалы подтвердили это представление. В интрузии преобладают углы падения слоистости 30—40°, в центральных частях массива они выполаживаются до почти горизонтальных. Участками наблюдается крутое залегание трахитоидности — вплоть до 70—80°.

Изучение характера распространения пород и изменения их состава в плане и вертикальном разрезе позволило установить, что массив по вертикали разделяется на три зоны, имеющие в свою очередь сложное строение.

Нижнюю часть разреза массива слагает зона габбро-норитов. Она состоит из ритмичного переслаивания среднезернистых габбро-норитов, оливиновых габбро-норитов, плагиоклазовых лерцолитов и вебстеритов. Преобладают среднезернистые габбро-нориты. Ультраосновные породы больше характерны для нижней части разреза, а основные — для верхней. Строение зоны неоднородно. Оливинсодержащие разновидности встречаются только в центральных частях массива (западный склон хребта Монче-тундра, восточные склоны хребтов Чуна- и Волчьих тундр). На северном окончании хребта Монче-тундра и на его восточном склоне разрез зоны сложен среднезернистыми габбро-норитами.

Мощность зоны не менее 500—600 м, полная мощность неизвестна, так как ее нижний контакт в обнажениях на дневной поверхности не наблюдался. Б. А. Юдиным эти породы были выделены в качестве краевого комплекса на том основании, что они часто наблюдаются в эндоконтактовой «придонной» части массива. Однако, как известно (Wilson, 1956, и др.), в расслоенных интрузиях слои обычно располагаются несогласно по отношению к стенкам и подошве интрузий, которые хотя и падают в том же направлении, но под более крутым углом. Из этого следует, что эндоконтактовое положение пород вовсе не является доказательством их «придонности».

Среднюю часть разреза массива слагает зона лабрадоритов, которая представлена трахитоидными габбро-норит-лабрадоритами и лабрадоритами. Для тех и других характерен идиоморфизм плагиоклаза по отношению к пироксенам. В западном направлении габбро-норит-лабрадориты постепенно переходят в анхимономинеральные лабрадориты, слагающие весь восточный склон Волчьих и Чуна-тундр. В основании зоны прослеживается невыдержанный горизонт лейкократовых троктолитов, иногда переслаивающихся с подстилающими среднезернистыми габбро-норитами.

Мощность этой зоны в пределах хребтов Монче- и Чуна-тундр достигает 2—2.5 км; к северу мощность зоны уменьшается до 0.3—0.5 км на хребте Волчьи тундры.

Б. А. Юдин (Козлов и др., 1967) выделил некоторые лабрадориты в качестве второй субфазы массива, опираясь главным образом на то, что трахитоидность в них имеет крутое падение. Однако изучение этих пород показало, что участки с крутым падением трахитоидности приурочены к тектоническим блокам, сильно запрокинутым на запад. Выделение их в качестве второй субфазы интрузии нам представляется мало обоснованным.

Верхние части массива в Монче-, Чуна- и Волчьих тундрах слагаются зоной крупнозернистых габбро-лабрадоритов, имеющих массивную текстуру и неравномернозернистое сложение с неясно выраженной слоистостью. В основании прослеживается невыдержанный горизонт троктолитов. Сохранившаяся от эрозии часть зоны крупнозернистых габбро-лабрадоритов в районе Чуна-тундры составляет не менее 2.5—3 км.

По результатам изучения состава минералов в четырех поперечных разрезах массива Главного хребта в слагающих его породах намечается скрытая слоистость. Она характеризуется закономерным изменением состава главных породообразующих минералов, которые снизу вверх по разрезу интрузии обогащаются низкотемпературными составляющими: оливин и пироксены — железистыми компонентами, плагиоклаз — альбитом. Состав оливина изменяется от Fa_{20-22} в оливиновых габброноритах и плагиоклазовых лерцолитах до Fa_{25} (таблица) в троктолитах основания зоны лабрадоритов, до Fa_{35} в троктолитах основания зоны крупнозернистых габбро-лабрадоритов. Состав ромбического пироксена варьирует от Fs_{22-23} в габбро-норитах через Fs_{34-35} в габбро-норит-лабрадоритах до Fs_{43} в крупнозернистых габбро-лабрадоритах; плагиоклаз — № 78—80 в габбро-норитах, № 76—67 — в лабрадоритах и № 63 — в крупнозернистых габбро-лабрадоритах; моноклинный пироксен — от $Ca_{37}Mg_{51}Fe_{12}$ в габбро-норитах до $Ca_{23}Mg_{50}Fe_{27}$ в крупнозернистых габбро-лабрадоритах.

Было произведено выборочное изучение гранулометрических характеристик минералов кумулуса * в главных разновидностях пород расслоенного массива Главного хребта по указанным выше разрезам. При помощи

---

* По терминологии Уэйджера, Брауна и Уодсворта (Wager, Brown, Wadsworth, 1960).

Химические анализы породообразующих минералов из массивов Главного хребта

Окислы	Оливин	Ромбический пироксен			Моноклинный пироксен		Плагиоклаз			
	Обр. 195	Обр. 508б	Обр. 377	Обр. 179г	Обр. 508а	Обр. 179а	Обр. 508	Обр. 195	Обр. 95	Обр. 179
SiO_2	37.88	53.44	51.74	50.48	52.04	51.30	47.74	48.16	50.76	51.36
TiO_2	0.03	0.20	0.39	0.35	0.63	0.35	Следы.			
Al_2O_3	Нет.	1.26	0.84	1.83	3.92	1.39	32.95	32.65	31.47	30.77
Fe_2O_3	1.26	Нет.	2.46	0.60	0.85	3.20	0.02	0.13	Нет.	0.01
FeO	21.96	14.40	17.40	23.76	6.62	15.12	0.24	0.52	0.42	0.28
MnO	0.16	0.29	0.32	0.36	0.25	0.31	Следы.			
MgO	38.18	27.00	19.66	18.11	17.18	16.69	0.70	0.62	0.47	0.39
CaO	0.45	2.56	6.95	4.10	17.22	10.85	15.30	14.92	31.12	12.43
Na_2O	—	—	—	—	0.50	0.19	2.43	2.56	3.54	3.97
K_2O	—	—	—	—	0.10	0.10	0.04	0.06	0.06	0.07
H_2O^+	—	0.60	—	—	0.62	—	—	—	—	—
П. п. п.	—	—	—	—	—	—	0.73	0.40	0.33	0.45
Сумма	99.92	99.75	99.76	99.59	99.93	99.46	100.15	100.02	100.17	99.73
Состав	Fa_{25}	Fs_{23}	$Fs_{34.5}$	Fs_{43}	W_{37}, Fs_{12}	W_{23}, $Fs_{27.5}$	$An_{77.8}$	$An_{76.4}$	An_{67}	$An_{63.2}$

Примечание. Обр. 195 — хризолит из троктолита из основания зоны лабрадоритов, хребет Монче-тундра; обр. 508б — бронзит из среднезернистого габбро-норита, хребет Монче-тундра; обр. 377 — гиперстен из габбро-норит-лабрадорита, хребет Монче-тундра; обр. 179г — гиперстен из крупнозернистого габбро-лабрадорита, хребет Волчьи тундры; обр. 508а — клинопироксен из габбро-норита; обр. 179а — клинопироксен из крупнозернистого габбро-лабрадорита; обр. 508 — битовнит из габбро-норита; обр. 195 — битовнит из троктолита; обр. 95 — лабрадор из лабрадорита, хребет Чуна-тундра; 179 — лабрадор из крупнозернистого габбро-лабрадорита. Анализы выполнены в химической лаборатории ИГГД АН СССР, аналитики В. Д. Бугрова (обр. 195 508б, 377, 508а, 508, 195, 95, 179) и З. К. Зульфикарова (обр. 179г, 179а).

окуляр-микрометра определялись диаметры 300—500 зерен каждого из минералов кумулуса в расслоенных породах. Результаты обрабатывались по методу квартилей. Как видно из рис. 1, для пород характерно логарифмически нормальное распределение размеров зерен, обычное и для других расслоенных интрузий, например комплекса Стиллуотер (Jaskson, 1961). Коэффициенты сортировки и асимметрии близки к коэффициентам хорошо сортированных образований осадочного генезиса. Однако в изученных габбро-норитах и троктолитах зерна сосуществующих минералов кумулуса не являются гидравлически эквивалентными * и соотношения их диаметров часто обратны тем, которые наблюдаются в породах, образованных в условиях движущейся среды, т. е. более тяжелые минералы (на рис. 1 — бронзит) крупнее, чем сосуществующие легкие минералы (плагиоклаз). Линейность в расположении удлиненных зерен минералов в породах, как правило, отсутствует. Следовательно, формирование пород массива Главного хребта происходило в условиях простого гравитационного осаждения выделяющихся кристаллов.

Конформное расположение зон, взаимное переслаивание пород вдоль контактов зон, наличие взаимных переходов между разновидностями

* Гидравлически эквивалентными являются зерна, погружающиеся в расплаве данной вязкости с одинаковой скоростью согласно закону Стокса: $v = \frac{2}{9} \times gr^2 \frac{\rho_к - \rho_m}{\eta}$, где g — гравитационная постоянная, r — радиус зерна, $\rho_к$ — плотность кристалла, ρ_m — плотность магмы, η — вязкость в пуазах, v — скорость осаждения.

пород и закономерное изменение состава главных породообразующих минералов по разрезу массива свидетельствуют о том, что все породы массива представляют собой сингенетичный естественный ряд. Несмотря на то что полный разрез интрузии неизвестен, имеющиеся данные (разделение массива на три зоны, представляющие мощные слои; наличие ритмичной и скрытой слоистости) позволяют отнести массив Главного хребта к типу крупных расслоенных интрузий.

Путем сравнения изученной интрузии с разрезом массивов, имеющих более полный разрез, мы можем судить о том, какой именно части интрузии такого типа соответствует вскрытая эрозией часть массива Главного хребта. Оказалось, что по вещественному составу и характеру разреза последний близок к «главной зоне» комплекса Бушвельд в Южной Африке и верхней части разреза комплекса Стиллуотер в Северной Америке.

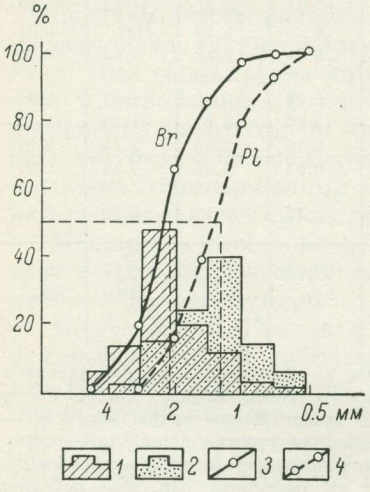


Рис. 1. Распределение размеров зерен сосуществующих минералов кумулуса (бронзита и плагиоклаза) в габбро-норите массива Главного хребта (обр. 508).

1 — гистограммы распределения размеров зерен бронзита; *2* — плагиоклаз; *3* — кумулятивные кривые для зерен бронзита; *4* — плагиоклаза.

Мончегорский плутон сложен гарцбургитами, бронзититами и норитами, как было установлено предшествующими исследователями (Елисеев, 1953; Елисеев и др., 1956; Козлов и др., 1967), и является пологозалегающей расслоенной интрузией.

Вертикальные разрезы плутона на участках Ниттис—Кумужья—Травяная и Сопча аналогичны друг другу. Нижняя часть разреза (500—560 м) представлена чередованием гарцбургитов и бронзититов, а верхняя (300—460 м) — бронзититами с единичными прослоями гарцбургитов. Перекрывающие породы здесь уничтожены эрозией. При изучении керна скважин 885 (гора Ниттис) и 791 (гора Сопча) установлены особенности чередования пород в перидотитовой зоне, которое носит ритмичный характер. На участке Ниттис определено по крайней мере 13 ритмов, на Сопче — 16. Каждый ритм имеет трехчленное строение (снизу вверх): пойкилитовые гарцбургиты (минералы кумулуса — оливин и хромшпинелид), гранулярные гарцбургиты (оливин, хромшпинелид, бронзит) и бронзитит (бронзит). Выборочное изучение распределения размеров зерен в разрезах ритмов показало, что наблюдается закономерное изменение размеров зерен минералов кумулуса с максимумом примерно в середине интервала распространения данного минерала. Контакты между ритмами резкие, перекрывающие пойкилитовые гарцбургиты обычно более грубозернисты, чем подстилающие бронзититы. Было проведено также выборочное изучение распределения размеров зерен минералов кумулуса для главных разновидностей пород Мончегорского плутона (по скважинам 885 — Ниттис, 791 — Сопча и 767 — Нюд). Как видно на рис. 2, в них устанавливается логарифмически нормальное распределение размеров зерен и их хорошая сортировка при отсутствии гидравлической эквивалентности зерен сосуществующих в породе минералов кумулуса.

Имеющиеся данные свидетельствуют о том, что породы образовались в условиях гравитационного осаждения выделяющихся при кристаллизации минералов при отсутствии движения магмы. Осаждение было непрерывным в течение образования отдельных слоев и ритмов, но прерывалось между ними. Впервые указывал на возникновение расслоенности в усло

виях «только гравитационной дифференциации» Е. К. Козлов (Козлов и др., 1967) для участка Ниттис—Кумужья—Травяная.

В контакте Мончегорского плутона с образованиями кольской серии наблюдается маломощная (20—100 м) зона существенно плагиоклазовых мелкозернистых пород. В этой зоне наблюдается обратная последовательность смены пород — сверху вниз пойкилитовые гарцбургиты сменяются гранулярными гарцбургитами, затем бронзититами, и, наконец, в непосредственном эндоконтакте залегают мелкозернистые нориты с габбро-офитовой структурой. Последние в контакте с биотитовыми гнейсами часто контаминированы. Вдоль контакта с плутоном вмещающие породы

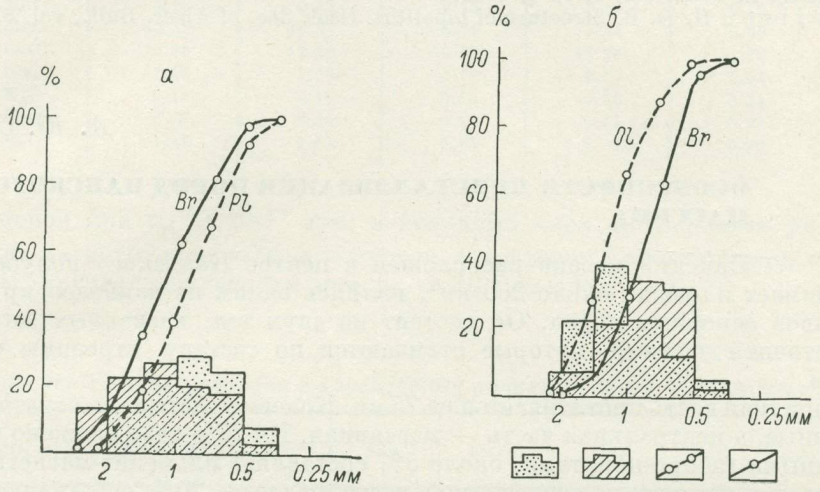


Рис. 2. Распределение размеров зерен сосуществующих минералов кумулуса в породах Мончегорского плутона.

а — норит (обр. 765/5), условные обозначения см. на рис. 1; *б* — гранулярный гарцбургит (обр. 791/595), гистограммы распределения размеров зерен оливина (*1*) и бронзита (*2*) и кумулятивные кривые для зерен оливина (*3*) и бронзита (*4*).

ороговикованы. Анализ мелкозернистых норитов из эндоконтакта массива из участка без каких-либо признаков контаминации позволяет судить о составе исходной магмы. По химическому составу эти нориты отвечают оливиновому толеиту, что характерно и для большинства других расслоенных интрузий основных и ультраосновных пород.

По характеру разреза (зона закалки, перидотитовая зона, бронзититовая зона, норитовая зона), характеру ритмичной слоистости в перидотитовой зоне (пойкилитовый гарцбургит—гранулярный гарцбургит—бронзитит), текстурам и структурам пород Мончегорский плутон аналогичен нижней части разреза комплекса Стиллуотер, где состав исходной магмы также отвечает оливиновому толеиту.

Изложенное позволяет предположить, что массив габбро-норит-лабрадоритов Монче-, Чуна- и Волчьих тундр и Мончегорский плутон ультраосновных и основных пород относятся к одному и тому же формационному типу крупных расслоенных интрузий основных и ультраосновных пород, характерному для областей консолидации.

ЛИТЕРАТУРА

Елисеев Н. А. Мончегорский плутон. В сб. «Ультраосновные и основные интрузии и сульфидные медно-никелевые месторождения Мончи», Изд. АН СССР, М.—Л., 1953.

Елисеев Н. А., Э. Н. Елисеев, Е. К. Козлов, П. В. Лялин, В. А. Масленников. Геология и рудные месторождения Мончегорского плутона. Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. 3, 1956.

Козлов Е. К., Б. А. Юдин, В. С. Докучаева. Основной и ультраосновной комплексы Монче-Волчьих-Лосевых тундр. Изд. «Наука», Л., 1967.

Шкорбатов С. С., А. П. Перфилова. К вопросу о структуре Главной габбровой интрузии Монче- и Чуна-тундры. Уч. зап. ЛГУ, № 324, сер. физ. и геол. наук, вып. 15, 1964.

Daly R. A. Buchveld igneous complex of the Transwaal. Geol. Soc. Amer. Bull., vol. 39, № 3, 1928.

Jackson E. D. Primary Textures and mineral associations in the Ultramafic Zone of Stillwater igneous complex, Montana. U. S. Geol. Survey Prof. Paper, 358, 1961.

Wager L. R., G. M. Brown and W. J. Wadsworth. Types of igneous cumulates. J. Petr., vol. 1, № 1, 1960.

Wilson H. D. B. Structure of lopoliths. Geol. Soc. of Amer. Bull., vol. 67, № 3, 1956.

А. Ю. Одинец

ОСОБЕННОСТИ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ ПОРОД ПАНСКОГО МАССИВА

Панский массив расположен в центре Кольского полуострова и занимает площадь около 250 км², являясь одним из наиболее крупных массивов основных пород. Он состоит из двух тел, названных западной и восточной частями, которые отличаются по составу, строению и размерам.

Западная часть протягивается на 25 км. Краевые части тела стратифицированные, а центральная часть — массивная. На 75% тело сложено нерасслоенными габбро-норитами, около 5% составляет ильменит-магнетитовое габбро, залегающее в центральной части разреза, 20% составляют расслоенные породы, образующие верхний и нижний расслоенные пласты. Кристаллизация тела шла от периферии к центру.

Восточная часть массива протягивается на 55 км. Тело имеет асимметричное строение; в нижней части залегают наиболее меланократовые разновидности: оливиновые габбро-нориты, габбро-нориты и габбро, в центральной части и висячем боку залегает лейкократовое габбро. Кристаллизация пород шла снизу вверх.

Западная часть массива

Кристаллизация пород западной части массива началась с плагиоклаза, который встречается в виде пойкилитовых включений в наиболее магнезиальных темноцветных минералах. Порядок кристаллизации минералов нерасслоенных пород приведен на рисунке.

Исходя из указанного порядка кристаллизации минералов, для нерасслоенных пород устанавливается следующий естественный нисходящий ряд: оливиновый габбро-норит, габбро-норит, ильменит-магнетитовое габбро. Химический состав пород этого ряда приведен в табл. 1.

Из табл. 1 видно, что в процессе кристаллизации в остаточном расплаве происходило накопление железа и щелочей и убывание магния.

Кристаллизация пород нисходящего ряда имеет определенное сходство с кристаллизацией расплава пятикомпонентной системы $MgO—FeO—Fe_2O_3—CaAl_2Si_2O_8—SiO_2$, изученной Родером и Осборном (Roeder, Osborn, 1966) при давлении 1 атм и парциальном давлении кислорода $10^{-0.7}$, 10^{-7}, 10^{-9}, 10^{-11}. Химический состав оливиновых габбро-норитов и наиболее ранних (магнезиальных) габбро-норитов сходен с составом жидкости в четверной точке An+Py+Ol+Mag этой системы, кристал-

Таблица 1

Химический состав пород естественного нисходящего ряда, %

Окислы	Оливиновые габбро-нориты, среднее по 5 анализам	Габбро-нориты			Ильменит-магнетитовое габбро, среднее по 2 анализам
		среднее по 3 анализам	среднее по 2 анализам	среднее по 3 анализам	
SiO_2	51.08	52.26	51.80	51.90	50.00
TiO_2	0.17	0.25	0.20	0.30	0.60
Al_2O_3	15.90	14.50	15.85	15.84	14.90
Fe_2O_3	0.79	0.96	1.66	2.10	3.66
FeO	4.87	6.10	6.35	6.10	9.23
MnO	0.13	0.18	0.18	0.16	0.25
MgO	10.88	10.35	8.24	7.86	6.60
CaO	13.36	12.32	12.60	12.80	11.70
Na_2O	1.44	1.69	2.15	2.10	2.50
K_2O	0.13	0.16	0.10	0.10	0.14
H_2O^-	0.20	0.30	0.18	0.14	0.30
H_2O^+	1.33	0.69	0.40	0.75	0.60

лизующейся при $p_{O_2} = 10^{-0.7}$ атм, а конечный член нисходящего ряда — ильменит-магнетитовое габбро — сходен с составом эвтектической точки системы, кристаллизующейся при $p_{O_2} = 10^{-7}$ атм (табл. 2).

Таблица 2

Сопоставление состава расплава в характерных точках и пород нисходящего ряда

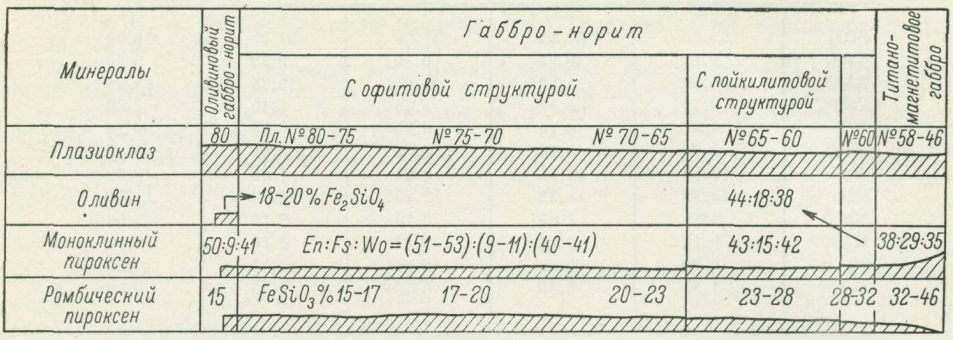
Продукты кристаллизации	p_{O_2}, атм	SiO_2	Fe_3O_4	MgO	CaO	Al_2O_3
Dl+Py+An+Mag	$10^{-0.7}$	49	9	14	10	18
Габбро-норит	—	52	6	12	14	16
An+Py+Sil+Mag	10^{-7}	55	14	6	9	16
Ильменит-магнетитовое габбро	—	52	15	7	10	16

Накопление железа в остаточной жидкости, значительное увеличение отношения железа к магнию и сходство с характером кристаллизации искусственной системы дают основание считать, что кристаллизация пород нисходящего ряда шла при постоянном составе смеси и понижающемся парциальном давлении кислорода (Osborn, 1959).

Породы расслоенной части массива представляют собой чередующиеся лейкократовые и меланократовые разновидности. Лейкократовые породы содержат основной плагиоклаз (№ 60—80), а нижележащие меланократовые — более кислый (№ 60—55). Основной плагиоклаз образует идиоморфные по отношению к темноцветным минералам кристаллы, а более кислый — ксеноморфные. Ромбический пироксен меланократовых пород содержит 14—20%, а из вышележащих лейкократовых — 20—27% $FeSiO_3$, форма его выделения изменяется: в меланократовых породах он идиоморфный по отношению к плагиоклазу, а в лейкократовых — ксеноморфный.

Расслоенные породы образовались из магмы того же состава, что и нерасслоенные (породы нисходящего ряда), но условия их кристаллизации сильно отличались; образование слоистых пород происходило благодаря гравитационно-кинетической дифференциации при пониженной вязкости расплава. Одновременно выделяющиеся минералы с различным удельным весом (плагиоклаз 2.65, ромбический пироксен 3.4 г/см^3) легко разде-

ляются в пространстве, образуя слоистую серию. В расслоенных породах широко развиты гипидиоморфнозернистые структуры, что свидетельствует о кристаллизации минералов в два этапа: вначале образовались вкрапленники плагиоклаза (№ 60—80) и ромбического пироксена (14—20% $FeSiO_3$), а затем в интерстициях между ранее выделившимися минералами кристал-



Порядок кристаллизации минералов нерасслоенных пород западной части массива.

лизовалась остаточная жидкость в виде плагиоклаза (№ 60—55), кварца и моноклинного пироксена. В верхнем пласте расслоенных пород чаще всего чередуются троктолиты и мезократовые оливиновые габбро-нориты, лейкократовое оливиновое габбро и меланократовый оливиновый норит, а в нижнем пласте — плагиоклазит и меланократовый норит, лейкократовое габбро и меланократовый габбро-норит. Эти породы являются взаимодополняющими, они образуют комплементарные ряды. В табл. 3 приведено изменение состава расплава в процессе кристаллизации пород комплементарного ряда.

Таблица 3

Изменение механического состава в процессе кристаллизации пород естественного комплементарного ряда, %

Окислы	Исходный состав	Твердая фаза	Остаточная жидкость	Окислы	Исходный состав	Твердая фаза	Остаточная жидкость
SiO_2	51.80	50.02	56.60	MnO	0.15	0.11	0.10
TiO_2	0.31	0.08	0.70	MgO	9.76	10.50	8.35
Al_2O_3	15.85	19.63	9.85	CaO	11.29	9.63	14.10
Fe_2O_3	1.75	2.20	1.27	Na_2O	1.90	1.82	2.05
FeO	5.40	5.78	4.80	K_2O	0.61	0.08	1.50

За исходный состав принимается состав нерасслоенного габбро-норита из нижнего пласта, который, как показали расчеты, отвечает суммарному составу лейкократового и меланократового слоев. Зная количество и химический состав плагиоклаза и ромбического пироксена, можно вычислить химический состав первоначально выделившейся твердой фазы, которая составляет 60 вес.% расплава. Состав твердой фазы и остаточной жидкости пересчитан на 100%.

Обогащение остаточной жидкости кремнеземом и кальцием и обеднение глиноземом, железом и магнием, выделение кремнезема на конечном этапе как самостоятельной фазы дает основание предположить, что породы комплементарного ряда кристаллизовались при постоянном парциальном давлении кислорода.

Восточная часть массива

Средний состав пород восточной части более лейкократовый, чем западной, он отвечает лейкократовому габбро и содержит около 20% глинозема. Несмотря на это плагиоклаз начинает кристаллизоваться одновременно с оливином, а основная масса его выделяется на поздних этапах кристаллизации. Для пород восточной части устанавливается следующая последовательность выделения минералов: плагиоклаз (№ 80)+ +оливин (12% Fe_2SiO_4); плагиоклаз (№ 80—75)+оливин (12—14% Fe_2SiO_4)+ромбический пироксен (18% $FeSiO_3$)+моноклинный пироксен ($En_{50}Fs_{10}Wo_{40}$); плагиоклаз (№ 75—70)+ромбический пироксен (22% $FeSiO_3$)+моноклинный пироксен ($En_{45}Fs_{15}Wo_{40}$); плагиоклаз (№ 70—60)+ромбический пироксен (25—28% $FeSiO_3$)+моноклинный пироксен ($En_{43}Fs_{17}Wo_{40}$); моноклинный пироксен ($En_{40}Fs_{21}Wo_{39}$)+амфибол+ +кварц+титаномагнетит.

На основании этого порядка кристаллизации выделяется естественный нисходящий ряд горных пород: оливиновые габбро-нориты, мезократовые габбро-нориты, мезократовое габбро, лейкократовое габбро. Химический состав пород нисходящего ряда приведен в табл. 4.

Таблица 4

Химический состав пород нисходящего ряда восточной части, вес.%

Окислы	Оливиновый мезократовый габбро-норит	Мезократовый габбро-норит	Мезократовое габбро	Лейкократовое габбро
SiO_2	50.88	51.12	51.77	50.26
TiO_2	0.33	0.12	0.34	0.44
Al_2O_3	13.35	16.72	16.18	22.73
Fe_2O_3	1.45	0.65	1.17	1.50
FeO	6.97	5.20	6.06	4.28
MnO	0.12	0.13	0.16	0.10
MgO	13.11	9.65	8.71	3.56
CaO	10.51	13.70	12.90	12.60
Na_2O	1.59	1.73	2.00	2.96
K_2O	0.08	0.05	0.12	0.26

Из табл. 4 видно, что в остаточном расплаве увеличивается количество глинозема и щелочей и уменьшается количество железа и магния.

Г. С. Йодер и К. Э. Тилли (1965) исследовали особенности плавления высокоглиноземистых базальтов в гидротермальных условиях при высоком давлении. Оказалось, что эти породы при давлении выше 500 бар начинают кристаллизоваться с темноцветных минералов: высокое давление водяных паров как бы удерживает кристаллизацию плагиоклаза. Кристаллизация пород восточной части во многом напоминает поведение высокоглиноземистых базальтов в гидротермальных условиях при большом давлении. Видимо, высокое давление водяного пара привело к тому, что основная масса плагиоклаза кристаллизовалась на последних этапах.

Выводы

1. Разница в среднем составе пород западной и восточной частей Панского массива явилась следствием дифференциации расплава в глубинном очаге.

2. В западной части массива из расплава одного и того же состава (мезократового габбро-норита) кристаллизовались два различных ряда

горных пород: нисходящий (оливиновый габбро-норит, габбро-норит, ильменит-магнетитовое габбро) и комплементарный (троктолит—оливиновый габбро-норит; лейкократовое габбро—меланократовый габбро-норит). Появление двух рядов горных пород можно объяснить различными условиями кристаллизации: породы нисходящего ряда кристаллизовались при постоянном составе смеси и понижающемся парциальном давлении кислорода, а комплементарного — при постоянном парциальном давлении кислорода.

3. В восточной части массива образовался иной, чем в западной, нисходящий ряд горных пород: оливиновые габбро-нориты—габбро-норит—габбро-лейкократовое габбро. Обогащение плагиоклазом конечного этапа кристаллизации объясняется общим высоким давлением водяного пара.

ЛИТЕРАТУРА

Йодер Г. С., К. Э. Тилли. Происхождение базальтовых магм. Изд. «Мир», М., 1965.

Roeder P. L. and E. F. Osborn. Experimental data for the system $MgO—FeO—Fe_2O_3—CaAl_2Si_2O_8—SiO_2$ and their petrologie implications. Amer. Journ. Sci., vol. 264, № 6, 1966.

Osborn E. F. Role of oxygen pressure in the crystalization and differentiation of basaltic magma. Amer. Journ. Sci., vol. 257, № 9, 1959.

Э. М. Спиридонов

АНОРТОЗИТОВАЯ ТЕНДЕНЦИЯ МАГМАТИЧЕСКОЙ ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ

Е. А. Кузнецов (1961) показал существование трех главнейших тенденций магматической дифференциации: гранитоидной, анортозитовой (габбровой), монцонитовой. Эти тенденции различаются на петрохимической диаграмме А. Н. Заварицкого по наклону вариационных линий: с уменьшением b растет величина c (анортозитовая тенденция), уменьшается c (гранитоидная тенденция), резко уменьшается величина c (монцонитовая).

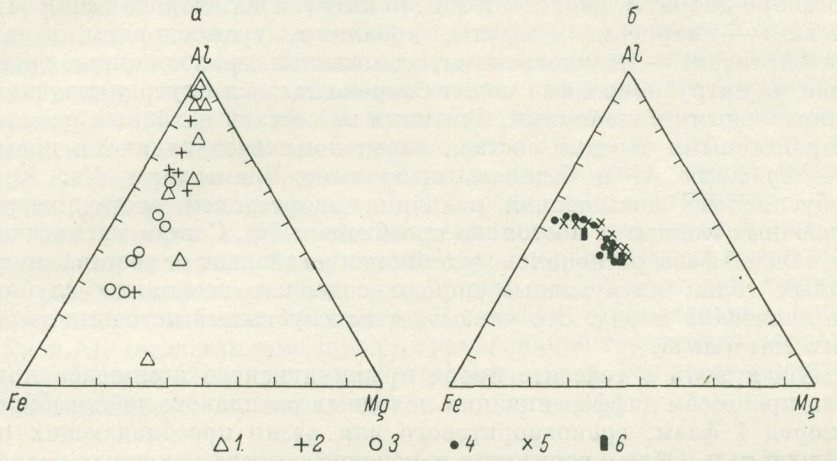
Широко распространена и иная тенденция: при уменьшении b анортитовая составляющая c вначале увеличивается, а затем уменьшается, вариационная линия изгибается, образуя «колено». Эта тенденция характерна для пород долеритовых силлов, поэтому ее можно назвать долеритовой.

Очевидной причиной анортозитовой тенденции дифференциации является фракционирование плагиоклазов и цветных минералов, что согласуется и с экспериментальными данными по системе $Fl—An—SiO_2$.

Основным критерием для диагностики анортозитовой тенденции является отрицательная корреляция петрохимических коэффициентов b и c ($r_{b,c} \approx -1$). Кроме того, для пород дифференцированных серий с анортозитовой тенденцией характерны: 1) отрицательная корреляция величин m' и c, Al и Fe, Al и Mg, Al и b; часто t и c, Al и Ti; 2) положительная корреляция c и коэффициента железистости; часто c и a; 3) отсутствие связи величин SiO_2 и a; часто SiO_2 и коэффициента железистости. Анортозитовая тенденция хорошо фиксируется на тройной диаграмме Al—Fe—Mg, которая удобна для сравнения магматических пород основного состава (рисунок).

Для серий пород с анортозитовой тенденцией типична кристаллизация с абсолютным и (или) относительным ростом железистости при почти постоянном содержании кремнезема, т. е. кристаллизация в условиях закрытой системы, по аналогии с данными Е. Ф. Осборна (Osborn, 1959).

Анортозиты часто содержат значительное количество титаномагнетита и сопровождаются его рудными залежами. Представляется, что появление ассоциации анортозитов с магнетитовым оруденением при дифференциации расплавов основного состава является альтернативой появлению пород типа феррогаббро, так как средние составы исходных расплавов для тех и других серий пород довольно близки. Породы типа феррогаббро возникают в восстановительных условиях, т. е. прежде всего при низких p_{H_2O}. Одной из особенностей состава этих пород является наличие ульвошпинели. Анортозиты же являются индикаторами высоких p_{H_2O} (Yoder, 1954). Вода при высоких температурах является окислителем, что приводит к накоплению магнетита (титаномагнетита), обычно не содержащего



Диаграммы состава пород дифференцированных интрузивов: *а*) с анортозитовой тенденцией, *б*) с долеритовой тенденцией (долериты силлов о. Тасмания).

1 — Джугджурский массив (Лебедев, Павлов, 1957); *2* — Адирондакский массив (Buddington, 1939); *3* — Цагинский массив (Юдин, 1960). Долериты о. Тасмания (Эдвардс, 1950): *4* — долериты горы Веллингтон; *5* — долериты горы Нельсон; *6* — долериты горы Бен-Ломонд.

ульвошпинели. Существенную роль в этих же процессах может иметь и углекислота, возникающая при диссоциации вмещающих карбонатных толщ или их ксенолитов.

Анортозитовая тенденция дифференциации установлена для расплавов основного и ультраосновного составов. Для расплавов, более кремнекислых по составу, чем габбро-диориты, она не характерна. Анортозитовая тенденция геологически проявлена довольно широко. Она характерна для основных пород ряда формаций: 1) прежде всего базитовых и ультрабазит-базитовых на платформах (Джугджурский, Адирондакский, Бушвельдский, Мончегорский и другие плутоны) и в складчатых областях (массивы дунит-пироксенит-габбровой формации Урала, Лысанский и др.); 2) габбро-сиенитовых — Кизирский, Патынский, Гремяха-Вырмес и другие плутоны; 3) гипербазит-габбро-высокоглиноземистых гранитов — хунгарийская серия Приморья, серия Пиа-Биок северного Вьетнама; 4) некоторых трапповых интрузий — Норильск, Второй Порог, Рудная.

Для эффузивных пород не характерна анортозитовая тенденция. Однако она имеет место при дифференциации лав в закупоренном жерле Ключевской сопки (Набоко, 1947, 1953; Пийп, 1956; Петрохимия. . . 1966). Это показывает влияние давления на характер дифференциации.

Автором (Спиридонов, 1967) отмечена анортозитовая тенденция дифференциации для некоторых типов пород соскладчатого гранодиоритового

крыккудукского комплекса (верхний ордовик, северо-восточный Казахстан) — габбро-диорит-гранодиоритовой формации по классификации Ю. А. Кузнецова (1964). По данным В. М. Шульги, Н. Я. Ященко, Э. М. Спиридонова (Спиридонов, Шульга, Ященко, 1968), В. С. Коптева-Дворникова и др. (1965), комплекс представлен интрузивами трех типов: а) уплощенные тела типа межформационных залежей площадью от десятков до 1500 км^2 и их сателлиты; б) крутопадающие небольшие интрузивы, по строению близкие к первым; в) крутопадающие мелкие штоки сложного внутреннего строения — золотоносные интрузивы степнякского типа (Спиридонов, 1968). Массивы комплекса сложены породами четырех интрузивных фаз: I — кварцевые и ортоклаз-кварцевые лейкогаббро, габбро-нориты и т. п. (в интрузивах степнякского типа); II — кварцевые лейкогаббро-диориты, диориты и т. п. (в интрузивах второго типа); III (батолитовая) — кварцевые диориты, тоналиты, гранодиориты и т. п.; IV (батолитовая) — плагиограниты, адамеллиты, гранодиориты, граниты. Каждая из интрузивных фаз может сопровождаться внутриинтрузивными дополнительными инъекциями, близкими по составу исходным расплавам.

Характерными чертами состава пород комплекса являются повышенные содержания Al и бедность щелочными элементами Na, K, Rb, чем обусловлена повышенная величина анортитовой составляющей *c*. Из щелочных элементов постоянно преобладает Na. Состав магматических пород каждой фазы регионально устойчив и не зависит от состава интрузированных толщ; интрузивные породы содержат ксенолиты глубинных кристаллических пород. Это указывает на глубинный источник магматического материала.

Ведущая роль в генезисе пород крыккудукского комплекса принадлежала процессам дифференциации исходных расплавов: лейкогаббрового для пород I фазы, гранодиоритового для резко преобладающих пород III фазы и т. п. Общая тенденция изменения состава исходных расплавов интрузивных фаз (глубинной дифференциации) гранитоидная. Характер камерной дифференциации для каждой из фаз обладает рядом специфических черт. Так, анортозитовая тенденция установлена только для пород I фазы и их дифференциатов (дополнительных инъекций), наличие которых, по данным автора, специфично для золотоносных интрузивов северного Казахстана.

По составу породы I фазы отвечают кварцевым, ортоклаз-кварцевым и кварцсодержащим лейко- и мезократовым габбро, габбро-норитам, габбро-лабрадоритам, норитам, габбро- и норит-диоритам. Средний состав этих пород отвечает кварцевому габбро Р. А. Дэли, несколько обогащенному анортитовой составляющей (вес. %):

Интрузивы	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3+FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O
Бестюбинские, 17 анализов	54.37	0.80	17.36	7.74	0.14	4.30	7.24	4.38
Степнякский, 34 анализа . .	54.24	0.80	17.73	8.32	0.15	4.16	7.97	4.32
Дологайский, 4 анализа . .	53.29	0.96	18.40	8.40	0.15	3.80	8.41	4.85
Западные, 8 анализов . . .	50.29	0.49	17.86	7.95	0.14	6.06	10.41	4.51

Геологическое положение, структуры интрузивных пород, отсутствие пегматитов, незначительная мощность роговиков, в том числе пироксен-роговиковой фации, указывают на небольшую глубину формирования Бестюбинских интрузивов (примерно 1.5 км). Глубина формирования Степнякского и Западных интрузивов приблизительно оценивается в 3—4 км. Отмечается различная степень дифференцированности пород I фазы

этих интрузивов — наименьшая в малоглубинном интрузиве (лабрадориты отсутствуют) и наибольшая в наиболее глубинном. Это яркий пример влияния давления на процессы петрогенезиса. В дальнейшем признак наличия и обилия лабрадоритов в мелких золотоносных интрузивах крыккудукского комплекса северного Казахстана можно использовать для оценки глубинности их формирования.

Наличие или обилие гибридных образований — продуктов магматизации и мигматизации отдельных участков вмещающих толщ или их ксенолитов — не влияет на процессы магматической дифференциации.

Для пород I фазы установлены минеральные фации глубинности: для малоглубинных характерна ассоциация железистого бронзита и ильменита, для промежуточных — авгита и титаномагнетита, для более глубинных — роговой обманки и титаномагнетита. От малоглубинных к более глубинным интрузивам в породах I фазы величина отношений содержаний титаномагнетита к содержаниям ильменита увеличивается в десятки раз, а содержание титана в титаномагнетите уменьшается (Бестюбинские интрузивы — 6.30% Ti из 10 анализов; Степнякский — 4.25% из 16; Дологайский — 3.69% из 3; Западные — 1.69% из 3). Эти факты, как и обилие лабрадоритов в более глубинных интрузивах, можно объяснить существенным ростом давления H_2O в расплавах с глубиной.

В сериях пород с различными тенденциями дифференциации связи между главными породообразующими и малыми элементами имеют существенно разный характер. Так, для пород с анортозитовой тенденцией крыккудукского комплекса отмечена сильная отрицательная корреляция Cu и Al, тогда как для пород с гранитоидной тенденцией корреляция содержаний этих элементов положительная, и т. п. Это следует учитывать при геохимических исследованиях.

ЛИТЕРАТУРА

Коптев-Дворников В. С., П. Ф. Емельяненко, Г. Н. Назьмова, М. А. Петрова, Э. М. Спиридонов, В. И. Фельдман, Ю. С Шалаев. Золотоносные интрузивы степнякского типа. В сб. «Магматизм и метаморфизм Восточного Казахстана», Алма-Ата, 1965.

Кузнецов Е. А. К петрохимии магматических комплексов Урала. В сб. «Материалы по геологии и полезным ископаемым Урала», вып. 8, Свердловск, 1961.

Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. Изд. «Недра», М., 1964.

Лебедев А. П., Н. В. Павлов. Джугджурский анортозитовый массив. Тр. ИГЕМ, вып. 15, 1957.

Набоко С. И. Извержение Билюкая — побочного кратера Ключевского вулкана в 1938 г. Тр. Лабор. вулканологии и Камчатск. вулк. ст., вып. 5, 1947.

Набоко С. И. Лава Апахончича, побочного кратера Ключевского вулкана, образовавшегося в 1946 г. Бюлл. вулк. ст. АН СССР, № 17, 1953.

Спиридонов Э. М. Петрохимическая характеристика некоторых интрузивов степнякского типа (Северный Казахстан). БМОИП, отд. геол., т. 92, вып. 4, 1967.

Спиридонов Э. М. Геологическое строение Степнякского золотоносного интрузива (Северный Казахстан). Вестн. МГУ, сер. геол., № 4, 1968.

Спиридонов Э. М., В. М. Шульга, Н. Я. Ященко. Петрохимия верхнеордовикского крыккудукского интрузивного комплекса Северного Казахстана. Тезисы докладов I петрохимического совещания, Л., 1968.

Петрохимия кайнозойской Курило-Камчатской вулканогенной провинции. Под ред. Э. Н. Эрлиха. Изд. «Наука», М., 1966.

Пийп Б. И. Ключевская сопка и ее извержения в 1944—1945 гг. и в прошлом. Тр. Лабор. вулканологии АН СССР, вып. 11, 1956.

Эдвардс А. Б. Дифференциация в долеритах Тасмании. В сб. «Геология и петрография траповых формаций», Изд. иностр. лит., М., 1950.

Юдин Б. А. Геология и структура Цагинского массива габбро-лабрадоритов. В сб. «Вопросы геологии и минералогии Кольского полуострова», вып. 2, Изд. АН СССР, М.—Л., 1960.

Buddington A. F. Adirondac igneous rocks and their metamorphism. Mem. Geol. Soc. Amer., № 7, 1939.

Osborn E. F. Role of oxyden pressure in the crystallization and differentiation of basaltic magma. Amer. J. Sci., vol. 257, № 9, 1959.
Yoder H. S., Ir. The System diopside—anorthite—Water. Amer. Rep. Dir. Geophys. Lad., Carnegie Inst. Wash., Yr. Book., № 53, 1954.

А. А. Предовский, А. А. Жангуров, Ж. А. Федотов

ЭВОЛЮЦИЯ СОСТАВА БАЗИТ-ГИПЕРБАЗИТОВЫХ ПОРОД И ЕЕ РОЛЬ В ФОРМИРОВАНИИ МЕДНО-НИКЕЛЕВОГО ОРУДЕНЕНИЯ ПЕЧЕНГИ

Материалы, полученные авторами в последние годы, в том числе результаты изучения значительного количества средних проб (около 450), позволяют существенно уточнить данные предыдущих исследований (Елисеев, Папушис, 1952; Елисеев, 1958; Папушис, 1952; Загородный, Мирская, Суслова, 1964; Корнилов, 1966; Горбунов, 1961, 1968) и свидетельствуют о весьма сложной и многоэтапной эволюции печенгских базит-гипербазитовых пород, несущих медно-никелевое оруденение.

Нами намечается четыре основных этапа эволюции состава базит-гипербазитовых пород Печенги. Первый соответствует глубинному зарождению магмы и ее дифференциации в очаге, второй — внедрению интрузивных масс и их дифференциации во время движения и на месте консолидации, третий — наложению на дифференцированные интрузивы прогрессивного и четвертый — регрессивного регионального метаморфизма печенгского (карельского) времени.

Для расшифровки ранних этапов эволюции немаловажное значение имеет знание состава исходной магмы, давшей дифференцированные интрузивы. К пониманию этого вопроса можно приблизиться, рассматривая изменение во времени состава вулканитов в сравнении со средним составом дифференцированных интрузивов (рис. 1—5, табл. 1).

По первому и второму этапам эволюции наши данные, построенные на методически однородном материале, позволяют сделать четыре основных вывода.

1. По-видимому, существовало два очага зарождения и развития магмы, различавшихся по глубине и составу. Первый из них дал базитовую, а второй, более глубинный, базит-гипербазитовую ветви вулканитов и интрузивных пород. Ко второй относятся пикриты третьей и четвертой вулканогенных толщ (породы *12*, *16*, *18*, *20*, рис. 1—3) и никеленосные дифференцированные интрузивы. Каждая из ветвей на определенных этапах развития характеризуется появлением специфических магм, заметно отклоняющихся от средних составов в сторону обогащения натрием, алюминием и титаном (породы *6*, *26*, рис. 1—3). Среднее значение железо-магниевого отношения для пород базитовой ветви составляет около 1.2, а для базит-гипербазитовой — 0.5. В общем развитии базитов содержание кальция, титана и ванадия нарастает, а базит-гипербазитов — снижается. Вывод в целом согласуется с данными новейших теоретических исследований (Belousov, 1966; Masuda, Matsui, 1965).

2. Не подтверждаются предположения Б. И. Папушис и Н. А. Елисеева (Елисеев, Папушис, 1952) о связи повышенных содержаний титана, кальция и алюминия в породах дифференцированных интрузивов с глубинной ассимиляцией печенгских филлитов. Указанные геохимические особенности, вероятнее всего, определяются первичной спецификой исходной магмы. Кроме того, средние данные Б. И. Папушис (1952) по содержанию титана в дифференцированных интрузиях являются завышен-

Таблица 1

Расчет среднего состава дифференцированных интрузивных тел Печенги

Разновидности пород и число проб *	Эссекситовые габбро 4 (7)	Габбро 31 (32)	Пироксениты 4 (18)	Оливновые пироксениты 7 (9)	Перидотиты 34 (91)	Оливиниты 8 (19)	Средний состав дифференцированных интрузивов Печенги 88 (176)	Метапикриты III и IV вулканогенных толщ 7 (7)
	Доля от общего объема дифференцированных тел, %							
	5	36	4	1	50	4	100	—
SiO_2 **	47.95	45.89	45.78	46.32	36.97	36.08	41.14	43.86
TiO_2	2.98	2.87	1.92	1.09	0.99	0.74	1.80	1.99
Al_2O_3	13.17	9.85	6.18	3.29	3.27	2.39	6.22	6.97
Fe_2O_3	3.50	4.42	3.53	3.15	9.90	11.64	7.34	3.02
FeO	11.80	11.97	10.16	8.98	8.66	5.84	9.96	11.83
MnO	0.18	0.20	0.20	0.15	0.22	0.20	0.21	0.17
CaO	6.29	11.17	14.40	16.59	2.83	1.26	6.53	11.25
MgO	5.50	6.35	12.85	17.42	29.47	33.88	19.33	14.70
CuO	—	сл.	—	0.01	0.05	0.03	0.026	0.02
NiO	—	сл.	—	0.06	0.29	0.32	0.155	0.11
CoO	—	—	—	—	0.02	0.02	0.011	0.01
K_2O	1.50	0.76	0.35	0.08	0.14	0.10	0.43	0.11
Na_2O	2.82	1.91	0.81	0.26	0.14	0.08	0.93	0.30
H_2O+	3.31	3.61	3.04	2.37	6.44	6.82	5.09	4.69
S	0.15	0.31	0.09	0.42	0.34	0.25	0.30	0.04
CO_2	0.85	0.35	0.49	0.14	0.32	0.38	0.37	0.52
Сумма	100.00	99.66	99.80	100.33	100.05	100.03	99.84	99.59
Cu ***	0.005	0.010	0.020	0.035	0.036	0.029	0.024	0.017
Ni	0.001	0.009	0.022	0.038	0.20	0.20	0.112	0.084
Co	0.003	0.005	0.008	0.008	0.016	0.017	0.011	0.008
Cr	0.003	0.023	0.097	0.14	0.31	0.36	0.181	0.080
V	0.009	0.021	0.019	0.013	0.009	0.009	0.013	0.021

ными (рис. 3, табл. 1). В породах базит-гипербазитовой ветви контаминационные явления достоверно устанавливаются лишь в приконтактовых частях интрузивных тел, где они приводят к увеличению содержания кремния, кальция и натрия.

Эпизодическая глубинная контаминация магмы, давшей породы базитового ряда, представляется более вероятной. Она, по-видимому, являлась следствием подплавления сиалического фундамента и выражена в существовании аномально обогащенных кремнием и щелочами, в частности калием, разновидностей вулканитов (породы *3*, *7*, *10*, *21*, рис. 1—3).

3. Зарождение и эволюция магмы в родоначальных очагах, так же как и характер и последовательность ее поступления, контролировались тектоническим фактором. Периоды стабилизации приводили к появлению уже упоминавшихся дифференциатов, обогащенных натрием, титаном и алюминием. Активизация движений обусловливала преобладание материала, приближающегося к среднему составу начальной магмы базитовой

* Первая цифра — количество проб, использованных для силикатного анализа, вторая цифра (в скобках) — количество проб, использованных для спектрального количественного анализа.

** Компоненты по данным химического анализа в вес. % на высушенное при +110°С вещество.

*** Данные количественного спектрального анализа.

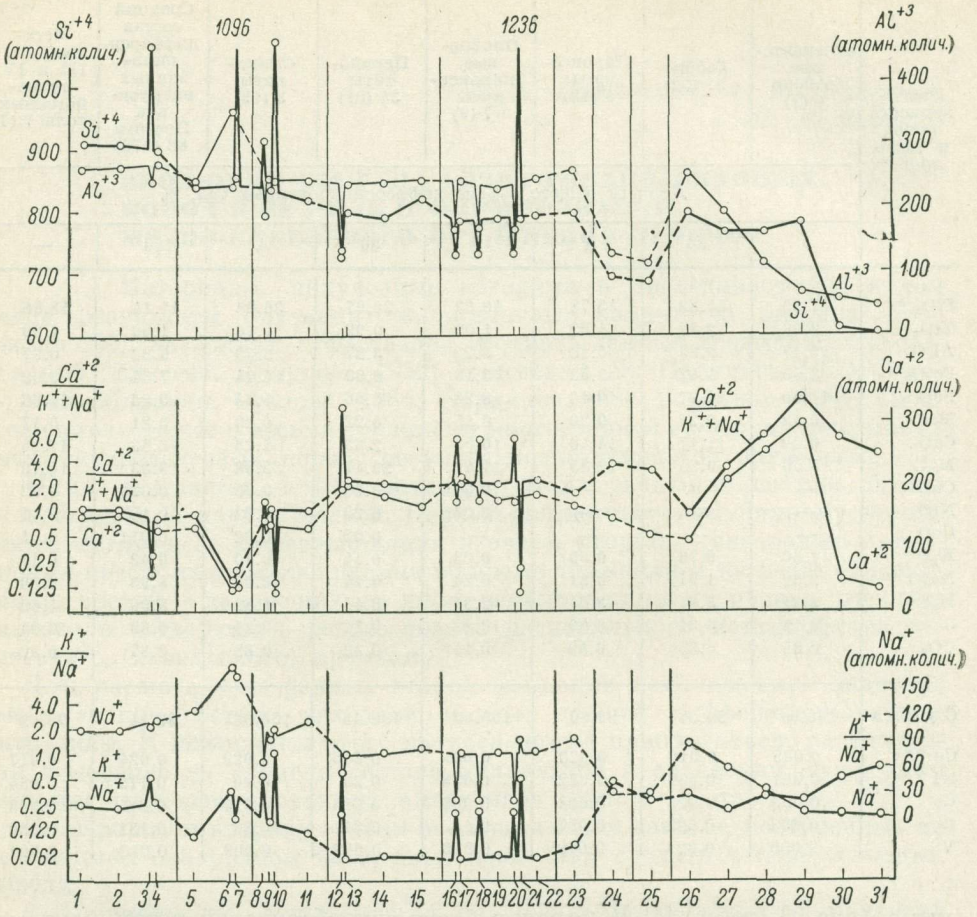


Рис. 1. Содержание кремния, алюминия, кальция, натрия и отношения кальций—сумма калия и натрия, калий—натрий в породах вулканогенных толщ и дифференцированных интрузивов Печенги.

Цифрами на горизонтальной координате обозначены: *1* — метадиабазы нижней части первой вулканогенной толщи (29 проб); *2* — метадиабазы средней части первой вулканогенной толщи (23 пробы); *3* — кварцевые метапорфириты (3 пробы); *4* — метадиабазы верхней части первой вулканогенной толщи (20 проб); *5* — трахибазальтовые метапорфириты низов нижней части второй вулканогенной толщи (16 проб); *6* — метаальбитофиры верхов нижней части второй вулканогенной толщи (28 проб); *7* — кварцевые метаальбитофиры (3 пробы); *8* — метапикриты — меланократовые метадиабазы (1 проба); *9* — метадиабазы низов верхней части второй вулканогенной толщи (9 проб); *10* — кварцевые метаальбитофиры (2 пробы); *11* — метадиабазы верхов верхней части второй вулканогенной толщи (7 проб); *12* — метапикриты (2 пробы); *13*, *14* и *15* — метадиабазы соответственно нижней, средней и верхней частей третьей вулканогенной толщи (53 пробы); *16* — метапикриты (2 пробы); *17* — метадиабазы нижней части четвертой вулканогенной толщи (18 проб); *18* — метапикриты (2 пробы); *19* — метадиабазы средней части четвертой вулканогенной толщи (23 пробы); *20* — метапикриты (1 проба); *21* — кварцевые метапорфиры (5 проб); *22* — метадиабазы верхней части четвертой вулканогенной толщи (24 пробы); *23* — интрузивные метагаббро-диабазы (19 проб); *24* — среднее для дифференцированных интрузивов Печенги по Б. И. Папушис (1952); *25* — среднее для дифференцированных интрузивов Печенги, по данным авторов. Породы дифференцированных интрузивов; *26* — эссекситовые габбро (4 пробы); *27* — габбро (31 проба); *28* — плагиоклазовые пироксениты (4 пробы); *29* — оливиновые пироксениты (7 проб); *30* — плагиоклазовые и нормальные слабо серпентинизированные перидотиты и серпентиниты (34 пробы); *31* — оливиниты и серпентиниты (8 проб). Локальными пиками с максимальными и минимальными значениями показаны характерные, но мало распространенные породы.

или базит-гипербазитовой ветви, в зависимости от глубины проникновения крупных тектонических разрывов. Эти данные ведут к предположению о том, что средний состав дифференцированных интрузивов Печенги, не вполне отвечает среднему исходному составу родоначальной магмы, которая могла быть более основной.

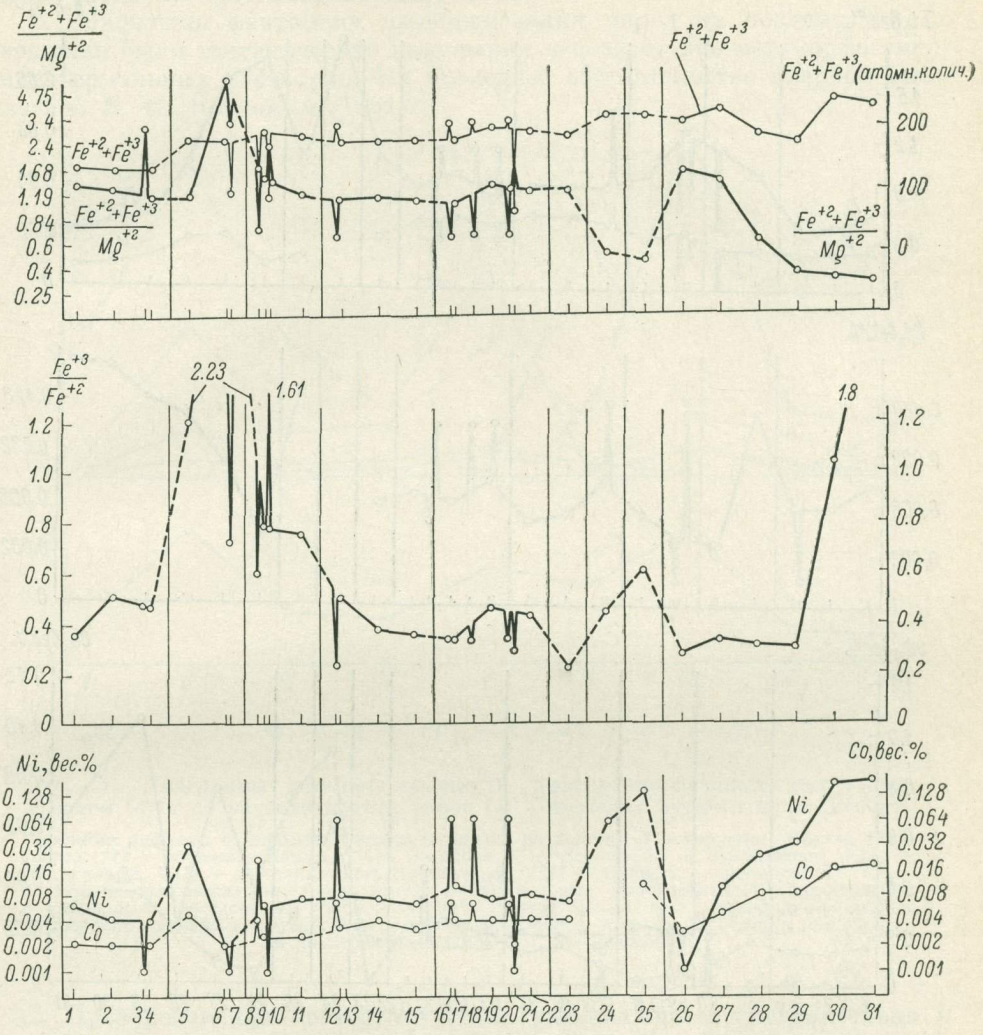


Рис. 2. Содержание железа, никеля, кобальта и отношения железо—магний и окисное железо—закисное железо в породах вулканогенных толщ и дифференцированных интрузивов Печенги.

Цифровые обозначения на горизонтальной координате соответствуют рис. 1.

Влияние тектонического фактора на размещение дифференцированных интрузивов было рассмотрено одним из авторов совместно с В. Г. Загородным (Загородный, Предовский, 1969). Здесь необходимо подчеркнуть влияние на размещение дифференцированных интрузивов как продольных, так и поперечных разрывных нарушений продуктивной толщи.

4. Сложные взаимоотношения разновидностей пород дифференцированных интрузивов, по нашему мнению, можно объяснить только в том случае, если допустить возможность одновременного внедрения двух возникших в едином глубинном базит-гипербазитовом очаге магм — габ-

броидной и перидотитовой. При этом на поздних стадиях, по-видимому, происходило внедрение только перидотитового расплава.

На третьем этапе эволюции на фоне прогрессивных регионально-метаморфических преобразований вмещающих туфогенно-осадочных пород дифференцированные интрузивы претерпели тектонические деформации,

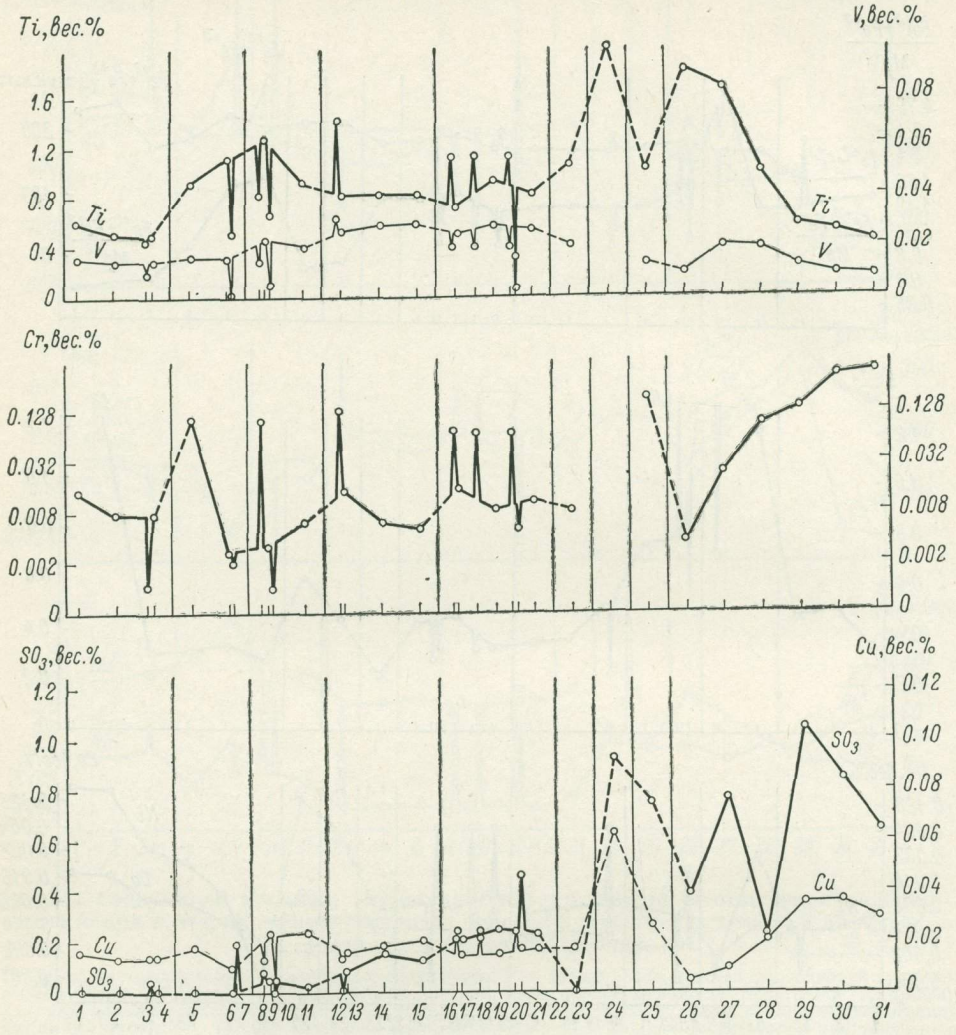


Рис. 3. Содержание титана, ванадия, хрома, меди и серы в породах вулканогенных толщ и дифференцированных интрузивов Печенги.

Цифровые обозначения на горизонтальной координате соответствуют рис. 1.

в частности блокировку и в разной степени проявленное рассланцевание вдоль контактов и секущих разрывных нарушений. При этом они подверглись изменениям, в целом близким к изохимическим. Впервые наложение процессов регионального метаморфизма карельского времени на дифференцированные интрузивы было установлено В. Г. Загородным (Загородный, Мирская, Суслова, 1964). На третьем этапе эволюции наиболее существенным процессом изменения была серпентинизация оливиновых пород, сопровождавшаяся привносом воды, отчасти алюминия, окислением железа и незначительным выносом магния.

Четвертый этап эволюции ознаменовался наиболее глубокими и разнообразными изменениями базит-гипербазитовых пород. Начало этим изменениям было, по-видимому, положено еще на прогрессивной стадии регионального метаморфизма вмещающих толщ, но они охватили и время регрессивной стадии. Наши данные позволяют сделать следующие основные выводы по рассматриваемому этапу.

1. Основными факторами преобразования пород на поздних этапах эволюции были тектонические нарушения и воздействие метаморфогенно-гидротермальных растворов. На последнее обстоятельство впервые было указано Е. К. Козловым (1961).

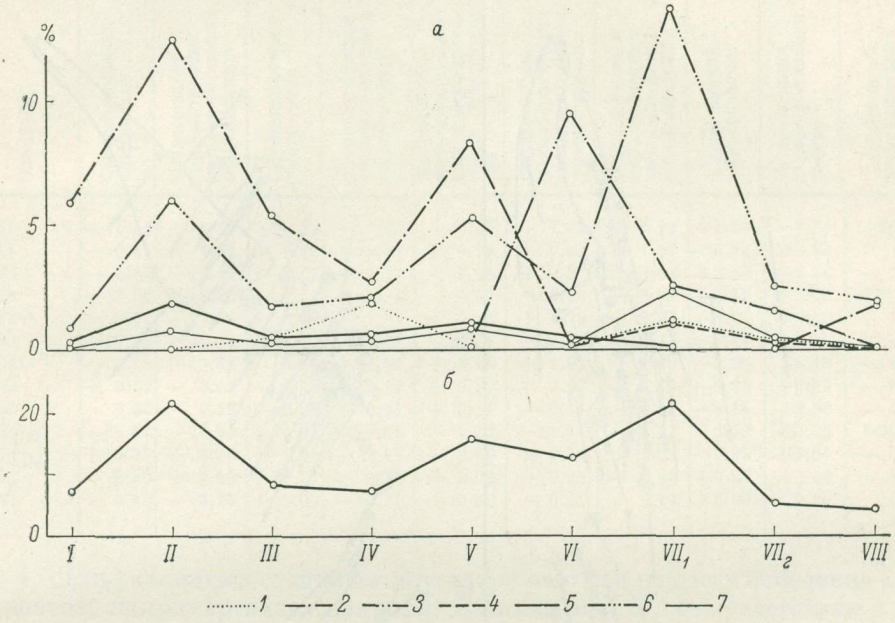
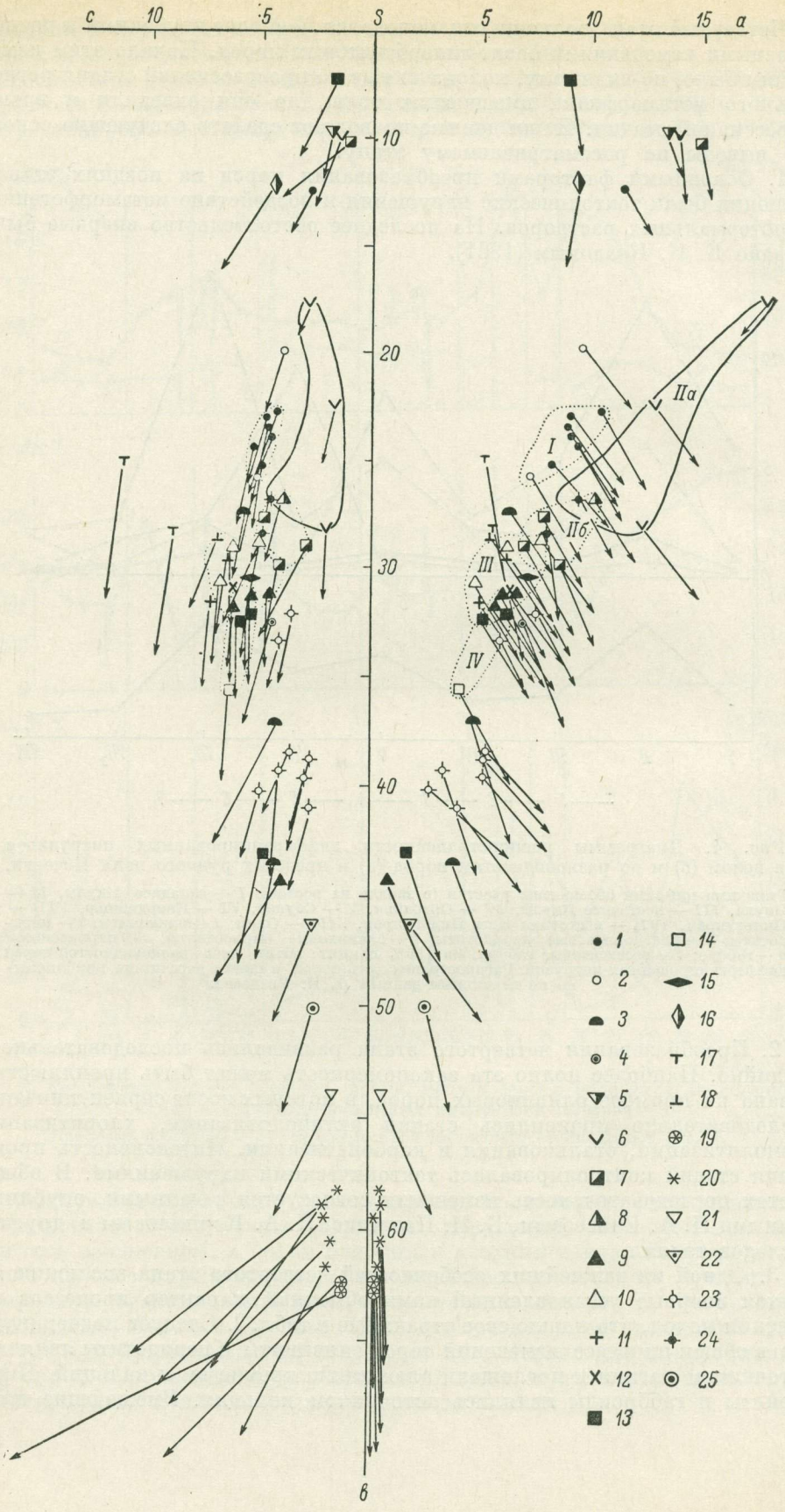


Рис. 4. Диаграммы распространенности дифференцированных интрузивов в целом (*б*) и по разновидностям пород (*а*) в пределах рудного поля Печенги.

Римскими цифрами обозначены участки (с запада на восток): *I* — западнее Каулы, *II* — Каула, *III* — восточнее Каулы, *IV* — Ортоайви, *V* — Соукер, *VI* — Киерджипор, VII_1 — Пильгуярви, VII_2 — восточная часть Пильгуярви, *VIII* — Онки; *1* — оливиниты; *2* — перидотиты; *3* — плагиоклазовые перидотиты; *4* — оливиновые пироксениты; *5* — пироксениты; *6* — габбро; *7* — эссекситовые габбро. За 100% принят объем всех разновидностей пород дифференцированных интрузий. Распространенность пород в целом рассчитана приближенно по первичным данным Л. И. Увадьева.

2. Преобразования четвертого этапа развивались последовательно и стадийно. Наиболее полно эта закономерность может быть проиллюстрирована на примере оливиновых пород, в которых после серпентинизации последовательно проявились стадии актинолитизации, хлоритизации, тремолитизации, отальковання и карбонатизации. Интенсивность проявления стадий контролировалась тектоническими нарушениями. В общих чертах последовательность изменения согласуется с данными, опубликованными Н. А. Елисеевым, Б. И. Папушис, Н. А. Корниловым и другими исследователями.

3. Одной из важнейших особенностей четвертого этапа эволюции является впервые установленный нами обменный характер процессов изменения пород, что нашло свое отражение в табл. 2. Следует подчеркнуть, что в общем процессе изменения пород оливиниты и перидотиты являлись источником магния и поглощали алюминий, кремнезем и кальций. Пироксениты и габброиды являлись источником кальция. Вмещающие туфо-


с
10
5
0
5
10
15
а
10
20
30
40
50
60
IIа
I
IIб
III
IV
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
в

генно-осадочные породы служили источником кремния, алюминия, щелочей и серы, получая от пород дифференцированных интрузивов магний и отчасти кальций. Наши данные обнаруживают сходство с наблюдениями Л. А. Виноградова (1967) и Д. Мэтьюза (Matthews, 1967) для других районов.

Таблица 2

Оценка привноса и выноса для основных этапов гидротермального преобразования некоторых изверженных и метаосадочных пород Печенги (в N_i^V — количестве атомов на объем в 10 000 Å^3, вычисленном по методу В. А. Рудника, 1966)

Элементы	Серпентинизация оливинитов	Оталькование и карбонатизация апооливинитовых серпентинитов	Серпентинизация перидотитов	Актинолитизация апоперидотитовых серпентинитов	Хлоритизация амфиболизированных апоперидотитовых серпентинитов	Оталькование и карбонатизация апоперидотитовых серпентинитов	Оталькование и карбонатизация эндоконтактовых пироксенитов *	Хлоритизация пироксенитов	Хлоритизация и карбонатизация габбро	Хлоритизация метатуффитовых сланцев
Si	—14.55	+18.43	— 8.33	+17.23	+ 8.60	+ 7.09	+11.16	—1.23	—7.21	—16.32
Ti	— 0.05	+ 1.83	+ 0.45	+ 0.75	+ 0.34	+ 0.30	+ 1.57	—0.28	—0.12	+ 1.10
Al	— 0.43	+12.33	+ 3.61	+ 3.57	+ 3.18	+ 2.37	+12.03	+2.57	—4.29	— 3.95
Fe^{+3}	+ 3.02	—18.36	+ 1.57	— 9.16	— 5.82	— 4.86	— 8.21	+0.19	+2.68	+ 2.34
Fe^{+2}	— 8.52	+17.29	— 5.26	+ 1.97	+ 0.28	+ 1.25	+ 3.07	—0.91	—3.43	+ 1.80
Mg	—17.18	—44.74	—25.23	—34.06	—16.78	— 7.50	—62.17	—0.45	+3.29	+24.03
Ca	— 3.12	+13.38	— 0.68	+22.00	+ 6.28	+ 1.97	+11.90	—0.96	—6.79	+12.00
Na	+ 0.17	— 0.03	— 0.79	+ 2.19	+ 0.82	+ 0.03	— 0.73	—0.90	+0.62	— 8.56
K	— 0.39	— 0.19	— 0.24	+ 0.11	+ 0.11	— 0.14	— 0.44	—0.44	—0.53	— 4.52
H_{OH}	+35.47	—86.83	+39.61	—73.01	— 1.90	—14.54	—19.17	+3.73	—0.28	+29.63
C_{CO_2}	+ 0.80	+ 8.76	+ 1.04	+ 2.43	+ 2.93	+ 4.79	+ 5.22	—0.69	+5.64	— 0.08
S	— 2.50	+ 2.45	+ 0.27	— 1.76	+ 2.02	— 0.22	+ 4.66	+0.27	—0.46	— 8.01
Ni	— 0.43	— 0.14	+ 0.07	— 0.14	— 0.22	— 0.11	— 0.14	0.00	0.00	0.00

4. Для различных стадий нами установлено меняющееся поведение компонентов, например воды, кальция, магния (рис. 6), в соответствии с последовательным развитием минеральных ассоциаций. Это обстоятельство имеет важное значение для расшифровки строения ореолов изменения пород в околорудном пространстве.

5. Поведение никеля на четвертом этапе эволюции гипербазитовых пород является весьма сложным. Уже при серпентинизации намечается его вынос совместно с магнием, который усиливается на стадии хлоритизации. В то же время происходит преимущественное накопление никеля в отдельных тектонически контролируемых участках пород. По нашим данным, вкрапленные медно-никелевые руды впервые появляются на стадии хлоритизации. Намечается несколько генераций руд. Одна из наиболее поздних формируется за счет интенсивного переотложения предшествующих генераций на стадии отальковання и карбонатизации. Механизм гидротер-

Рис. 5. Диаграмма А. Н. Заварицкого для изверженных основных—ультраосновных пород Печенги.

1, 2 — метадиабазы первой вулканогенной толщи; *3, 4* — интрузивные метабазиты первой вулканогенной толщи; *5, 6* — соответственно трахибазальтовые метапорфириты и метаальбитофиры нижней части второй вулканогенной толщи; *7, 8* — метадиабазы верхней части второй вулканогенной толщи; *9, 10* — метадиабазы третьей вулканогенной толщи; *11, 12* — интрузивные метабазиты третьей вулканогенной толщи; *13, 14* — метадиабазы четвертой вулканогенной толщи; *15* — интрузивные метабазиты четвертой вулканогенной толщи; *16* — порьиташские плагиопорфириты; *17* — древние (допеченгские) габбро-нориты и амфиболиты по ним; *18* — молодые (послепеченгские) дайковые диабазы. Породы дифференцированных интрузивов: *19* — оливиниты и серпентиниты по ним; *20* — перидотиты и серпентиниты по ним; *21* — оливиновые пироксениты; *22* — плагиоклазовые пироксениты; *23* — габбро; *24* — эссекситовые габбро; *25* — средний состав дифференцированных интрузивов.

* N_i^V дано относительно нормальных слабо измененных перидотитов.

мального преобразования вкрапленных руд впервые был описан для Печенги Н. А. Елисеевым (Елисеев, Папушис, 1952; Елисеев, 1958).

6. Распределение серы в изверженных и осадочных породах Печенги свидетельствует в пользу предположения о ее заимствовании из туфогенно-осадочных пород при процессах их метаморфогенно-гидротермального изменения и формирования медно-никелевых руд. Нарастание содержания серы

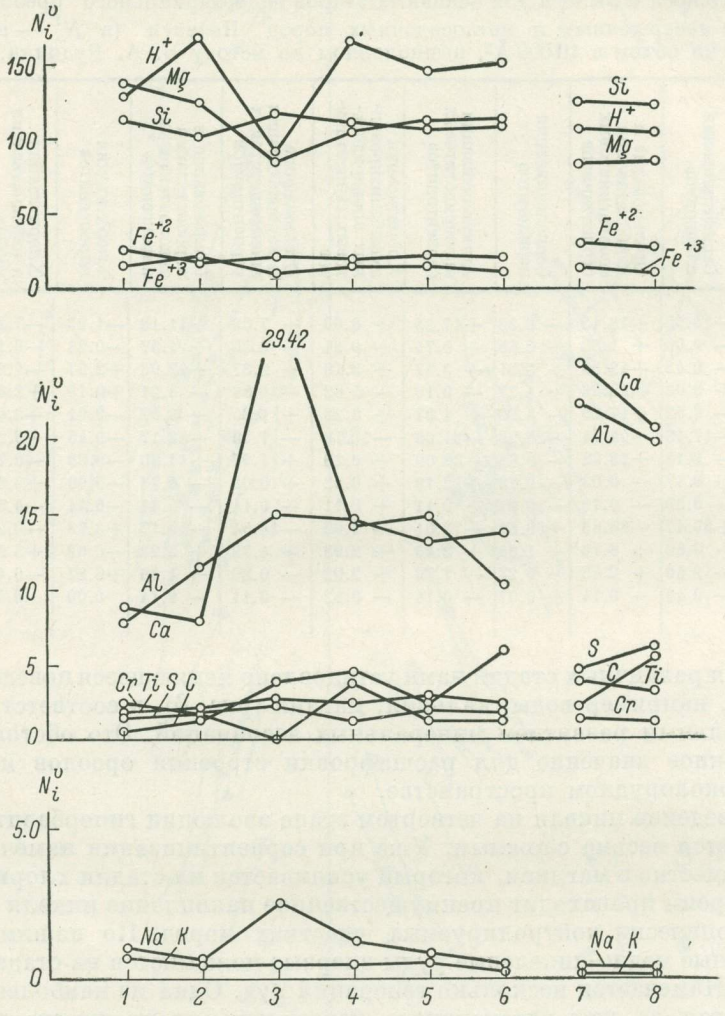


Рис. 6. Диаграммы изменения содержания петрогенных и рудогенных элементов в метаперидотитах по стадиям гидротермальных изменений (рассчитано по методу В. А. Рудника, 1966).

На вертикальной координате — содержание элементов в атомах на 10 000 Å³ (N_i^V). На горизонтальной координате цифрами обозначены: *1* — перидотиты, частично серпентинизированные (1 проба); *2* — апоперидотитовые серпентиниты (23 пробы); *3* — актинолитизированные серпентиниты (3 пробы); *4* — хлоритовые апосерпентиниты с актинолитом (4 пробы); *5* — тремолитизированные апосерпентиниты (15 проб); *6* — карбонат-тальковые апосерпентиниты (7 проб); *7* — актинолитизированные эндоконтактовые пироксениты (11 проб); *8* — отальк ованные и карбонатизированные эндоконтактовые апопироксениты (3 пробы).

от нижних вулканитов к верхним и к дифференцированным интрузивам (рис. 3) не отражает явлений дифференциации в глубинных очагах, а является следствием насыщения верхних частей разреза печенгского комплекса туфогенно-осадочными породами, изначально богатыми серой. При

наложенных метаморфогенных изменениях изверженные породы, соприкасавшиеся с осадками, обогащались серой за счет последних. Приведенные соображения подтверждаются данными табл. 3, демонстрирующими независимость содержания серы от состава пород вулканогенных толщ, чего не наблюдалось бы в случае связи уровня содержания серы с явлениями глубинной дифференциации.

Таблица 3

Содержание серы и магнезии в некоторых породах вулканогенных толщ Печенги, вес. %

Разновидности эффузивных и интрузивных пород	Число проб	Содержание серы	Содержание магнезии
Кварцевые метапорфиры . . .	5	0.18	1.60
Метаальбитофиры	37	0.04	2.50
Плагиопорфириты	2	0.18	2.87
Кварцевые метапорфириты	5	0.01	3.40
Метадиабазы	289	0.03	5.85
Метагаббро-диабазы	23	0.04	6.90
Меланократовые метадиабазы	1	0.03	8.55
Меланократовые метагаббро-диабазы	8	0.03	11.70
Метапикриты	7	0.04	14.70

Таким образом, для эволюции базит-гипербазитовых пород Печенги устанавливается многостадийность и многофакторность процессов изменения. Применительно к изучению процессов рудообразования это обстоятельство заставляет отказаться от использования столь распространенных «первично-магматических» петрохимических критериев для решения вопросов прогноза медно-никелевого оруденения.

ЛИТЕРАТУРА

Виноградов Л. А. О серпентинизации гипербазитов Серпентинитового пояса на Кольском полуострове. В сб. «Основные и ультраосновные породы Кольского полуострова», изд. «Наука», Л., 1967.

Горбунов Г. И. Геологическое положение пояса ультраосновных и основных интрузий. В кн. «Ультраосновные и основные интрузии Печенги», изд. АН СССР, М.—Л., 1961.

Горбунов Г. И. Геология и генезис сульфидных медно-никелевых месторождений Печенги. Изд. «Недра», М., 1968.

Елисеев Н. А. Генезис сульфидных медно-никелевых месторождений. Вестн. ЛГУ, сер. геол.-геогр., вып. 4, № 24, Л., 1958.

Елисеев Н. А., Б. И. Папушис. Метаморфизм печенгских горных пород. В кн. «Ультраосновные и основные интрузии и сульфидные медно-никелевые месторождения Печенги», Изд. АН СССР, Л., 1952.

Загородный В. Г., Д. Д. Мирская, С. Н. Суслова Геологическое строение печенгской осадочно-вулканогенной серии. Изд. «Наука», М.—Л., 1964.

Загородный В. Г., А. А. Предовский. Общие закономерности развития структуры и размещения ультраосновных интрузий Печенги. В сб. «Основной магматизм северо-восточной части Балтийского щита», изд. «Наука», Л., 1969.

Козлов Е. К. Основные итоги изучения и перспективы открытия медно-никелевых месторождений на Кольском полуострове. В сб. «Проблемы геологии Карелии и Кольского полуострова», Мурманск. кн. изд., 1961.

Корнилов Н. А. Околорудные изменения сульфидных жил медно-никелевых месторождений северо-запада Кольского полуострова. В сб. «Материалы ко II конференции по околорудному метасоматизму», Л., 1966.

Папушис Б. И. К вопросу о дифференциации ультраосновных и основных интрузий Печенги. В кн. «Ультраосновные и основные интрузии и сульфидные медно-никелевые месторождения Печенги», Изд. АН СССР, Л., 1952.

Рудник В. А. Атомно-объемный метод в применении к метасоматическому минерало- и породообразованию. Изд. «Недра», Л., 1966.
Belousov V. V. Modern consepts of the structure and development of the Earth's crust and the upper mantle of continents. Quart. Journ. Geol. Soc. London, vol. 122, № 3, 1966.
Masuda A., J. Matsui. Depth of magma sources of an eclogite and a peridotite tentatively, estimated from the pattern of lanthanides. Japan. Journ. Geol. and Geogr., vol. 36, № 2—4, 1965.
Matthews D. W. Zoned ultrabasic bodies in the Lewisian Moin Nappe in Skye. Scottish Journ. of Geol., vol. 3, 1967.

В. И. Кочнев-Первухов

ФОРМАЦИОННЫЕ ТИПЫ И ОРУДЕНЕНИЕ УЛЬТРАБАЗИТОВ АЛЛАРЕЧЕНСКОГО РАЙОНА

По данным региональных геофизических исследований последних лет (Шустова, 1966) Аллареченский район располагается в зоне сочленения опущенного и взброшенного блоков земной коры. Зона интерпретируется как глубинный раскол. Регион насыщен интрузивами ультраосновного и основного состава, с которыми связаны месторождения медно-никелевых руд Печенгского и Аллареченского районов. Установлено, что гипербазиты Аллареченского района приурочены к определенным горизонтам своеобразных куполовидных структур грибовидного строения. Как правило, интрузивы залегают согласно с вмещающими породами и представляют собой силлы сложной конфигурации. Медно-никелевое оруденение обнаруживается не во всех интрузивах и связано с телами гипербазитов, приуроченными к пересечению краевых частей куполовидных структур со структурами северо-восточного простирания, осложненными разломами того же направления (месторождения Аллареченское, «Восток», рудопроявления Акким, Аннама и гора Широкая). Для некоторых из этих интрузивов были установлены секущие контакты с вмещающими породами (Ю. В. Гончаров — в карьере Аллареченского рудника, А. И. Богачев — на горе Широкой) или приуроченность к межслоевым трещинам (месторождение «Восток»).

Эти особенности структурного положения гипербазитов привели к предположению о наличии в районе ультраосновных пород двух типов. В результате дальнейшего исследования были выделены гипербазиты I («копосовского») и II («аллареченского») типов (Богачев, Кочнев-Первухов, 1965; Кочнев-Первухов, 1967), из которых в рамках классификации Ю. А. Кузнецова (1964) первые были отнесены к гипербазитовому, а вторые — к габбро-перидотитовому формационным типам (Богачев и др., 1968).

Между выделенными типами ультраосновных пород имеются различия. Для интрузивов «копосовского» типа характерно преобладание оливинитов и энстатитовых оливинитов над гарцбургитами. Ортосиликаты относительно мало железистые (оливин № 17—20). Расплав постепенно обогащается кремнекислотой и щелочами, фракционирование четкое и проявляется в образовании интерстициальных флогопита и зеленовато-бурого амфибола (интрузивы озер Копос и Вельяур). Состав рудной фазы также меняется: для ранних стадий характерна ассоциация хромита с магнетитом, содержащим вростки шпинели, для средних — магнетита с редкими выделениями ильменита, для поздних — магнетита с единичными вкрапленниками пирротина. Таким образом, для гипербазитов I типа характерно увеличение содержания кремнекислоты при почти постоянной железистости породы и непрерывном выделении окисной фазы (магнетита), что соответствует фракционированию расплава при постоянном парциальном давлении кислорода (Osborn, 1959).

Интрузивы «аллареченского» типа характеризуются преобладанием гарцбургитов над оливинитами. Состав ортосиликатов отличается большей железистостью (оливин № 30—35,), состав оливина остается постоянным, а железистость пироксена, связанного с оливином реакционными взаимоотношениями, понижается в гарцбургитовых частях тел и сопровождается выделением магнетита и тонкой вкрапленности сульфидов. Конечные стадии формирования массивов характеризуются образованием своеобразных рудных пегматитов, кристаллизующихся из расплава, богатого летучими, о чем свидетельствует их состав — сульфиды (пирротин, пентландит, халькопирит), апатит, карбонат (доломит), иногда турмалин. Ксенолиты ультраосновных пород, попавшие в эти жилы, замещаются сульфидами и флогопитом с крупными призмами голубоватого апатита. Титан является проходящим элементом.

Общее направление эволюции системы отражается в слабом накоплении кремнекислоты и заметном увеличении железистости, что соответствует кристаллизации в условиях постоянства общего состава и низкого парциального давления кислорода (Osborn, 1959, 1962).

Данные, касающиеся химического состава гипербазитов, базируются на химических анализах пород, содержащих не более 5% вторичных амфиболов, хлоритов и слюд.

Гипербазитам «копосовского» типа присущи высокие содержания магния и хрома, пониженные алюминия, железа, титана и кальция и почти полное отсутствие щелочей, особенно калия, серы и, как следствие, сульфидного никеля. Так, отношение $\frac{Mg}{Fe^{+2}+Fe^{+3}}$ в них более 4.0, коэффициент $M=\frac{Fe^{+2}+Fe^{+3}}{Mg+Fe^{+2}+Fe^{+3}}$ менее 0.22, отношение Ti : Cr обычно менее 1, содержание сульфидного никеля не превышает 0.06%. Для них характерно низкое содержание V и Cu, присутствие Sr и полное отсутствие Sn, Ga, Pb, Zn, Ag и Be.

Гипербазиты «аллареченского» типа, напротив, отличаются высоким содержанием железа, титана, алюминия, кальция, щелочей, серы и сульфидного никеля и пониженным — магния и хрома. Так, отношение $\frac{Mg}{Fe^{+2}+Fe^{+3}}$ в них менее 3.0, коэффициент M более 0.22, отношение Ti : Cr всегда более 1, а содержание сульфидного никеля не ниже 0.12%. Они характеризуются повышенным содержанием V и Cu, постоянным присутствием следов Sn, Ga, Pb, Zn, Ag и Be и отсутствием Sr.

Таким образом, совокупность имеющейся информации приводит нас к выделению двух типов ультраосновных пород, один из которых (гипербазитовый) несет бедное хромитовое оруденение, а второй (габбро-перидотитовый) — сингенетическую медно-никелевую минерализацию; с ним же связаны и эпигенетические руды никеля и меди.

Связанные с интрузивами «аллареченского» типа медно-никелевые руды генетически неоднородны. По геологическим данным выделяются сингенетические и эпигенетические разновидности, разорванные во времени периодом формирования гранитных жил, секущих тела гипербазитов (Богачев и др., 1966).

Сингенетическое оруденение — сидеронитовая вкрапленность в гипербазитах, каплевидные выделения в первичных ортосиликатах, рудные пегматиты с оливином, апатитом и карбонатами. Эпигенетическое оруденение — метасоматическая вкрапленность и прожилки сульфидов в гипербазитах, прожилково-вкрапленные руды во вмещающих породах, жильные массивные и брекчиевидные руды в зонах дробления и смятия.

Математическая обработка имеющихся в нашем распоряжении химических анализов показывает, что каждый генетический тип сульфидных

медно-никелевых руд характеризуется специфическими связями компонентов, слагающих руды. Эти связи однотипны в рудах разных месторождений, сформировавшихся в различных условиях и связанных с различными типами основных—ультраосновных пород.

ЛИТЕРАТУРА

Богачев А. И., В. А. Горелов, Л. С. Динкевич, Я. Х. Есселев, В. И. Кочнев-Первухов. О генезисе медно-никелевых руд северо-западной части Кольского полуострова. В сб. «Вопросы геологии и закономерности размещения полезных ископаемых», Карельск. кн. изд., Петрозаводск, 1966.

Богачев А. И., В. И. Кочнев-Первухов. О некоторых петрохимических критериях никеленосных гипербазитовых интрузий (на примере Аллареченского района). «Сов. геология», № 11, 1965.

Богачев А. И., В. И. Кочнев-Первухов, М. М. Лавров, М. Г. Попов, В. Д. Слюсарев. Гипербазиты протерозоя некоторых районов Карело-Кольского региона (опыт формационного анализа), Карельск. кн. изд., Петрозаводск, 1968.

Кочнев-Первухов В. И. Ультраосновные интрузии Аллареченского района (геология, петрография, химизм). Тр. Инст. геологии Карельского филиала АН СССР, вып. 1, 1967.

Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. Изд. «Недра», М., 1964.

Шустова Л. Е. Глубинное строение Балтийского щита по данным геофизических исследований. «Сов. геология», № 5, 1966.

Osborn E. F. Role of oxygen pressure in the crystallization and differentiation of basaltic magma. Amer. Journ. Sci, vol., 257, № 9, 1959.

Osborn E. F. Reaction series for subalkaline igneous rocks based on different oxygen pressure conditions. Amer. Mineral., vol. 47, № 3, 4, 1962.

В. А. Соколов, Л. П. Галдобина,
А. В. Рылеев, А. П. Светов,
К. И. Хейсканен

ЯТУЛИЙСКИЙ ВУЛКАНИЧЕСКИЙ КОМПЛЕКС КАРЕЛИИ

Геология

Ятулийские основные породы в возрастном (положение в вертикальном разрезе) и пространственном отношении (фациальные переходы) тесно связаны с вмещающими их осадочными толщами ятулия, вместе с которыми они образовались в геотектонических условиях становления молодой платформы на месте нижнепротерозойской геосинклинали. Все эти основные породы принадлежат к числу вулканических формаций диабазового ряда, свойственных областям завершенной складчатости.

В составе ятулия независимо от типа ятулийских отложений (Соколов, Светов, 1968а) основные эффузивы, туфы и вулканогенно-хемогенные образования залегают на двух стратиграфических уровнях: в кровле нижнего и среднего ятулия, приурочиваясь к регрессивным частям крупных осадочных циклов, образование которых связано с периодическими колебательными движениями блоков доятулийского основания. Мощность и площадное распространение (масштабы вулканизма) эффузивных основных пород нижнего и среднего ятулия неодинаковы.

Нижнеятулийские основные породы развиты в пределах Онежской, Суоярвской, Сегозерской, Селецкой тектонических ятулийских структур, возможно, в Панаярвинской структуре, в то время как севернее оз. Сего-

зера и южнее оз. Суоярви они выклиниваются из разреза и на значительной площади в южной, центральной и северной Карелии не обнаружены. В различных участках площади развития нижнеятулийских основных пород описано от одного до четырех лавовых потоков суммарной мощностью до 90 м. С лавовыми потоками парагенетически связаны пирокластические (туфы, туффиты) и вулканогенно-осадочные (силициты) породы, образующие прослои до 1.5 м. Достоверные интрузивные аналоги (подводящие каналы) эффузивов неизвестны.

Среднеятулийские основные эффузивные породы имеют широкое площадное развитие и описаны в большинстве ятулийских тектонических структур Карелии, за исключением Туломозерской, Малоянисъярвинской и Чиркокемской, где эффузивы выклиниваются из разреза, хотя в синхронных им осадках отмечается влияние вулканизма. Основные породы слагают в разных участках до 15 последовательно перекрывающих друг друга потоков с максимальной суммарной мощностью до 350 м. С потоками переслаиваются разнообразные по составу туфы, туфосланцы, туфопесчаники (мощность прослоев до 5.0 м) и яшмовидные силициты (мощность до 1.0 м). В нескольких пунктах установлены подводящие каналы для среднеятулийских излияний основной лавы, представленные габбро-диабазами (Соколов, Светов, 1968б), а также остатки вулканических построек (Светов, Голубев, 1967).

Верхнеятулийские основные породы представлены доскладчатыми, соскладчатыми и постскладчатыми интрузиями диабазов и габбро-диабазов, слагающих дайки, штоки, силлы, которые локализуются в основном среди верхнеятулийских отложений. Эффузивных образований, связанных с верхнеятулийской эпохой магматизма, с достоверностью пока не обнаружено, хотя наличие их не исключается.

Таким образом, ятулийский вулканический комплекс объединяет разновозрастные образования трех этапов магматической деятельности различной интенсивности. При этом устанавливается, что центры лавовых излияний приурочиваются к зонам раздела между областями развития континентальных и бассейновых отложений (в нижнем и среднем ятулии), и одновременно к линиям крупных разломов древнего заложения, периодически оживлявшихся в ятулийское время.

Фациальная характеристика

По условиям и способу (механизму) образования пород ятулийского вулканического комплекса, по взаимоотношению с вмещающими породами (средой) выделяются три основных генетически различных ряда фаций: интрузивный, субвулканический и вулканический, подразделяющиеся в свою очередь на фации.

Под фацией подразумевается совокупность физико-химических особенностей процессов образования магматических пород, обусловленных конкретными геолого-тектоническими и физико-географическими условиями их формирования в различных взаимоотношениях со средой (в широком понимании). Соответственно в ряды объединяются фации, отвечающие определенным и естественно выделяющимся крупным совокупностям геолого-тектонических и физико-географических условий. Все ряды фаций тесно связаны между собой и могут иметь непрерывные переходы друг в друга.

Интрузивный ряд фаций характеризуется кристаллизацией магматических расплавов, внедрившихся на различной глубине в ятулийские и доятулийские образования и не имеющих прямой связи с наземными вулканическими аппаратами. В зависимости от взаимоотношений с вмещаю-

щими породами, обусловливающих морфологию и величину залежей, выделяются фации: дайковая, силлово-лакколитовая, штоковая.*

Дайковая фация включает разновозрастные (не менее 2 генераций) дайки диабазов и габбро-диабазов, которые образуют секущие линейно вытянутые тела протяженностью до 10 км при мощности их до 300 м. Дайки образованы при заполнении диабазовой магмой вертикальных и наклонных расколов, возникающих на контакте ятулийских отложений с породами фундамента (внешние разломы), внутри площадей развития ятулийских отложений (внутренние разломы). Различаются дайки г р у п п о в ы е, параллельно расположенные, и дайки п о л у к о л ь ц е в ы е, которые установлены около сводовой части крупных брахиантиклинальных структур. Возможно, что часть даек при установлении их генетической связи с лавовыми излияниями может быть отнесена к субвулканическому ряду фаций.

Силлово-лакколитовая фация представлена пластообразными симметрично построенными интрузивными телами габбро-диабазов, которые залегают в общем согласно с вмещающими их нижнеятулийскими (Чирко-Кемский силл), а чаще верхнеятулийскими отложениями (силлы в ядрах Суоярвской, Туломозерской, Кумсинской, Селецкой и ряда других синклинальных структур). Мощность силлов достигает 100—200 м при значительной длине и ширине (до 15 км). В районе оз. Селецкого описаны переходы силлов по простиранию вначале в кососекущие залежи, а затем в линейные крутопадающие дайки мощностью до 40—50 м.

Штоковая фация включает крупные интрузивные тела габбро-диабазов, имеющие неправильную форму. К числу штоков отнесено, например, тело габбро-диабазов южного берега оз. Чинозера. Чинозерский шток имеет сложное, несколько асимметричное строение. Величина его 7.5××6—8 км. Сложен шток афанитовыми диабазами, средне- и крупнозернистыми, пегматоидными такситовыми и трахитоидными габбро-диабазами. Шток прорывает ятулийские отложения, располагаясь в ядре синклинали.

Субвулканический ряд фаций представлен образованиями магмоподводящих каналов, имеющих выход на дневную поверхность и, по-видимому, связан непрерывными переходами как с предыдущим интрузивным, так и последующим вулканическим рядами. Породы, соответствующие этому ряду фаций, имеющие несогласное секущее залегание среди средне-, нижне- и доятулийских образований, слагают некки разной формы и размера, заполняют трубки взрыва и т. д. По своей природе промежуточные между интрузивными и эффузивными эти образования несут в себе на разной глубине залегания различные признаки (вертикальная зональность): интрузивных пород на глубине и вулканических в местах выхода магмы на поверхность, поэтому логичным представляется выделение здесь фации подводящих магматических каналов и жерловой.

Фация подводящих магматических каналов представляет собой корни подводящих каналов, где магматические породы имеют секущие контакты с вмещающими отложениями и полнокристаллическое сложение. К этой фации в центральной Карелии отнесены Орченский некк, который установлен на северном берегу оз. Сегозера в районе Орчень-губы.

Здесь на протяжении 6 км при мощности до 500 м в северо-западном направлении прослеживаются крутозалегающие трахитоидные разнозернистые габбро-диабазы. В центральной части некка прослежены крупнозернистые, местами пегматоидные розовато-серые габбро-диабазы, которые к краевой части сменяются более мелкозернистыми и темноцветными

---

* Один из авторов, статьи (А. П. Светов) считает неоправданным выделение дайковой, силлово-лакколитовой и штоковой фаций в составе интрузивного ряда и предлагает относить их к соответствующим субфациям субвулканической фации.

разностями пород. Габбро-диабазы секут пологозалегающие толщи нижнего и частью среднего ятулия и в свою очередь перекрываются пологозалегающими осадками верхнего ятулия. Принадлежность этого некка к числу подводящих каналов среднеятулийских излияний определена по совокупности геологических и палеовулканологических (текстуры течения) признаков. Есть предположения, что подобные подводящие каналы имеются в районе Медвежьегорска, Янгозера, Тунгуды и в ряде других участков.

Жерловые фации образуются в местах непосредственного выхода магмы на земную поверхность и среди древних, особенно докембрийских образований встречаются чрезвычайно редко. Поэтому большой геологический интерес имеет находка остатков вулканической постройки в районе пос. Гирвас (Светов, Голубев, 1967), где описаны склоны лавового конуса, часть эффузивного жерла и побочный кратер — трубка взрыва.

Вулканогенный ряд фаций объединяет продукты вулканических извержений на поверхность земли, которые залегают согласно с осадочными породами. В зависимости от механизма извержения и физического состояния продуктов вулканической деятельности в ятулии выделяются фации текучих лав, твердых выбросов и фумарольно-сольфатарная. Характерной особенностью образований вулканогенного ряда фаций является то, что они локализируются как инородные тела в различных фациальных обстановках седиментационных областей с незначительным влиянием среды на их облик и состав.

Фация текучих лав соответствует поверхностным излияниям основной магмы. В ятулии она представлена серией последовательно залегающих друг на друга потоков (покровов), которые образовались в конце нижнего и среднего ятулия. Лавовые потоки (покровы) имеют различную мощность (от 1 до 50 м) и слагаются эпидотизированными диабазами, рогово-обманковыми и диабазовыми порфиритами, мандельштейнами, шаровыми и пенистыми лавами, автобрекчиями (Соколов, Светов, 1968б). Для них характерна резкая асимметрия разреза с постепенным переходом от одной разновидности пород к другой. В основании потоков обычно находятся афанитовые диабазы, в разной степени эпидотизированные (с небольшими скоплениями миндалин), выше — порфириты и в кровле — мандельштейны, пенистые лавы и другие породы, характерные обычно для кровли потока.

О выдержанности лавовых потоков по простиранию данных мало. Установлено, например, что поток с шаровыми лавами в районе Каличьих островов и восточного берега Сегозера протягиваются без существенных изменений не менее чем на 12 км. В этом же районе поток с пенистыми лавами также без существенных изменений прослежен на протяжении 10 км. В районе г. Медвежьегорска отдельные потоки прослеживались на 10—15 км с установленным при этом небольшим изменением их мощности «порфиритовой» и «мандельштейновой» зон.

Характерной особенностью этой фации является наличие в потоках различных признаков течения (Соколов, Светов, 1968б). Направления течения лавы, установленные по сумме признаков, обычно совпадают с направлением уменьшения мощности потока и их выклиниванием из разреза и, таким образом, дают основание судить о местонахождении центров излияний.

Формирование лавовых потоков происходило в различных фациальных обстановках. К такому выводу помогает подойти текстурный анализ осадочных пород, подстилающих потоки или переслаивающихся с ними. Кроме того, текстурные особенности лав несут иногда признаки наземных или подводных излияний. О подводном излиянии лав свидетельствует незначительная степень окисленности лав и зеленокаменный облик, в то время как лавы наземных (континентальных) излияний имеют весьма высокую степень окисленности, значительную гематитизацию, в результате чего породы при-

нимают грязно-бурые, красновато-бурые оттенки в окраске, которые аналогичны породам краснокаменного облика. Как в наземных, так и подводных условиях излияние лав носило спокойный характер, о чем можно судить по коэффициентам палеоэксплозивности, равным 2—5%.

Фация твердых выбросов (эксплозивная) включает различные по величине фрагментов продукты вулканических выбросов, образующиеся при взрывах, которые после некоторого переноса в атмосфере осаждались на разном удалении от центра извержения, попадая в различные фациальные обстановки (группы фаций и фации) седиментационных областей. В нижнеятулийскую вулканическую фазу выбросы пеплового материала предшествовали (район Прионежья) излияниям, сопровождали их (район Янгозера) и происходили в заключительную стадию вулканизма (район Сегозера). В среднеятулийскую фазу вулканические взрывы происходили неоднократно, что приводило к формированию нескольких горизонтов туфов и других пород, переслаивающихся с лавовыми потоками.

Продукты вулканических выбросов образуют маломощные (0.5—5.0 м) залежи с быстрым выклиниванием по простиранию, что обусловливает их часто линзообразную форму. По своему строению эти залежи неоднородны, так как в них чередуются прослои, сложенные разным количеством вулканического и осадочного материала: туфы, туффиты и туфогенные породы. Фумарольно-сольфатарная фация ятулийского вулканизма — это выделение различных растворов и газов из остывающей лавы. Отмеченные в ряде лавовых потоков газовые пузыри, пенистые лавы и другие признаки являются свидетелями многообразного, но слабо еще изученного процесса отделения от лавы летучих компонентов. В составе ятулийских вулканических толщ продукты описываемой фации представлены в основном яшмовидными силицитами, которые описаны среди нижне- и среднеятулийских вулканитов в ряде районов. Они образуют маломощные жилы, линзы, сложной формы гнезда разных размеров (от 0.6—1.0 до 4.0 м) среди мандельштейнов и шаровых лав в кровле лавовых потоков, заполняя их неровности. В виде прослоев до 1 м и обособлений неправильной формы они залегают среди туфов, туффитов и туфогенно-песчанистых осадков, переслаивающихся с покровами.

Охарактеризованные выше группы фаций и фации являются составными частями ятулийской диабазовой формации, Кроме того, при прямом влиянии вулканизма на осадкообразование происходило формирование группы смешанных по составу вулканогенно-осадочных пород, т. е. переходных между фациями твердых выбросов и фумарольно-сольфатарной, с одной стороны, и осадками разных фаций, — с другой. Такого типа смешанные по составу отложения выделяются под названием вулканогенно-осадочных ассоциаций. В составе ятулия описано несколько таких ассоциаций, наиболее характерными из которых являются следующие: туфо-глинистая ассоциация, которая описана в основании среднего ятулия в районе Пялозера, а также в основании второго осадочного цикла среднего ятулия в районе Пялозера, Суоярви, Туломозера. Здесь залегают разноцветные глинистые, карбонатно-глинистые, песчано-глинистые сланцы, туфосланцы, песчаники с карбонатным цементом, доломиты (песчанистые и кремнистые); кремнисто-доломитовая ассоциация, установленная в составе второго осадочного цикла среднего ятулия, синхронного по времени формирования излиянию лав среднего ятулия, в районе Прионежья, Суоярви, Туломозера и М. Янисъярви, где в составе 30—50-метровой пачки описаны в основном разнозернистые (чаще тонко- и мелкозернистые), разноцветные (белые, розовые, красные, бурые) доломиты, реже песчаники со значительным количеством кремнистого материала, который слагает слои, линзообразные прослои, желваки различной формы и размера (Соколов, 1963); гематит-доломит-глинистая ассоциация, которая стратиграфически приурочивается

к гематит-песчано-глинистой пачке среднего ятулия в онежском и туломозерском типах разреза. Пространственные взаимоотношения фаций ятулийского вулканического комплекса четко устанавливаются геологически. К этому можно добавить, что так же отчетливо прослеживается и петрохимическая связь пород в интрузивном, субвулканическом и вулканическом рядах фаций.

Задачи дальнейших комплексных исследований

Ятулийский вулканический комплекс, представляющий собой одну из своеобразных магматических формаций, становление которой происходило в переходных геотектонических условиях, должен быть объектом дальнейших комплексных исследований на всей территории Балтийского щита. Стимулом к этому является большой научный и практический (медь и другие руды) интерес к образованиям этого комплекса (формации). Основные задачи дальнейших исследований складываются из следующих направлений:

а) геологического — продолжение работы по расчленению основных пород комплекса на фации по всей территории Балтийского щита; установление сопряженности магматизма со структурообразованиями и осадкообразованиями в ятулии; связи ятулийского магматизма с глубинным строением и развитием земной коры;

б) петрологического — выявление вертикальной и площадной эволюции химизма пород, особенностей дифференциации магматического расплава в ятулии и сравнительный петрологический анализ магматизма в нижнем, среднем и верхнем протерозое;

в) металлогенического — выявление причин металлогенической специализации разных фаций вулканизма, в том числе на основе детального изучения рудного вещества.

Исследования в указанных выше направлениях должны осуществляться параллельно со взаимной проверкой и увязкой получаемых материалов и выводов.

ЛИТЕРАТУРА

Светов А. П. Некоторые петрохимические особенности ятулийского вулканического комплекса Центральной Карелии. В сб. «Вулканогенные и гипербазитовые комплексы протерозоя Карелии», Тр. Инст. геологии Карельск. фил. АН СССР, вып. 1, Петрозаводск, 1968.

Светов А. П., А. И. Голубев. Вулканический аппарат ятулийского вулканического комплекса Центральной Карелии. ДАН СССР, т. 171, № 1, 1967.

Соколов В. А. Геология и литология карбонатных пород среднего протерозоя Карелии. Изд. АН СССР, М.—Л., 1963.

Соколов В. А., А. П. Светов. Геология ятулийского вулканического комплекса Южной и Центральной Карелии. В сб. «Вулканогенные и гипербазитовые комплексы протерозоя Карелии», Тр. Инст. геологии Карельск. фил. АН СССР, вып. 1, Петрозаводск, 1968а.

Соколов В. А., А. П. Светов. О некоторых типах текстур течения в основных лавах ятулия. В сб. «Вулканогенные и гипербазитовые комплексы протерозоя Карелии», Тр. Инст. геологии Карельск. фил. АН СССР, вып. 1, Петрозаводск, 1968б.

МАГМАТИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ СЕВЕРО-КАРЕЛЬСКОЙ СИНКЛИНОРНОЙ ЗОНЫ КАРЕЛИД

В составе синклинория выделяются две разобщенные сложные синклинальные структуры: Куолаярви-Панаярвинская и Кукасозерско-Тикшозерская, в свою очередь разделяющиеся соответственно на Куолаярвинскую, Панаярвинскую, Кукасозерскую и Ириногорскую синклинали. Весь комплекс осадочно-вулканогенных образований синклинорной зоны расчленяется на три толщи, получившие распространение в пределах всего синклинория (рис. 1).

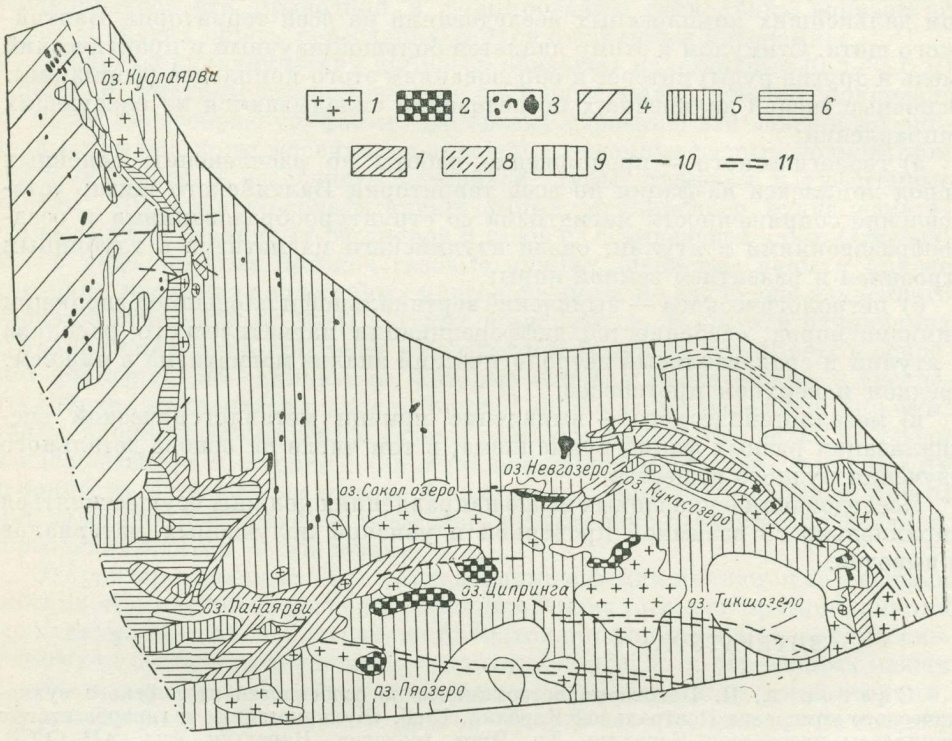


Рис. 1. Геологическая схема протерозойских осадочно-вулканогенных и интрузивных комплексов Северо-Карельской синклинорной зоны.

1 — граниты, гранодиориты; *2* — дифференцированные основные интрузии; *3* — гипербазиты; *4* — диабазовый интрузивно-вулканогенный комплекс; *5* — верхняя карбонато-сланцевая толща; *6* — средняя кварцито-сланцевая толща; *7* — нижняя осадочно-вулканогенная толща (спилит-диабазовый комплекс); *8* — сланцы и гнейсы ириногорской свиты; *9* — гнейсы и гранито-гнейсы архея; *10* — разломы (по геологическим и геофизическим данным); *11* — разломы (по геофизическим данным).

Нижняя осадочно-вулканогенная толща характеризует ранние этапы геосинклинального развития. Толща сложена метаморфизованными преимущественно вулканогенными породами спилитового характера. Подчиненно развиты кислые эффузивы, кварциты, слюдистые и другие сланцы. Границы пород нижней толщи с беломорским комплексом (вдоль восточной части Куолаярвинской структуры, в районе озер Невгозеро и Кукасозеро) вследствие интенсивной гранитизации и мигматизации протерозойских пород и структурной перестройки беломорид представляют собой широкие зоны постепенных переходов.

Средняя кварцито-сланцевая толща залегает согласно на нижней. В состав толщи входят кварциты, кварцито-песчаники, слюдистые кварц-полевошпатовые и биотит-амфиболовые сланцы. В зоне сочленения с беломоридами (в районе озер Ханкусярви и Невгозеро, в южной части Куолаярвинской структуры) породы средней толщи также испытали интенсивную гранитизацию.

Верхняя толща объединяет карбонат-сланцевую толщу, развитую ограниченно в Кукасозерской, Панаярвинской и восточной и южной частях Куолаярвинской синклинали, и толщу диабазовых метавулканитов (диабазовый интрузивно-вулканогенный комплекс). В составе толщи выделяются известняки, доломиты, филлитовидные, слюдисто-амфиболовые и другие сланцы, кварциты, песчаники, конгломераты.

Карбонат-сланцевая толща согласно залегает на породах средней толщи, обнажаясь в ядрах синклиналей. Отличительной чертой толщи является насыщенность разреза карбонатным материалом.

По геологическим, петрографическим и петрохимическим особенностям среди магматических образований Северо-Карельской синклинорной зоны выделяются следующие магматические комплексы:

1) спилит-диабазовый;
2) интрузивно-вулканогенный диабазовый;
3) гипербазитовый;
4) комплекс дифференцированных габбро-норитовых интрузий;
5) гранитоидные комплексы.

Спилит-диабазовый комплекс. Вулканогенные образования данного комплекса принадлежат к наиболее ранним магматическим образованиям синклинория и составляют вместе с резко подчиненными им осадочными породами нижнюю вулканогенную толщу. В составе комплекса присутствуют метадиабазы, диабазовые метапорфириты, метамандельштейны и вулканические брекчии. Минералогический состав их однотипен. Темноцветные представлены актинолитом, реже роговой обманкой; плагиоклаз — альбит; структуры бластоофитовые. Наряду с породами, сохраняющими признаки магматических структур, широко развиты актинолитовые, актинолит-хлорит-эпидотовые, биотит-роговообманковые, нередко с гранатом сланцы и амфиболиты. Наиболее сильный метаморфизм (амфиболитовую фацию) испытали породы Кукасозерской синклинали.

Со спилитами в тесной пространственной ассоциации находятся кератофиры, альбитофиры и кварцевые порфиры, образующие среди них чередующиеся покровы, реже дайкоподобные тела. Минералогический состав пород близок, но характеризуется большими количественными вариациями. Вкрапленники представлены кварцем и альбитом или одним из них. В основной массе присутствуют: кварц, альбит, биотит, мусковит, микроклин, карбонат, эпидот, хлорит, сфен, апатит, рудный минерал.

Химический состав вулканитов, несмотря на некоторое колебание содержания окислов, близко соответствует составу спилит-диабазовых (спилит-кератофировых) формаций различных регионов СССР.

Ограниченное количество химических анализов не позволяет с достаточной определенностью охарактеризовать генетическую общность основных и кислых членов комплекса. Вместе с тем, несмотря на заметный разрыв между ними, ряд анализов кератофиров и особенно альбитофиров (по химическому составу близко соответствующих андезит-дацитовой серии) дает основание предполагать последовательность этапов дифференциации в сторону накопления SiO_2 и щелочей (рис. 2).

Диабазовый комплекс. Вулканогенные породы диабазового комплекса, составляющие западную часть Куолаярвинской структуры, по геолого-петрографическим особенностям в принципе близки

со спилит-диабазовым комплексом. В отличие от него в составе данного комплекса большое участие принимают пластовые интрузии габбро-диабазов. К этому же комплексу принадлежат пластовые интрузии метагабброидов, залегающие среди пород верхней толщи Кукасозерской синклинали. По петрохимическим особенностям породы комплекса довольно отчетливо отделяются от вулканитов спилито-диабазового комплекса. Для диабазового комплекса в отличие от спилит-диабазового характерно меньшее содержание SiO_2, K_2O, Na_2O, более высокое MgO, CaO и тенденция к увеличению железистости в процессе дифференциации. Габбро-диабазы по химическому составу характеризуются близкой сходимостью с диабазовыми вулканитами, что свидетельствует об их генетической общ-

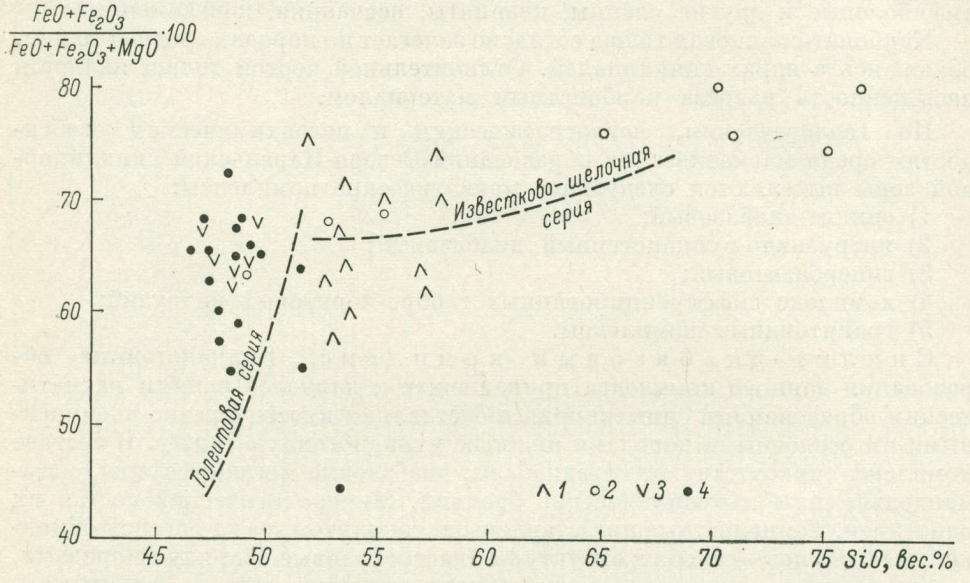


Рис. 2. Диаграмма Осборна для пород спилит-диабазового и диабазового комплексов.

Спилит-диабазовый комплекс: *1* — диабазовые метавулканиты; *2* — альбитофиры, кератофиры, кварцевые порфиры. Диабазовый комплекс: *3* — диабазовые метавулканиты; *4* — габбро-диабазы, метагаббро.

ности. В отличие от вулканитов спилит-диабазового комплекса для данного комплекса характерно более значительное преобладание натрия над калием.

По имеющимся данным к диабазовому комплексу могут быть отнесены амфиболиты (амфиболовые гнейсы ириногорской свиты). Однако этот вопрос требует дальнейшего детального изучения.

Гипербазитовый комплекс. Гипербазиты принадлежат к интрузивным образованиям ранних этапов развития геосинклинали и являются типичными представителями широко известной офиолитовой формации. В пределах Северо-Карельской синклинорной зоны они распределяются широкими полосовидными скоплениями, в целом образующими единый протяженный пояс.

Весьма характерно расположение пояса. Фиксируя в целом положение основной зоны глубинных разломов, гипербазитовые массивы прослеживаются из района Куолаярвинской синклинали на юго-восток, в район Кукасозерской синклинали, минуя Панаярвинскую структуру. Здесь, в средней части пояса, гипербазиты залегают в гнейсах и гранито-гнейсах беломорид.

В осадочно-вулканогенной толще гипербазиты занимают различные стратиграфические уровни, размещаясь среди пород нижней, средней и

верхней толщи. Форма массивов линзовидная и пластовая. Размеры крайне различны: от 6×60 м до сотен метров мощностью и 2—3 км в длину. Нередко пластовые тела при длине 0.7—1.5 км обладают четко выдержанной мощностью 30—40—60 м. Такие тела обычно размещены по границам слоев осадочно-вулканогенной толщи. В менее слоистых вулканогенных породах форма их чаще линзовидная. Гипербазиты принадлежат к доскладчатым образованиям. Все массивы залегают согласно с вмещающими породами и повторяют их складчатые структуры. В приконтактовых частях они обычно рассланцованы согласно с рассланцеванием вмещающих пород.

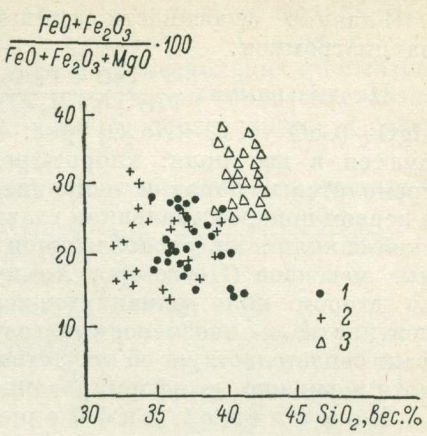


Рис. 3. Диаграмма Осборна для пород гипербазитового комплекса.

1 — оливиниты; *2* — серпентиниты; *3* — хлорит-тремолит-серпентиновые и карбонат-хлорит-тремолитовые породы.

Минералогический состав гипербазитов однотипен как по первичным компонентам, так и по метаморфическим производным. Они представлены серпентинитами, оливинитами, перидотитами и их метаморфизованными разновидностями хлорит-амфиболового состава с переменным содержанием талька и карбоната. Неизмененные оливиниты в значительных объемах сохраняются лишь в центральных частях крупных массивов. Мелкие тела

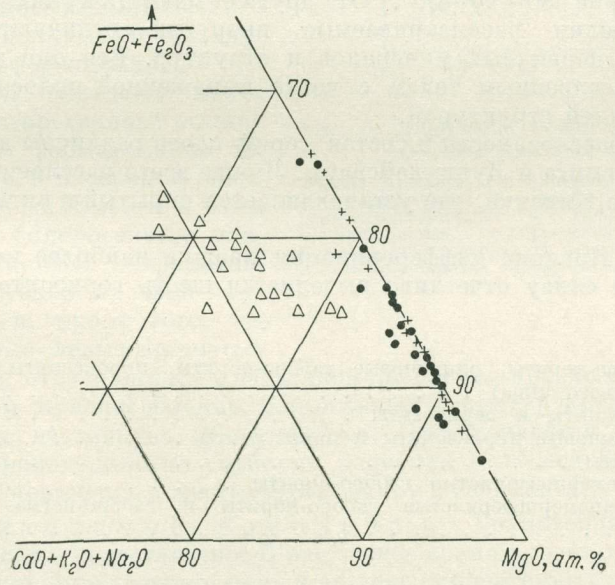


Рис. 4. Диаграмма ($FeO+Fe_2O_3$)—MgO—($CaO+K_2O+Na_2O$) для пород гипербазитового комплекса.

Условные обозначения см. на рис. 3.

за редким исключением нацело или почти нацело превращены в серпентиниты и серпентин-тальк-хлорит-амфиболовые породы.

Серпентинизация гипербазитов принадлежит к авто- и главным образом аллометаморфическим процессам и осуществлялась от периферии массивов

к центру. Оталькование, карбонатизация, хлоритизация и амфиболизация связаны с более поздними процессами.

Главные особенности химизма гипербазитов отчетливо отражаются на диаграммах.

На диаграммах $\frac{FeO + Fe_2O_3}{FeO + Fe_2O_3 + MgO} \cdot 100 — SiO_2$ (рис. 3) и $(FeO + Fe_2O_3) — MgO — (CaO + K_2O + Na_2O)$ (рис. 4) фигуративные точки анализов группируются в два поля: хлорит-тремолит-серпентиновых, карбонат-хлорит-тремолитовых пород и оливинитов-перидотитов-серпентинитов. При этом в первом поле, составленном главным образом гипербазитами Куолаярвинской синклинали, располагаются и измененные породы краевых зон крупных массивов (Невгозеро, Ханкусярви, Тикшозеро и др.). И наоборот, во втором поле оливинитов-серпентинитов размещаются также серпентиниты и неизмененные оливиниты Куолаярвинской зоны. Этот факт свидетельствует об отсутствии разновозрастных групп гипербазитов, хотя возможно, что формирование их растянуто во времени.

Комплекс дифференцированных габбро-норитовых интрузий. В состав комплекса входят интрузии Киваккa Ципринга и Луккулайсвара. Их внедрение связано с деятельностью разломов, сопровождающих зону перехода Северо-Карельского синклинория к Пяозерско-Тикшозерскому поднятию. Интрузии размещены за пределами нижнепротерозойских толщ.

Вмещающими породами являются гнейсы и гнейсо-граниты архейского фундамента. Только массив Луккулайсвара непосредственно соприкасается по разлому с вулканитами нижней толщи. Интрузии обладают крупными размерами (15—25 км²). Форма их пластообразная и овальная. Углы наклона средние 30—40—50°. От других магматических образований северной Карелии рассматриваемые интрузии отличаются хорошей сохранностью первичных минералов и структур. Все они принадлежат к первично-расслоенным телам с четко выраженной полосчато-трахитоидной внутренней структурой.

Характер расслоенности и состав серий слоев различны для интрузий Киваккa, Ципринга и Луккулайсвары. Лучше всего расслоенность проявлена в массиве Киваккa, где устанавливается скрытый и ритмичный типы слоистости.

В массиве Киваккa дифференциация прошла наиболее полно. В разрезе интрузии снизу отчетливо выделяется шесть горизонтов (мощность в метрах):

1. Габбро-нориты, оливиновые габбро-нориты, пироксениты (краевого типа) . . . . . ~140
2. Оливиниты и перидотиты . . . . . ~450
3. Оливиновые пироксениты и пироксениты . . . . . ~330
4. Нориты . . . . . ~500
5. Равномернозернистые габбро-нориты . . . . . ~320
6. Неравномернозернистые габбро-нориты и габбро-пегматиты . . . . . ~450

Тонкая ритмичная слоистость наиболее свойственна норитам и пироксенитам. Скрытая слоистость проявляется в последовательном изменении по разрезу состава породообразующих минералов. Минералогический состав интрузий однообразен и прост. Основными минералами являются оливин (83—85% Fo), бронзит (74—84% $MgSiO_3$), авгит (Ca_{36-39}, Mg_{46-54} Fe_{10-16}) и плагиоклаз (60—77% An). Количественные вариации этих минералов определяют состав различных слоев. Второстепенные представлены биотитом, апатитом, магнетитом, а в верхах интрузии, кроме того, кварцем и магнетитом. Вторичные — серпентин, тальк, хлорит, актино-

лит — развиты сравнительно нешироко, тяготея главным образом к краевым зонам массивов и к зонам разломов.

Характерно присутствие в различных породах интрузии мелкой рассеянной вкрапленности медно-никелевых сульфидов. Содержание ее незначительное и лишь в редких местах достигает нескольких процентов. С габбро-пегматитами и неравномернозернистыми габбро-норитами связана гнездовая вкрапленность сульфидов. К жильным образованиям массива относятся дайки диабазов.

По петрохимическим особенностям четко подтверждается принадлежность интрузий к единому комплексу. На диаграмме $\frac{FeO + Fe_2O_3}{FeO + Fe_2O_3 + MgO} \times 100 - SiO_2$ (рис. 5) отчетливо отражается общность петрохимических свойств различных массивов. Точки составов размещаются в непрерывную полосу вдоль оси коэффициента фракционирования, соответствуя в целом линии составов толеитовой серии. Точки составов каждой интрузии при этом занимают свои обособленные поля. Обособление полей, по-видимому, свидетельствует о разноактном внедрении интрузий Кивакка, Ципринга и Луккулайсвара из одного магматического источника, испытывавшего глубинную дифференциацию.

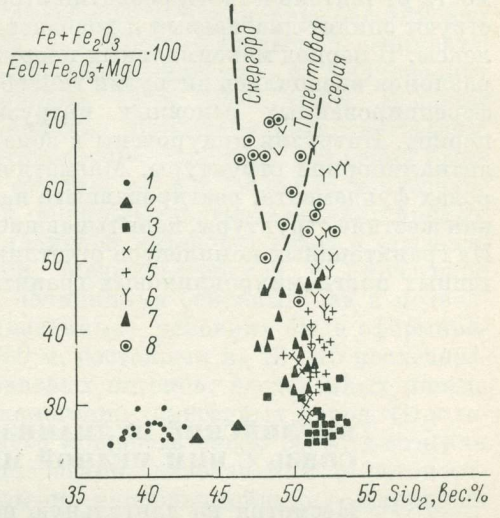


Рис. 5. Диаграмма Осборна для пород дифференцированных интрузий.

Массив Кивакка: *1* — оливиниты; *2* — перидотиты; *3* — пироксениты; *4* — нориты; *5* — габбро-нориты равномернозернистые; *6* — габбро-нориты неравномернозернистые, габбро-пегматиты; *7* — габбро-нориты, габбро-пегматиты массива Луккулайсвара; *8* — габбро-нориты, габбро-пегматиты массива Ципринга.

Интрузии обладают всеми чертами посторогенного становления, т. е. формирование их происходило в пассивной жесткой структуре. Вместе с этим они древнее синорогенных плагиомикроклиновых гранитов, дающих в узкой краевой зоне мигматиты, и, кроме того, несут некоторые следы складчатых деформаций, отразившихся в частичном дроблении краевых частей массива и некотором приспособлении наложенных структур вмещающих пород, испытавших частичную гранитизацию. Представляется, что внедрение интрузий происходило по глубоким расколам в период до главной фазы складчатых движений в жесткую структуру фундамента.

Гранитоидные комплексы. Гранитоидные комплексы изучены весьма недостаточно. В настоящее время представляется возможным выделить определенно лишь комплекс синорогенных плагиоклазовых и плагиомикроклиновых гранитов и наметить комплекс позднеорогенных микроклиновых и плагиомикроклиновых гранитов. Вероятно, что среди гранитоидов при дальнейшем изучении могут быть выявлены самостоятельные комплексы или гранитоидные члены более сложных комплексов ранних доорогенных этапов.

Массивы размещены главным образом в зоне сочленения синклинория с Беломорской структурой и в области Пяозерско-Тикшозерского поднятия. Их размещение отражает существующий тектонический контроль —

приуроченность к шовным структурам и зонам смятия (Пяозерско-Тикшозерская зона разломов). В протерозойских осадочно-вулканогенных породах граниты образуют лишь единичные мелкие массивы и жилы.

Заключение

Формирование Северо-Карельской синклинорной зоны проходило в один неразрывный этап геолого-тектонического развития, соответствующий по времени нижнему протерозою (и, возможно, частью среднему протерозою).

Эволюция магматизма синклинорной зоны находится в прямой зависимости от тектонического развития этой структуры. Ранним этапам соответствуют спилит-диабазовый и диабазовый интрузивно-вулканогенные комплексы. В период максимальных погружений и образования зон глубинных разломов внедрились интрузии гипербазитового комплекса. Комплекс дифференцированных основных интрузий сформировался в доорогенный период. Интрузии приурочены к зонам разломов, проходящих в области антиклинорной структуры. Магматические камеры локализовались в породах фундамента, реагировавшего на складчатые движения главной фазы как жесткие структуры, испытывавшие дробление и частичный реоморфизм. Из гранитоидных комплексов отчетливо проявлен лишь комплекс синорогенных плагиомикроклиновых гранитов.

А. П. Светов

ЯТУЛИЙСКИЙ ВУЛКАНИЗМ ЦЕНТРАЛЬНОЙ КАРЕЛИИ И СВЯЗЬ С НИМ МЕДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ

Несмотря на длительную историю геологических исследований ятулийских вулканогенно-осадочных образований Карелии, особенности их химического состава до сих пор не были предметом специального рассмотрения. Весьма слабо изученной является и рудоносность основных пород ятулия, хотя в настоящее время среди них известно довольно большое число разнообразных рудопроявлений. Поэтому в процессе комплексного геолого-литологического, палеовулканологического и металлогенического изучения ятулийских основных пород нами были рассмотрены на большом фактическом материале особенности эволюции их химического состава и основные закономерности распределения главным образом медного оруденения.

Обширная территория центральной и южной Карелии в течение ятулия представляла собой довольно активный вулканический район (Соколов, Светов, 1968). Кратковременные вспышки вулканической деятельности проходили в заключительные этапы формирования регрессивных членов крупных седиментационных циклов.

Вслед за разрушением нижнепротерозойских геосинклинально-складчатых сооружений и формированием сариолийских конгломератов, после завершения селецкой фазы складчатости на выровненной, пенепленизированной поверхности началось формирование нижнеятулийских осадочных отложений (Соколов, 1963; Кратц, 1963). В заключительные этапы нижнеятулийского осадкообразования под влиянием возобновившихся глыбовых движений последовала повсеместно выраженная регрессия, в конце которой проявилась первая вспышка вулканической деятельности — нижнеятулийская фаза вулканизма. На значительной территории центральной и частично южной Карелии произошли излияния основных лав, в результате которых была сформирована лавовая толща, состоящая

из 1—4 лавовых потоков общей мощностью до 90 м. Вулканические излияния сопровождались эксплозивной и активной фумарольно-гидросольфатарной деятельностью, в результате которой были сформированы разнообразные вулканогенные и вулканогенно-хемогенные осадки: туфы, яшмовидные силициты, кремнистые сланцы и песчаники, а в условиях озерно-аллювиальной фациальной обстановки — рудные песчаники типа медистых. Наиболее активно вулканизм проявился на площадях Сегозерской, Селецкой, Чинозерской, Медвежьегорской и Гирвасской вулканических зон, каждая из которых имела свои вулканические аппараты, через которые поступающая на поверхность лава сформировала обширные лавовые поля.

В дальнейшем, в течение среднего ятулия, в районе Центрально-Карельской седиментационной области происходило накопление бассейновых терригенных песчанистых отложений, а в Южно-Карельской седиментационной области формировались прибрежно-морские и мелководные терригенно-карбонатные осадки (Соколов, 1958, 1961, 1963). В конце среднеятулийского цикла осадконакопления произошла новая регрессия, при этом основные направления тектонических глыбовых движений были не только унаследованы с нижнего ятулия, но и произошло вовлечение в блоковые движения новых областей. Мощные лавовые излияния произошли одновременно и примерно с одинаковой интенсивностью в пределах Сегозерской, Селецкой, Чинозерской, Медвежьегорской и Гирвасской вулканических зон. Многократными излияниями основных лав в подводных (морских) и континентальных (наземных) условиях была сформирована лавовая толща мощностью до 350 м, состоящая из 12—15 последовательно залегающих друг на друге лавовых потоков, разделенных иногда пачками туфогенно-осадочных и вулканогенно-хемогенных пород. Отдельные лавовые потоки, имеющие среднюю мощность около 30 м, достигали длины 80—100 км. Они сложены диабазами, диабазовыми и роговообманковыми порфиритами, диабазовыми мандельштейнами, шаровыми лавами и автобрекчиями. Площади, занятые лавами в пределах каждой из вулканных зон, составляли не менее 2500—3500 км², а общая площадь излившихся среднеятулийских лав (площадь ятулийского лавового плато) достигла 12 000—15 000 км². Лавовые излияния среднеятулийской вулканической фазы, судя по крайне низкому коэффициенту палеоэксплозивности, равному 2—4%, носили, по-видимому, трещинный характер, а сами вулканические аппараты принадлежали к щитовым, полигенным плато-вулканам исландского типа.

После среднеятулийских лавовых излияний наступил некоторый период тектонического покоя. Однако во второй половине верхнего ятулия вновь произошло оживление тектонических движений по ранее существовавшим зонам разломов. Активизация глыбовых движений привела к новому возобновлению вулканической активности и формированию в зонах магмоподводящих разломов, главным образом пластовых, силлообразных и дайковых субвулканических тел габбро-диабазов и в меньшей мере лавовых потоков третьей, завершающей, фазы вулканизма.

Таким образом, в результате проявления трех фаз вулканизма в пределах нескольких самостоятельных вулканических зон Центрально-Карельского вулканического района были сформированы разнообразные по составу и условиям формирования вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы (Соколов, Галдобина и др., 1965). В зависимости от механизма формирования и условий, существующих на определенных стадиях вулканической деятельности, среди образований комплекса нами выделено несколько фаций, объединяющих породы близкого петрографического состава: фация текущих лав (лавовая фация), фация вулканических выбросов (эксплозивная фация), фация гипабиссальных интрузий (субвулка-

ническая фация), фация вулканических эксгаляций (фумарольно-гидросольфатарная фация) и отдаленная вулканогенно-хемогенная фация.

Рассмотрение особенностей химического состава пород ятулийского вулканического комплекса проводится на основе 283 полных силикатных химических анализов. Для удобства обработки аналитического материала все химические анализы были объединены по возрастному и площадному признакам в ряд групп, представляющих собой анализы пород различных фаз ятулийского вулканизма из разных вулканических зон, что позволило произвести рассмотрение эволюции химизма основных пород как во времени, так и в пространстве.

По химическому составу разновозрастные образования всех изученных вулканических зон ятулийского вулканического комплекса являются производными единой родоначальной толеит-базальтовой магмы. Несмотря на довольно близкий химический состав пород различных фаз, в ходе развития ятулийского вулканизма все же устанавливаются определенные различия и тенденции в эволюции исходного магматического расплава.

Нижнеятулийские эффузивы (диабазы, диабазовые порфириты, мандельштейны и автобрекчии) в пределах изученных Сегозерской и Медвежьегорской вулканических зон являются наиболее кислыми в составе ятулийского вулканического комплекса. Они имеют общую насыщенность кремнекислотой, наибольшую окисленность железа, преобладание в составе темноцветных минералов кальция над магнием, а в плагиоклазовой составляющей — натрия над калием. На диаграмме А. Н. Заварицкого и тройной диаграмме состава $Fe_2O_3+FeO—MgO—Na_2O+K_2O$ нижнеятулийские основные породы занимают компактные поля и не испытывают заметного разброса фигуративных точек.

Среднеятулийские эффузивы (диабазы, диабазовые роговообманковые порфириты, мандельштейны, автобрекчии и шаровые лавы) в пределах Сегозерской, Медвежьегорской и Гирвасской вулканических зон по сравнению с нижнеятулийскими являются более основными. При этом установлено, что лавы Сегозерской вулканической зоны являются более кислыми, чем одновозрастные с ними лавы Медвежьегорской зоны. В свою очередь лавы Медвежьегорской вулканической зоны кислее лав Гирвасской зоны.

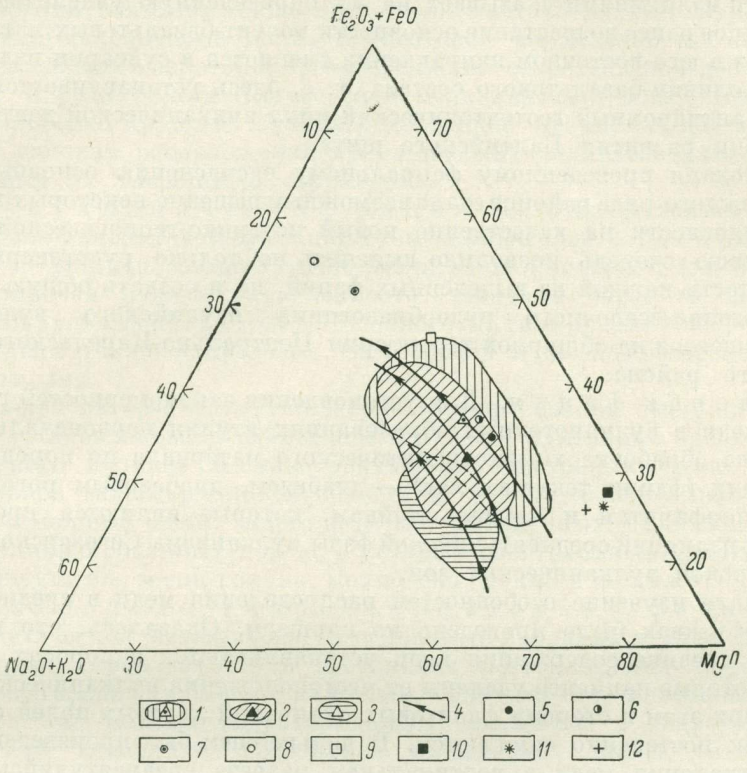
Рассмотрение средних значений групп пород в плане показывает, что общая основность лав среднеятулийской фазы вулканизма закономерно возрастает к периферийной части области ятулийского вулканизма от Сегозерской вулканической зоны в юго-восточном и восточном направлениях до Гирвасской зоны, т. е. в сторону площадей распространения ультраосновных пород Суйсарского вулканического комплекса и серии Ветреного пояса (рисунок), что, по-видимому, находится в непосредственной связи с увеличением глубинности заложения магмоподводящих разломов.

Анализ изменчивости химизма пород среднеятулийской фазы вулканизма в вертикальном разрезе лавовой толщи от начальных излияний к конечным показывает, что в ходе развития вулканизма устанавливается отчетливо выраженная цикличность в изменении химического состава поступающих порций лав, которая заключается в последовательном наращивании их кислотности по мере развития вулканического цикла таким образом, что каждый следующий цикл вновь начинается излияниями основных лав и заканчивается более кислыми. По-видимому, эта цикличность соответствует отдельным вулканическим пароксизмам. В ряде вулканических зон устанавливается от двух до четырех таких циклов.

Установленная цикличность лавовых излияний без сомнения отражает режим деятельности периферических или промежуточных вулканических очагов. Видимо, подобный характер изменения химического состава пород лавовой фации скорее можно объяснить последовательной сменой

состава поступающих порций магматического расплава, чем влиянием кристаллизационной дифференциации внутри самих лавовых потоков (Светов, 1968).

Интрузивные породы субвулканической фации (габбро-диабазы, альбититы) в отличие от эффузивных аналогов имеют более четкие петрохимические особенности. Вариационные линии составов пород субвулканической фации показывают, что в процессе раскристаллизации исходного для



Часть тройной диаграммы состава $Fe_2O_3+FeO—MgO—Na_2O+K_2O$ эффузивных пород ятулия и суйсария южной и центральной Карелии и габбро-диабазов вепсия (йотния) Прионежья.

Поля составов и вариационные линии среднеятулийских эффузивов вулканических зон: *1* — Сегозерской; *2* — Медвежьегорской; *3* — Гирвасской; *4* — вариационные линии. Средний состав эффузивов суйсария и интрузивных пород вепсия (йотния): *5* — пироксеновых порфиритов дер. Ялгуба; *6* — пироксеновых порфиритов оз. Хавчозера; *7* — габбро-диабазов урочища Роп-ручья; *8* — габбро-диабазов урочища Голодай-горы; *9* — габбро-диабазов гор. Кондопога; *10* — эффузивов о. Суйсари; *11* — эффузивов кряжа Ветреный пояс; *12* — пикритовых порфиритов оз. Кончозера. Анализы *5—12* — по материалам В. С. Куликова, Ю. К. Калинина, В. И. Горлова, А. П. Мартынова.

габбро-диабазов магматического расплава в результате существенного проявления кристаллизационной дифференциации намечается довольно постепенное накопление в остаточных продуктах кремнезема, щелочей с параллельным резким уменьшением магния и железа. Таким образом, интрузивные аналоги ятулийских лав в равновесных условиях осуществляют эволюцию химического состава кристаллических фаз по «пути Боуэна». Общая закономерность изменения химизма пород от начальных стадий ятулийского вулканизма к конечным указывает на антидромную тенденцию характера дифференциации исходной базальтовой магмы, заключающуюся в некотором повышении основности лав от нижнего ятулия к среднему.

В настоящее время можно считать установленным, что ятулийский вулканический комплекс был сформирован в геотектонических условиях перехода от завершения нижнепротерозойской эвгеосинклинали к собственно платформенному верхнепротерозойскому режиму. По составу он относится к числу магматических формаций диабазового ряда и является производным толеит-базальтовой магмы. Рассмотрение эволюции вулканизма во времени с начала нижнеятулийской фазы и кончая суйсарскими излияниями указывает на их определенную унаследованность. Отмеченное ранее возрастание основности толеит-базальтовых лав ятулийских фаз в юго-восточном направлении сменяется в суйсарии излияниями уже лав оливин-базальтового состава, т. е. здесь устанавливается как бы единый антидромный геотектонический цикл вулканической деятельности в истории развития Балтийского щита.

Благодаря проведенному фациальному расчленению основных пород ятулия целого ряда районов стало возможным решение некоторых вопросов их меденосности на качественно новый историко-геологической основе, что в свою очередь позволило выяснить не только рудогенерирующие возможности каждой из выделенных фаций, но и создать общую картину вулканогенно-осадочного рудообразования ятулийского вулканизма, проявившегося на обширной территории Центрально-Карельского вулканического района.

Лавовая фация. Для установления закономерностей распределения меди в вулканогенных образованиях ятулия первоначально была проведена обработка химикоаналитического материала по породам лавовой фации (фации текущих лав) — диабазам, диабазовым роговообманковым порфиритам и мандельштейнам, которые являются продуктами лавовых излияний среднеятулийской фазы вулканизма Сегозерской и Медвежьегорской вулканических зон.

Вначале изучение особенностей распределения меди в среднеятулийских эффузивах было проведено по площади. Оказалось, что наиболее высокие средние содержания меди устанавливаются в породах тех разрезов, которые наименее удалены от местоположения вулканических аппаратов, при этом в сторону фланговых окончаний лавовых полей содержания меди постепенно снижаются. В дальнейшем был произведен анализ распространения меди в вертикальном разрезе среднеятулийских лав, для чего были построены вариационные графики для целого ряда разрезов. В результате проявилась общая приуроченность повышенных концентраций меди к первым лавовым потокам основания лавовой толщи, т. е. к продуктам начальных лавовых излияний. Вместе с тем в некоторых разрезах аномально повышенные концентрации меди были установлены внутри лавовой толщи, в тех потоках, которые изливались вслед за межпароксизмальными перерывами, зафиксированными накоплением пачек туфогенно-осадочных или вулканогенно-хемогенных пород.

В последующем был произведен анализ распределения меди в разрезе одного лавового потока по данным 104 спектральных проб с целью установления приуроченности медного оруденения к породам определенного петрографического состава в определенной его части. В результате вычисления средних содержаний меди по афанитовым диабазам, среднезернистым диабазам, роговообманковым диабазовым порфиритам, миндалекаменным роговообманковым порфиритам и мандельштейнам было установлено, что медь концентрируется преимущественно в зоне перехода от роговообманковых порфиритов средней части потока к мандельштейнам (миндалекаменные роговообманковые порфириты) кровли.

Общей закономерностью распределения меди в породах среднеятулийской фазы вулканизма явилась ее концентрация вплоть до формирования вкрапленных борнит-халькозиновых руд в первых двух-трех лавовых

потоках лавовых излияний первого и второго вулканических циклов (Медвежьегорская вулканическая зона). Эта генетическая связь оруденения с эволюцией химизма ятулийского вулканизма и его цикличностью объясняет все установленные в последнее время точки сульфидной минерализации в породах лавовой фации ятулийского вулканического комплекса.

Издавна среди основных пород среднего протерозоя (ятулия) центральной Карелии известны также достаточно многочисленные гидротермальные кварц-кальцитовые жилы с гнездовой вкрапленностью сульфидов меди, являвшиеся некоторое время предметом старательской добычи меди, серебра и реже золота (Сегозерская вулканическая зона). Пространственно наиболее крупные сульфидсодержащие кварцевые жилы приурочены к районам расположения вулканических аппаратов или к контролирующим их трещинным структурам.

Субвулканическая фация. В габбро-диабазах дайковой и силлово-лакколитовой субфаций субвулканической фации в ряде участков также установлена достаточно значительная сингенетическая борнит-халькозиновая рудная вкрапленность (западный берег оз. Селецкого, Селецкая вулканическая зона). Подобного же типа рудные габбро-диабазы обнаружены также в пределах Сегозерской и Медвежьегорской вулканических зон.

Большой интерес вызывают жерловые образования субвулканической фации, установленные в районе пос. Гирвас. Эруптивные брекчии жерла Гирвасского вулкана и лавобрекчии его постройки несут признаки интенсивной гидротермальной обработки, а в их лавовом цементе установлены мощные зоны гидротермально измененных пиритизированных и турмалинизированных пород, в которых спектральным анализом отмечено присутствие меди, свинца, молибдена, цинка и золота.

Фумарольно-гидросольфатарная фация. В тесной генетической взаимосвязи с основными породами ятулия находится сульфидная вкрапленность в песчаниках месторождения Воронов Бор (Медвежьегорская вулканическая зона). Ранее это месторождение рассматривалось как типично гидротермальное, связанное с гидротермальной обработкой ксенолита песчаников вмещающих пород, заключенных в интрузию спилитовых диабазов. Однако нашими работами установлено, что в районе месторождения Воронов Бор имеет место нормальное стратиграфическое налегание на нижнеятулийские осадочные породы покрова нижнеятулийских эффузивов мощностью до 50 м, на которых с небольшим размывом залегают породы средней толщи, перекрытые в свою очередь среднеятулийскими лавовыми покровами. В основании средней толщи установлена пачка рудных кварцито-песчаников, гравелитов и полимиктовых конгломератов (гальки кварца, подстилающих эффузивов и реже гранита), имеющих общую мощность около 5—6 м и содержащих обильную халькопирит-халькозин-борнитовую вкрапленность со следами серебра, золота и молибдена. В кровле подстилающих рудные песчаники нижнеятулийских эффузивов также установлена мощная зона пиритизации с вкрапленностью борнита и халькозина.

Генезис этого месторождения нами связывается с поствулканической фумарольно-гидросольфатарной деятельностью, протекающей совместно с осаждением терригенного обломочного материала в аллювиальной фациальной обстановке и с поступлением значительных количеств вулканогенного сульфидного и кремнистого материала в грубообломочные, слабо литифицированные осадки с образованием оруденелых и сильно окварцованных пород типа медистых песчаников.

Отдаленная вулканогенно-хемогенная фация. Отмечаемое в небольших количествах присутствие меди в карбонатно-

кремнистых, гематитизированных доломитовых осадках и гематитовых сланцах отдаленной вулканогенно-хемогенной фации не имеет практического значения ввиду их незначительных мощностей и малых содержаний рудного элемента.

Таким образом, суммируя имеющийся материал по рудоносности основных пород ятулия центральной и южной Карелии, можно выделить следующие генетические типы меднорудной минерализации: сингенетический — сегрегации рудного компонента в лавах и субвулканических телах в силу его повышенного содержания в первичном силикатном расплаве; гидротермальный — жильный (гнездовая сульфидная вкрапленность) и зоны гидротермально измененных и пиритизированных пород; эксгаляционно-осадочный — рудная вкрапленность в осадочных породах, обусловленная выносом рудного компонента термальными растворами в поствулканический этап фумарольно-гидросольфатарной деятельности; вулканогенно-осадочный — присутствие меди в гематит-карбонатных породах и рудных гематитовых сланцах, являющихся продуктами накопления вулканогенного железисто-карбонатного материала.

ЛИТЕРАТУРА

Кратц К. О. Геология карелид Карелии. Изд. АН СССР, М.—Л., 1963.

Светов А. П. Некоторые петрохимические особенности Ятулийского вулканического комплекса Центральной Карелии. В сб. «Вулканогенные и гипербазитовые комплексы протерозоя Карелии», Тр. Инст. геологии, вып. 1, Петрозаводск, 1968.

Соколов В. А. К геологии протерозойских (верхнекарельских) карбонатных пород южной части КАССР. Тр. Карельского филиала АН СССР, вып. 3, 1958.

Соколов В. А. О цикличном строении терригенно-карбонатной толщи протерозоя южной Карелии. Тр. Карельского филиала АН СССР, вып. 26, 1961.

Соколов В. А. Геология и литология карбонатных пород среднего протерозоя Карелии. Изд. АН СССР, Л., 1963.

Соколов В. А., Л. П. Галдобина, А. В. Рылеев, Ю. И. Сацук, А. П. Светов, К. И. Хейсканен. Новый вулканический комплекс в протерозое Карелии. Докл. АН СССР, т. 161, № 3, 1965.

Соколов В. А., А. П. Светов. Геология ятулийского вулканического комплекса Южной и Центральной Карелии. В сб. «Вулканогенные и гипербазитовые комплексы протерозоя Карелии». Тр. Инст. геологии Карельского филиала АН СССР, вып. 1, Петрозаводск, 1968.

В. С. Куликов

БАЗАЛЬТОВЫЙ КОМПЛЕКС ВЕТРЕНОГО ПОЯСА И НЕКОТОРЫЕ ПРИЧИНЫ РАЗНООБРАЗИЯ СРЕДНЕПРОТЕРОЗОЙСКОГО ВУЛКАНИЗМА ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА

Используемые в статье материалы по Ветреному поясу принадлежат автору, данные по ятулию заимствованы из работ В. А. Соколова и А. П. Светова (1968) и А. П. Светова (1968), а для характеристики суйсарского вулканического комплекса использованы данные М. А. Гиляровой (1956), В. И. Горлова (устное сообщение), Ю. К. Калинина и Г. А. Лебедевой (1968).

Стратиграфическое положение базальтов Ветреного пояса

В последнее время в результате получения нового геологического и геохронологического материала по соседним с Ветреным поясом регионам возраст рассматриваемого базальтового комплекса в значительной мере стал дискуссионным.

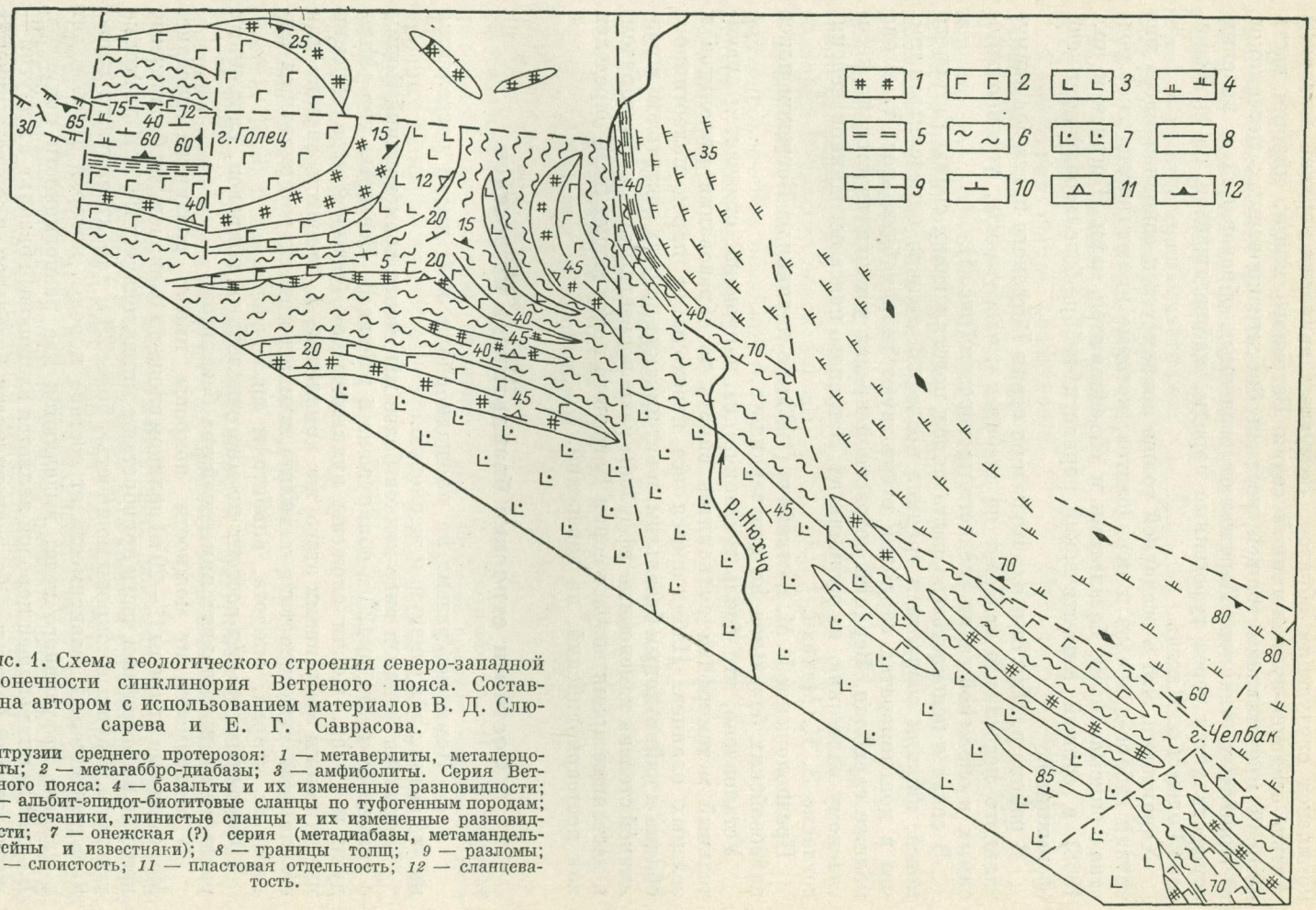


Рис. 1. Схема геологического строения северо-западной оконечности синклинория Ветреного пояса. Составлена автором с использованием материалов В. Д. Слюсарева и Е. Г. Саврасова.

Интрузии среднего протерозоя: *1* — метаверлиты, металерцолиты; *2* — метагаббро-диабазы; *3* — амфиболиты. Серия Ветреного пояса: *4* — базальты и их измененные разновидности; *5* — альбит-эпидот-биотитовые сланцы по туфогенным породам; *6* — песчаники, глинистые сланцы и их измененные разновидности; *7* — онежская (?) серия (метадиабазы, метамандельштейны и известняки); *8* — границы толщ; *9* — разломы; *10* — слоистость; *11* — пластовая отдельность; *12* — сланцеватость.

Фактический материал, полученный автором за последние годы, позволяет рассматривать стратиграфическое положение базальтового комплекса следующим образом. Эффузивы являются верхней составной частью осадочно-вулканогенной серии Ветреного пояса, нижняя часть которой представлена толщей местами биотитизированных песчаников и глинистых сланцев. Переход от осадочных образований к лавовым осуществляется через туфогенные породы, наблюдавшиеся на р. Коже, горе Голец и р. Нюхче.

Характерно, что в осадочной толще локализуется основная масса интрузий габбро-диабазов и перидотитов, которые имеют генетическое родство с описываемыми базальтами и объединяются нами (Богачев и др., 1968) в единый магматический перидотит-габбро-базальтовый комплекс (формацию).

В районе р. Нюхчи и оз. Кожозера серия Ветреного пояса без азимутального несогласия залегает на диабазах и известняках, условно относимых к онежской серии среднего протерозоя (рис. 1).

В связи с неясностью возраста пород, подстилающих серию Ветреного пояса, нижняя возрастная граница последней должна определяться тем, что в конгломератах сариолия отсутствуют гальки базальтов, т. е. она моложе сариолия. Верхний возрастной предел устанавливается по несогласному залеганию на вулканитах Ветреного пояса песчаников вепсия, согласно З. К. Махнач.

Предположение Е. М. Люткевича (1963 г.) о наличии на Ветреном поясе палеозойских базальтов не подтвердилось.

Установлено, что вдоль тектонических нарушений отмечается значительный метаморфизм вулканитов вплоть до образования милонитов и зеленых сланцев. Наблюдаются все переходы от пород палеотипного облика к кайнотипным базальтам, и нет никаких данных считать эти в различной степени измененные эффузивы разновозрастными. Таким образом, в настоящее время возраст серии Ветреного пояса может быть определен как постсариолийский, но довепский.

Состав и строение базальтового комплекса

Комплекс развит на площади около 5000 км^2 и разделяется на две фации: эффузивную и жерловую.

Жерловая фация в виде некков более или менее изометричной формы с диаметром от 30 до 120 м обнаружена в районе Б. Левгоры, гор Мяндухи и Голец. Некки сложены вулканической брекчией, где обломки представлены эффузивами этого же комплекса, а цементом служит или стекловатое вещество типа тахилита, или агрегат гидротермальных минералов: кварца, эпидота, альбита и др.

Эффузивная фация состоит из многочисленных покровов, сложенных различными представителями семейства базальтов.

В зависимости от мощности покровы имеют различное строение. Маломощные покровы (1—20 м) целиком сложены оливиновыми базальтами, которые в кровельной части приобретают миндалекаменные или шлаковые текстуры. Крупные покровы мощностью более 20 м характеризуются сложным строением. В зависимости от состава породы, которая преобладает в разрезе эффузивного тела, выделяются две разновидности покровов. В одной из них ведущей породой является оливиновый базальт, а в другой — пироксеновый базальт. Обе разновидности базальтов в соответствующих телах слагают верхние части, составляя от 50 до 70% мощности. Нижние части покровов представлены более крупнозернистыми и менее стекловатыми породами: пикритовыми, толеитовыми и среднезернистыми оли-

виновыми базальтами. Все они, как правило, связаны постепенными переходами и образованы в процессе гравитационно-кинетической дифференциации единой родоначальной магмы.

Какой-либо направленности в эволюции химизма базальтового комплекса нами пока не установлено. Однако в разрезе мощностью около 700 м на горе Голец отмечена своеобразная цикличность, выражающаяся в смене более основных лав оливиновых базальтов нижней части комплекса менее основными пироксеновыми базальтами средней части, которые выше снова перекрываются оливиновыми базальтами.

Химический состав базальтов характеризуется высоким содержанием MgO (в среднем 14%), низким TiO_2 (не более 0.8%), а также концентрацией никеля и хрома, превышающей в два с лишним раза кларковые значения. На диаграмме А. Н. Заварицкого (рис. 2) видно, что оливиновые базальты Ветреного пояса близки к оливиновым толеитам, в то время как пироксеновые базальты и толеитовые базальты сходны с платобазальтами.

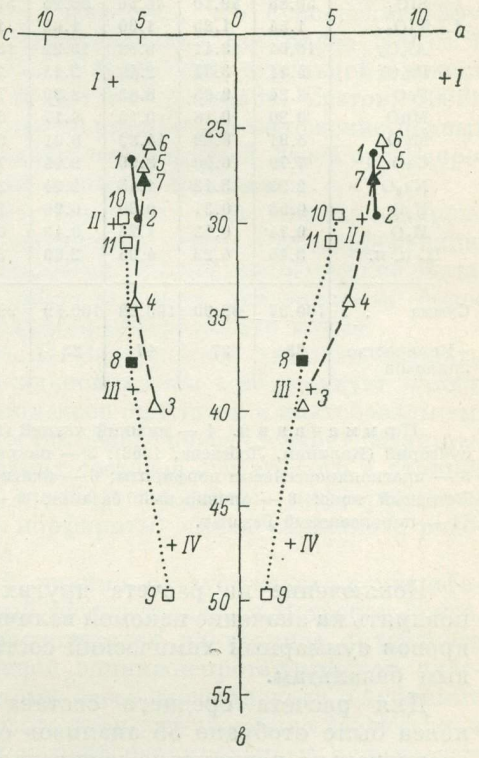


Рис. 2. Диаграмма А. Н. Заварицкого для эффузивов среднего протерозоя юго-востока Балтийского щита.

I — спилит (Соловьев); *II* — платобазальт (Дэли); *III* — оливиновый толеит (Ноккольдс); *IV* — океанит (Тиррель). Цифры *1—11* — соответствуют номерам анализов табл. 1.

Сравнение эффузивных комплексов Ветреного пояса, ятулия и суйсария

Сопоставление среднепротерозойских вулканогенных образований юго-востока Балтийского щита проводится на основе средних химических составов соответствующих комплексов. В настоящее время в данном регионе сравнительно детально изучен химизм трех эффузивных комплексов: ятулийского (Светов, 1968), суйсарского (Калинин, Лебедева, 1968) и Ветреного пояса (табл. 1).

В связи с тем что строение каждой эффузивной серии имеет свои специфические черты, подсчеты их среднего химического состава осуществлялись по-разному.

Средний химический состав ятулийских диабазов ввиду однообразия их петрографического и петрохимического состава рассчитан как среднее арифметическое из частных анализов. Средний химический состав эффузивов суйсарского вулканического комплекса равен сумме произведений среднеарифметических составов каждой разновидности на соответствующую долю занимаемой площади (по методике Устиева, 1965). За средний химический состав вулканитов Ветреного пояса принят средний арифметический состав оливиновых базальтов, составляющих 85% объема лавовой толщи.

Таблица 1

Средний химический состав эффузивов

Окислы	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO_2	50.88	49.10	46.56	50.25	52.07	51.28	51.41	48.98	44.36	52.87	51.52
TiO_2	1.54	1.25	1.60	1.65	1.61	1.93	1.68	0.66	0.47	0.80	0.72
Al_2O_3	13.64	13.41	9.52	13.22	13.12	12.78	12.85	11.44	7.23	13.28	13.22
Fe_2O_3	5.11	3.81	2.46	2.13	2.38	2.76	2.45	1.58	2.99	1.94	2.21
FeO	8.24	9.05	8.83	8.69	7.85	9.81	8.43	9.15	8.55	8.42	8.31
MnO	0.20	0.18	0.15	0.17	0.14	0.14	0.14	0.16	0.19	0.19	0.19
MgO	5.91	8.42	14.32	8.01	8.04	7.04	8.18	13.99	24.54	8.58	9.28
CaO	7.79	6.90	8.90	9.95	7.03	3.56	6.61	9.04	6.25	10.07	10.12
Na_2O	2.93	3.12	1.43	2.24	2.75	1.87	2.42	1.41	0.57	1.99	2.04
K_2O	0.53	0.31	0.30	0.96	1.11	2.25	1.31	0.40	0.15	0.73	0.44
H_2O	0.14	0.12	1.26	0.43	0.58	0.20	0.53	0.24	0.41	0.13	0.14
П. п. п.	3.46	4.23	4.95	2.89	3.26	6.19	3.98	2.95	4.08	0.44	1.76
Сумма . .	100.37	99.90	100.28	100.59	99.94	99.81	99.99	100.00	99.79	99.44	99.95
Количество анализов	23	37	17	23	8	3	51	55	12	13	15

Примечания. 1 — нижний ятулий (Светов, 1968); 2 — средний ятулий (Светов, 1968); суйсарий (Калинин, Лебедева, 1968): 3 — пикритовые порфириты; 4 — пироксеновые порфириты; 5 — плагиопироксеновые порфириты; 6 — плагиопорфириты; 7 — средний суйсарского комплекса, Ветреный пояс: 8 — оливиновый базальт; 9 — пикритовый базальт; 10 — толеитовый базальт; 11 — пироксеновый базальт.

Исключение из расчета других разновидностей не может серьезно повлиять на значение искомой величины, так как в пределах отдельных покровов суммарный химический состав данных пород близок к оливиновым базальтам.

Для расчета среднего состава эффузивного комплекса Ветреного пояса было отобрано 55 анализов оливиновых базальтов из 15 пунктов, сравнительно равномерно распределенных по всей площади их развития. В пределах каждого пункта из одного покрова использовалось не более трех анализов.

Рассчитанные таким образом средние составы эффузивных серий принимаются в первом приближении за составы родоначальных магм данных комплексов. Пересчитанные на основные числовые характеристики А. Н. Заварицкого (табл. 2) средние составы комплексов, а также их диффе-

Таблица 2

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

Параметры	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
a	7.2	7.3	3.5	5.9	7.7	7.7	7.3	3.5	1.3	5.3	5.0
c	5.7	5.4	4.4	5.3	4.9	4.4	5.0	5.5	3.7	6.0	6.1
b	26.7	29.7	39.7	34.2	26.9	25.7	27.4	37.3	49.8	29.6	31.0
s	60.3	57.5	52.4	54.6	60.5	62.2	60.3	53.7	45.2	59.1	57.9
f'	47.1	41.2	25.9	33.9	36.0	47.4	37.7	26.3	19.5	32.3	31.4
m'	38.1	48.3	58.9	44.7	50.4	48.2	51.0	60.5	74.3	47.9	49.6
a'	—	—	—	—	—	4.4	—	—	—	—	—
c'	14.8	10.5	15.2	21.4	13.6	—	11.3	13.2	6.2	19.8	19.0
n	90.4	94.3	88.7	77.4	78.8	56.5	73.6	85.1	86.3	81.0	88.0

ренциаты нанесены на диаграмму (рис. 2). Там же показаны средние мировые составы некоторых разновидностей базальтов.

Анализируя данную диаграмму, можно отметить следующее. Ятулийский и суйсарский вулканические комплексы имеют близкие составы родоначальных магм и характеризуются антидромным типом дифференциации. Близкий состав родоначальных магм, а также тесная пространственная связь этих комплексов, по-видимому, говорят о принадлежности их к единому магматическому очагу. Известно, что суйсарские эффузивы имеют весьма ограниченное распространение (не более 500 км^2), в то время как среднеятулийские диабазы в пределах центральной и южной Карелии занимали площадь около 10 000 км^2 (Соколов, Светов, 1968). Эти цифры, а также более высокое стратиграфическое положение первых позволяют считать суйсарский вулканизм завершающей фазой среднепротерозойской эффузивной деятельности в южной Карелии.

Более пестрый состав суйсарского комплекса объясняется широко проявленной дифференциацией в магматическом очаге. Эта дифференциация смогла осуществиться в сравнительно спокойной геологической обстановке суйсарского времени, но не наблюдалась в тектонически более активном ятулии, где изливалась недифференцированная магма.

Особое положение на диаграмме А. Н. Заварицкого занимают базальты Ветреного пояса. Состав их родоначальной магмы соответствует оливиновым толеитам, а у первых двух комплексов он близок к платобазальтам. Лишь наиболее кислые дифференциаты Ветреного пояса (долерит-базальты) на диаграмме расположены близ средних составов суйсарского и ятулийского комплексов; в свою очередь, наиболее основные дифференциаты суйсарского комплекса (пикритовые порфириты) имеют сходство с родоначальной магмой Ветреного пояса.

Причину таких больших различий, видимо, следует искать в специфическом тектоническом режиме, который господствовал на Ветреном поясе. В среднем протерозое этот район располагался на границе архейского жесткого массива беломорид и молодой эпинижнепротерозойской платформы Карелии (Кратц, 1963). Поэтому здесь существовали глубинные разломы, проникавшие до перидотитового слоя, где возможна селективная выплавка оливиновых толеитов. Эти недифференцированные оливиновые толеиты, изливаясь на поверхность, давали покровы базальтов. В то же время часть магмы не достигала поверхности, а накапливалась в каких-то промежуточных камерах, где происходила ее дифференциация, в результате которой возникали гипабиссальные интрузии перидотитов и габбро-диабазов.

Так, из сопоставления составов родоначальных магм трех эффузивных комплексов можно заключить, что ятулийский и суйсарский комплексы имеют пространственную и, вероятно, генетическую связь, а базальтовый комплекс Ветреного пояса характеризуется независимым развитием, которое, по-видимому, обусловлено специфическим тектоническим режимом этой шовной структуры.

ЛИТЕРАТУРА

Богачев А. И., В. С. Куликов, А. В. Пекуров, В. Д. Слюсарев. Новые данные по геологии и магматизму синклинорной зоны Ветреного пояса. Тр. Инст. геологии Карельского филиала АН СССР, вып. 1, 1968.

Гилярова М. А. Стратиграфическое положение суйсарского вулканического комплекса. Уч. зап. ЛГУ, № 209, серия геол. наук, вып. 7, 1956.

Калинин Ю. К., Г. А. Лебедева. Фазовые соотношения при метастабильной кристаллизации основных расплавов и их петрологическое значение. Тр. Инст. геологии Карельского филиала АН СССР. вып. 1, 1968.

Кратц К. О. Геология карелид. Изд. АН СССР, М.—Л., 1963.

Светов А. П. Некоторые петрохимические особенности ятулийского вулканического комплекса Центральной Карелии. Тр. Инст. геологии Карельского филиала АН СССР, вып. 1, 1968.
Соколов В. А., А. П. Светов. Геология ятулийского вулканического комплекса Южной и Центральной Карелии. Тр. Инст. геологии Карельского филиала АН СССР, вып 1, 1968.
Устиев Е. К. О составе родоначальных магм на примере меловых и палеогеновых формаций Охотского вулканического пояса. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3, 1965.

В. И. Робонен

О ВУЛКАНИЗМЕ И СУЛЬФИДНОМ РУДООБРАЗОВАНИИ В НИЖНЕМ ПРОТЕРОЗОЕ КАРЕЛИИ

На территории Карелии распространены разнообразные по составу, метаморфизованные, сильно дислоцированные геосинклинальные толщи нижнего протерозоя, преобладающая часть которых сложена лавами, туфами и туффитами основного, среднего и кислого состава. Несмотря на значительную степень метаморфизма вулканитов (зеленосланцевая и амфиболитовая фации), их вулканическая природа устанавливается достаточно определенно.

Наблюдения над текстурными особенностями вулканитов и осадков, особенностями цикличности в строении слагаемых ими толщ (Кратц, 1963; Кратц, Робонен, Соколов, Чернов, 1966) и за их распространением по площади позволили наметить основные черты стратиграфии и тектоники вулканогенных комплексов нижнего протерозоя ряда районов Карелии, а также прийти к заключению о том, что значительная их часть формировалась в подводных условиях.

Так, в южной Карелии расположен Хаутаваарско-Чалкинский эвгеосинклинальный трог, ограниченный с запада и востока зонами разломов, документируемых в настоящее время полосами гранитов и мигматитов, телами ультраосновных пород и зонами милонитов, рассланцевания и дробления. Он заполнен в основном вулканитами хаутаваарской (лопский отдел) серии (Робонен, 1960; Кратц, 1963), которые представлены лавами и туфами основного состава, сменяемыми выше лавами и туфами среднего, а затем кислого состава, выше которых залегает сланцевый комплекс с колчеданными рудами (кислые туфы и туффиты, графитистые сланцы, серноколчеданные руды). Последний перекрыт толщей туфов кислого состава (кварцевые порфиры). На кислых туфах в свою очередь залегает комплекс лав основного состава (рисунок).

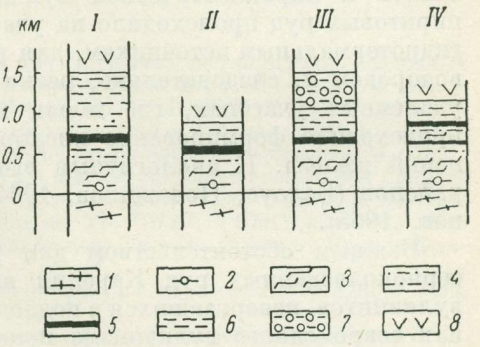
В восточной Карелии в районе Парандовского месторождения серного колчедана устанавливается аналогичное залегание руднослацевой толщи, сложенной графитистыми сланцами, кислыми туфами и пластами и линзами серноколчеданных руд, перекрытых кислыми туфами (Робонен, 1966).

В районе Большозера (западная Карелия) установлено (Стенарь, 1960), что на отложениях гимольской серии (лопский отдел), в которых заключены рудные пласты железистых кварцитов, залегают кислые вулканиты (лептиты). Стратиграфически выше с угловым несогласием залегают вулканиты (преимущественно пирокласты) кислого состава (альбитофиры, туфы, туфобрекчии), перекрытые основными лавами (сумский отдел) (рисунок).

В районе Костомукши (западная Карелия) установлено, что на амфиболовых сланцах, являющихся метаморфизованными вулканитами (туфами и лавами ?) основного состава, залегает комплекс вулканитов (в основ-

ном туфов и туффитов) кислого состава, несущий рудные пласты железистых кварцитов, перекрытых туфами кислого состава (Кратц, 1963; Кратц и др., 1966).

На примере указанных четырех районов Карелии (Хаутаваара, Парандово, Большозеро, Костомукша) намечается определенная последовательность геологического развития в нижнем протерозое Карелии. Начальные этапы развития эвгеосинклинальных трогов в пределах этих районов характеризуются образованием вулканитов (лав и пирокластов) основного, а затем среднего и кислого состава. Позднее следует период спокойствия вулканической деятельности, во время которого происходило накопление углеродсодержащих осадков и железных или серноколчеданных руд (кислородных или сернистых соединений железа). Затем наступает период интенсивных выбросов пирокластов кислого состава, захоронивших рудонесущие пачки. Вслед за этим начинается следующий этап вулканической деятельности, сопровождающийся формированием лав и туфов основного состава (тунгудская серия).



Литолого-стратиграфические колонки.

I — Хаутаваара-Чалка; *II* — Парандово-Надвоицы; *III* — Хедозеро-Большозеро, *IV* — Костомукша; *1* — гнейсы, гнейсо-граниты, граниты; *2* — амфиболиты, зеленые сланцы, метадиабазы; *3* — вулканиты (лавы и туфы) среднего и кислого состава; *4* — графитистые и другие сланцы; *5* — пиритовые и гематит-магнетитовые руды; *6* — туфы (частью лавы) кислого состава (кварцевые порфиры, серицит-кварцевые сланцы, лептиты); *7* — пирокласты (амфиболиты, альбитофиры, туфы, туфобрекчии) кислого состава и конгломераты; *8* — метадиабазы.

Если эффузивно-осадочная природа железорудных месторождений Балтийского щита признается большинством геологов (Точилин, 1963), то вопрос о происхождении колчеданных руд до сих пор трактуется по-разному. Высказывались соображения об эпигенетической гидротермальной природе колчеданных руд (Глебова-Кульбах, 1953; Пинаева, 1966), об образовании их во время фумарольно-сольфатарной деятельности эффузивного вулканизма, о первично-осадочном образовании за счет эрозии и глубокого химического выветривания пород фундамента (Харитонов, 1966), о биогенной природе колчеданов, обусловленной деятельностью сероводородных бактерий (Marmo, 1960) и об эффузивно-осадочном их генезисе (Oftedahl, 1958; Робонен, 1960, 1966; Чернов, 1966; Рыбаков, 1967).

Имеется целый ряд фактов, свидетельствующих о том, что пиритовые руды карельских колчеданных месторождений отлагались совместно с вмещающими их туфогенными и осадочными образованиями. К ним относятся пластообразная и линзообразная форма рудных тел, четкая стратиграфическая приуроченность руд к определенному горизонту, переслаивание, иногда ритмичное, с вмещающими породами (Робонен, 1960, 1966; Кратц и др., 1966), наличие пиритовых оолитов (Рыбаков, 1967), а также немногочисленные данные изотопного анализа серы.

Любезно выполненные В. И. Виноградовым (ИГЕМ) определения (12 анализов) изотопного состава серы пирита, в том числе из оолитов и пирротина Хаутаваарского района, свидетельствуют о значительном разбросе изотопных отношений серы (от 6.6 до +12.1), что характерно для месторождений низкотемпературных (близповерхностного образования) (Jensen, 1962), тогда как «многие месторождения гидротермального генезиса обладают узким разбросом изотопных отношений серы, часто близким к составу серы метеоритного троилита» (Виноградов, 1967, стр. 31).

Графитистые сланцы, являющиеся часто вмещающими для колчеданных руд породами и парагенетически с ними связанные, вероятно, представляют собой органогенно-туффитовые образования (Marmo, 1960), метасапропелиты, связанные с жизнедеятельностью серных бактерий. Таким образом, формирование пиритовых руд по всей вероятности представляло собой хемогенно-осадочный процесс отложения сернистых соединений железа в условиях резко восстановительной среды.

Естественно возникает вопрос об источнике железа и серы. Вполне логично допустить, что им являлись продукты подводной газогидротермальной деятельности в период между интенсивными пароксизмами эффузивной и пирокластической вулканической деятельности. Образование пиритовых руд происходило на участках, тяготеющих к подводным газогидротермальным источникам, для которых характерно насыщение сероводородом и, следовательно, резко восстановительные условия. В более удаленных участках, где имели место окислительные условия среды, происходило формирование кислородных (закисных и окисных) соединений железа. К аналогичным выводам приходят исследователи других районов (Белоус, Новожилов, 1964; Воронцов, Воронцова, 1964; Смирнов, 1965).

Важным обстоятельством для расшифровки генетической природы серноколчеданных руд Карелии является то, что они залегают среди вулканитов, извергавшихся в подводных условиях. Наблюдения же в районах современного вулканизма показывают, что в результате подводных эксгаляций морская вода выделяет коллоидную фазу, которая может привести в отдельных участках морских бассейнов к минералогически сравнительно чистым концентрациям определенных компонентов (Зеленов, 1967).

Сравнение целого ряда колчеданных месторождений Норвегии, Швеции и Финляндии (Oftedahl, 1958), Испании (Oftedahl, 1958), Японии (D. Masotami, 1961 г.), Северного Кавказа (Смирнов, Гончарова, 1960; Смирнов, 1965), Урала (Скрипиль, 1961; Яковлев, Гончарова, 1967), Саян (Белоус, Новожилов, 1964), Алтая (Воронцов, Воронцова, 1964) с карельскими месторождениями показывает, что они имеют много общего. Геологическая позиция руд во всех районах одинакова. Везде они включены в осадочно-туфогенную толщу, перекрытую туфами кислого состава и залегающую на лавах кислого или среднего состава, перекрывающих вулканиты основного состава. Всюду время формирования руд приурочено к периоду относительного спокойствия между пароксизмами интенсивной вулканической деятельности, когда имел место интенсивный привнос газо-гидротермальных продуктов в водный бассейн.

Как указывает Г. С. Дзоценидзе (1965), имеется значительная группа «осадочных пород и месторождений, объяснить происхождение которых невозможно без привлечения материала вулканического происхождения» (стр. 143).

Изложенные выше выводы относятся к пиритовым рудам карельских колчеданных месторождений, сложенных, кроме того, еще и пирротиновыми рудами. Пирротиновая минерализация формировалась в более поздние этапы и накладывалась на уже метаморфизованные (перекристаллизованные) пиритовые руды. Пирротиновые руды образуют жилы, секущие пиритовые руды и вмещающие их породы. Пирротиновая минерализация, по-видимому, связана с матаморфизмом, вследствие чего пиритовые руды перекристаллизовывались, а образующиеся пирротиновые руды отлагались в разломах или обособленных участках — вдоль контактов или в местах выклинивания пиритовых пластов и линз. Пирротиновые руды, по-видимому, формировались при воздействии метаморфических растворов на пиритовые залежи, из которых заимствовались железо и сера. Наряду

с этим из вмещающих пород извлекались медь, никель и другие элементы-примеси. Так, в Хаутаваарском районе при пересечении ультраосновных пород пирротиновая жила обогащается никелем и медью, в пирротине графитистых сланцев отмечается обогащение медью (для этих пород характерно повышенное содержание указанных элементов).

Таким образом, серноколчеданные месторождения Карелии представлены по меньшей мере двумя генетическими типами руд — сингенетическими пиритовыми и эпигенетическими пирротиновыми. Первые имеют вулканогенно-осадочную природу, вторые — метаморфогенную.

ЛИТЕРАТУРА

Белоус Н. Х., В. И. Новожилов. Парагенез эксгаляционно-осадочных железных и колчеданных руд Майнского месторождения. В сб. «Геология и металлогения эффузивно-осадочных формаций Сибири», Тр. СНИИГГИМС, вып. 35, 1964.

Виноградов В. И. Распределение изотопов серы в минералах рудных месторождений. В кн. «Изотопы серы и вопросы рудообразования», изд. «Недра», М., 1967.

Воронцов Н. И., М. К. Воронцова. Об эффузивно-осадочной природе Николаевского колчеданного месторождения Рудного Алтая. В сб. «Геология и металлогения эффузивно-осадочных формаций Сибири», Тр. СНИИГГИМС, вып. 35, 1964.

Глебова-Кульбах Г. О. Парандовское рудное поле в Карело-Финской ССР. Госгеолтехиздат, М., 1953.

Дзоценидзе Г. С. Влияние вулканизма на образование осадков. Изд. «Недра», М., 1965.

Зеленов К. К. Подводный вулканизм и его геологическое значение. В сб. «Вулканизм и геохимия его продуктов», Тр. Инст. вулканологии АН СССР, вып. 24, 1967.

Кратц К. О. Геология карелид Карелии. Изд. АН СССР, М.—Л., 1963.

Кратц К. О., В. И. Робонен, В. А. Соколов, В. М. Чернов. Литологические методы в изучении геологии докембрия Карелии. В сб. «Проблемы осадочной геологии докембрия», вып. 1, изд. «Недра», М., 1966.

Пинаева Н. И. Новые данные о геолого-литологическом строении высокометаморфизованного осадочно-вулканогенного комплекса пород района Парандово (центральная Карелия). В сб. «Проблемы осадочной геологии докембрия», вып. 1, изд. «Недра», М., 1966.

Робонен В. И. К стратиграфии протерозоя района Хаутаваара-Чалка (южная Карелия). В сб. «Материалы по геологии Карелии», Тр. Карельского филиала АН СССР, вып. 26, 1960.

Робонен В. И. К стратиграфии протерозоя района Парандово-Надвоицы (восточная Карелия). В сб. «Вопросы геологии и закономерности размещения полезных ископаемых Карелии», Петрозаводск, 1966.

Рыбаков С. Н. Об оолитовых пиритовых рудах некоторых серноколчеданных месторождений южной Карелии и их метаморфизме. «Геология рудных месторождений», т. XI, № 4, 1967.

Скрипиль В. И. О строении вулканогенных толщ Гайского рудного поля и размещении в них колчеданного оруденения. «Геология рудных месторождений», № 1, 1961.

Смирнов В. И. Сульфидные рудообразования в субмаринных вулканогенных геосинклинальных комплексах. В сб. «Материалы межведомственного совещания по проблеме рудоносных вулканогенных формаций», изд. «Недра», М., 1965.

Смирнов В. И., Т. Я. Гончарова. Палеозойские вулканогенные комплексы Северного Кавказа и связанные с ними колчеданные месторождения. В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. 3, Изд. АН СССР, М., 1960.

Стенарь М. М. Осадочно-вулканогенные образования района Большозера (западная Карелия). В сб. «Материалы по геологии Карелии», Тр. Карельского филиала АН СССР, вып. 26, 1960.

Точилин М. С. Происхождение железистых кварцитов. Госгеолтехиздат, М., 1963.

Харитонов Л. Я. Структура и стратиграфия карелид восточной части Балтийского щита. Изд. «Недра», М., 1966.

Чернов В. М. Вулканогенные железисто-кремнистые и колчеданные формации Карелии. В сб. «Проблемы осадочной геологии докембрия», вып. 1, изд. «Недра», М., 1966.

Яковлев Г. Ф., Т. Я. Гончарова. Палеозойский вулканизм и колчеданное оруденение в некоторых районах Южного Урала. В сб. «Вулканизм и геохимия его продуктов», Тр. Инст. вулканологии СО АН СССР, вып. 24, 1967.

J e n s e n M. Biogenic sulfur and sulphide deposits. Biogeochemistry of sulfur isotopes, Proceed of anat. Sci. Found. Sump. Vale university, New Haven, 1962.
M a r m o V. On the sulphide and sulphide-graphite shists of Finland. Bull. Commiss. geol. Finlande, № 190, 1960.
O f t e d a h l C. Theory of Exhalative-Sedimentary ores. Geol. Foren. Stockholm, Forhandlingar, B. 80, H. I, № 492, 1958.

М. М. Ефимов

ДРЕВНЕЙШИЕ МЕТАЭФФУЗИВЫ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО БЕЛОМОРЬЯ

Изучение древнейших вулканогенных пород архейской беломорской толщи представляет особый интерес, так как можно предполагать, что они являются производными наименее дифференцированного и измененного первичного базальтового слоя и наименее контаминированы сиалическим материалом. Отсюда появляется возможность изучения состава древнейшего вещества земной коры и его эволюции и также возможность изучения элементов-индикаторов дифференциации основных магм (K/Rb) в процессе раннего развития земной коры.

Среди разнообразных амфиболитов Терского берега, являющихся рамой дифференцированной Колвицкой интрузии габбро-лабрадоритов, в ксенолитах этого интрузивного тела и его сателлитов, а также в интенсивно мигматизированных породах беломорской толщи, обнажающихся на островах Кандалакшского архипелага (Анисимов, Овечий, Еловый, Лодейный), встречены тела ортоамфиболитов, текстурные и структурные особенности которых указывают на их магматический генезис (К. А. Шуркин и др., 1962).

Среди амфиболитов Терского берега (район губы Малой Ильинской и др.), переслаивающихся с амфиболовыми и биотитовыми гнейсами, отмечаются реликтовые линзовидные участки, сложенные породами, по текстурам и структурам близкими к различным экструзивным и гипабиссальным разновидностями пород габбро-базальтовой группы. В частности, различаются метаморфизованные порфиритовые мандельштейны, плагиоклазовые и пироксен-плагиоклазовые порфириты и диабазовые порфириты. Довольно часто порфиритовые мандельштейны по простиранию переходят в плагиоклазовые порфириты, которые в зонах интенсивного рассланцевания преобразуются в разнообразные амфиболиты, утрачивая все признаки, указывающие на их магматическую природу. Находки метаморфизованных диабазовых порфиритов крайне редки. Они встречены на о. Анисимов среди роговообманково-биотитовых гранито-гнейсов и в тонкослоистых мигматитах в виде линзовидных, в краевых частях тонкорассланцованных будин (до 1.5×15 м) мелкозернистых диабазовых метапорфиритов. Крупные будины сложены средне- и крупнозернистыми разностями диабазовых порфиритов с идиоморфными вкрапленниками слегка зеленоватого плагиоклаза, имеющими размеры до 2.5 см. В наименее измененных участках фенокристаллы составляют 25—30% общего объема пород. В контактах будин с гранито-гнейсами вкрапленники плагиоклаза разлинзовываются, растягиваются, а вся порода тонко рассланцовывается. В некоторых случаях в диабазовых порфиритах сохраняется первичная расслоенность и полосатость.

В штуфах порфиритовые метамандельштейны представляют собой породы темно-серого до зеленовато-черного цвета, обладающие ясно выраженными миндалекаменными текстурами (рис. 1). Размер миндалин, составляющих в среднем 25% общего объема пород, варьирует от 10 до 0.5 см. Миндалины имеют обычно эллипсоидальную форму и ориентированы согласно со сланцеватостью вмещающих амфиболитовых толщ. Миндалины

имеют зональное строение. Наблюдаются следующие различные по минеральному составу зоны (от внешних к внутренним): I — роговообманково-гранат-диопсид-кварцевая; II — существенно гранатовая; III — плагиоклаз-кварцевая (а) или клиноцоизит-роговообманково-кварцевая (б); IV — существенно плагиоклазовая; V — кварц-цоизитовая; VI — цоизит-гранатовая. С уменьшением размеров миндалин и с увеличением степени их рассланцевания ряд минеральных зон обычно выпадает при сохранении в центральной части миндалин зоны гранат-цоизитового состава. Иногда в центральных частях мелких (до 0.5 см) миндалин образуются кварц-салитовые агрегаты с карбонатом и скаполитом. Количественный минеральный состав зон миндалин из метаморфизованных порфиритовых мандельштейнов приведен в табл. 1. Переходы от внешней роговообманково-гра-



Рис. 1. Миндалекаменная текстура метаморфизованных порфиритовых мандельштейнов.

нат-диопсид-кварцевой зоны миндалин к основной ткани метаморфизованных порфиритовых мандельштейнов постепенные, без видимых изменений как крупности зерен, так и структуры пород.

Существенно гранатовые зоны тонкие (от 0.1 до 0.3 см), иногда прерывистые, сложены мелкозернистым агрегатом граната, часто с пойкилитовыми червеобразными вростками кварца. Эти зоны присущи миндалинам всех размеров.

Плагиоклаз-кварцевые и заменяющие их клиноцоизит-роговообманково-кварцевые зоны сложены мелко- и среднезернистыми агрегатами зерен кварца, олигоклаз-андезина (№ 25—30), зеленовато-бурой роговой обманки (F=13—15 мол.%) и (что характерно для крупных миндалин) клиноцоизита (cNg=80°, $2V$=+78°).

Существенно плагиоклазовые зоны с примесью кварца (до 5%) сложены преимущественно серицитизированным плагиоклазом.

Центральные зоны большинства миндалин заполнены агрегатом мелких бесцветных длиннопризматических кристалликов цоизита (Ng=1.712; Np=1.708), обычно ориентированных и в соответствии с контурами миндалин. В цоизитовой массе наблюдаются кварц-плагиоклазовые скопления и крупные трещиноватые кристаллы бесцветного граната с вростками кварца.

Кроме миндалин, о первично-магматической природе метаморфизованных порфиритовых мандельштейнов свидетельствуют реликты магмати-

Таблица 1

Количественный минеральный состав зональных миндалин различных размеров из метаморфизованных порфиритовых мандельштейнов, об.%

Номер шлифа	Размер миндалин вдоль длинной оси, мм	Зона I (внешняя)						Зона II						Зона III					
		плагиоклаз	кварц	клиноцоизит	гранат	роговая обманка	диопсид	плагиоклаз	кварц	клиноцоизит	гранат	роговая обманка	диопсид	плагиоклаз	кварц	клиноцоизит	гранат	роговая обманка	диопсид
23-11 (б)	70	5	50	+	15	10	20	+	10	5	80	5	—	5	50	15	+	30	—
23-11 (м)	15		40	+	15	15	30	5	10	15	70	—	—	35	65	+	+	+	—
23-16	7	+	55	+	10	+	35	—	10	30	60	+	—	10	85	+	5	+	—
26-6 *	7	5	20	—	60	15	—	+	+	5	+	—	80						

Таблица 1 (*продолжение*)

Номер шлифа	Размер миндалин вдоль длинной оси, мм	Зона IV						Зона V						Зона VI (центральная)					
		измененный плагиоклаз	кварц	клиноцоизит	гранат	роговая обманка	диопсид	плагиоклаз	кварц	цоизит, клиноцоизит	гранат	роговая обманка	диопсид	плагиоклаз	кварц	клиноцоизит	гранат	роговая обманка	диопсид
23-11 (б)	70	95	5	+	+	+	—	—	25	75	+	—	—	+	30	40	30	+	—
23-11 (м)	15	95	5	+	+	+	—	5	10	85	+	—	—	+	+	40	60	+	—
23-16	7	85	5	+	10	+	—	5	5	70	20	—	—						
26-6 *	7																		

* В зоне II присутствует 20 об.% скаполита-карбоната.

ческих минералов. К ним относятся мелкие (до 0.1 см) слегка буроватые и слабо плеохроирующие зерна авгита ($2V = +56°$, $cNg = 40°$), имеющие неправильную форму и располагающиеся в интерстициях между призмами обыкновенной роговой обманки или внутри зерен последней. Кроме авгита встречаются редкие неориентированные вкрапленники плагиоклаза (№ 40), достигающие по длине 1 см. Плагиоклаз иногда зонален. Нередко наблюдается его последующая грануляция и образование вокруг плагиоклазовых фенокристов мозаичных агрегатов кварц-олигоклазового состава.

Плагиоклазовые, пироксен-плагиоклазовые метапорфириты представляют собой средне- и мелкозернистые зеленовато-черные породы, для которых характерны порфировидные структуры. Диабазовым порфиритам свойственны реликтовые офитовые структуры (рис. 2). Вкрапленники пла-

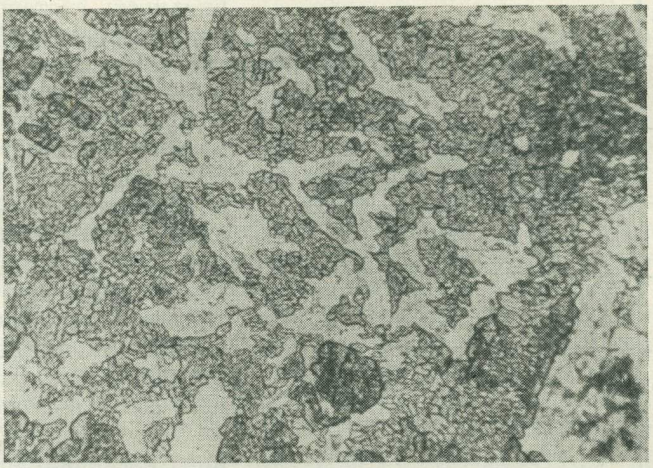


Рис. 2. Реликты офитовой структуры в метаморфизованных диабазовых порфиритах.

Шлиф 39-1, увеличение 19, без анализатора.

гиоклаза размером от 1 до 5 см слагают от 10 до 40% общего объема пород. В центральных частях тел порфиритов вкрапленники чаще не ориентированы. В зонах перехода порфиритов в амфиболиты вкрапленники гранулируются (причем агрегаты перекристаллизованного плагиоклаза приобретают ориентировку, согласную со сланцеватостью породы) или полностью исчезают.

Вкрапленники плагиоклаза в порфиритах отчетливо зональны. Центральные их зоны сложены битовнитом (№ 80), внешние же зоны представлены андезином и олигоклазом (до № 19). Более мелкие вкрапленники плагиоклаза обычно представлены лабрадором (№ 52).

Моноклинный пироксен фенокристаллов из пироксен-плагиоклазовых порфиритов почти бесцветный либо слабо зеленоватый и представлен салитом ($Ng = 1.725$; $Np = 1.689$; $cNg = 43°$; $2V = +58°$ ($\frac{\times}{\times}$); $F = 40$ мол.%). Вкрапленники катаклазированы и замещаются буровато-зеленой обыкновенной роговой обманкой ($Ng = 1.649$, $Np = 1.629$, $F = 15—20$ мол.%), составляющей существенную часть основной ткани плагиоклазовых и пироксен-плагиоклазовых порфиритов.

Плагиоклаз основной массы диабазовых порфиритов (андезин № 40—43) образует мелкие (до 2 мм) идиоморфные кристаллы, беспорядочно ориентированные или иногда образующие трахитоидные агрегаты. В интерстиционных промежутках между ними располагаются скопления ксено-

Таблица 2

Химический состав метапорфиритов

Породы	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O	П. п. п.	Сумма	$\frac{Na_2O:K_2O}{Al_2O_3}$	FeO : MgO	$K_2O:Na_2O$	$Fe_2O_3:FeO$	F, мол. %
Метапорфирит (№ 25-9)	48.63	0.61	17.14	1.35	9.36	0.15	5.43	10.82	3.42	1.11	0.08	1.54	99.64	0.40	0.96	0.22	0.07	50.7
Метаморфизованный раскристанцованный плагиоклазовый порфирит (№ 27-3)	47.29	0.71	16.00	2.01	8.37	0.24	8.17	10.25	3.28	1.29	0.02	1.98	99.61	0.43	0.57	0.26	0.10	38.8
Метаморфизованный плагиоклазовый порфирит (ксенолит в габбро-норите № 28-2)	46.79	0.47	16.00	0.76	9.66	0.16	8.74	10.71	2.37	1.04	0.08	2.84	99.62	0.31	0.62	0.29	0.04	39.2
Метаморфизованный диабазовый порфирит (№ 39-1)	50.07	0.57	18.94	1.27	7.80	0.14	5.66	10.37	2.97	0.90	0.04	1.57	100.30	0.31	0.78	0.21	0.07	45.6
Диабаз — среднее из 174 анализов (по С. П. Соловьеву)	49.04	1.46	15.68	4.04	7.70	0.26	5.88	9.28	2.84	0.92	2.64	0.26	100.00	0.36	0.73	0.22	0.23	47.5

Примечание. Все анализы, за исключением последнего (диабаз), выполнены в химической лаборатории ИГГЕД АН СССР.

морфных зерен реликтового диопсида (F=14 мол.%), замещающего его бледно-зеленого амфибола, реже граната, рудного минерала и сфена. Для диабазовых метапорфиритов характерно развитие граната по границам между плагиоклазом и темноцветными минералами.

Химические анализы метапорфиритов (табл. 2) иллюстрируют относительную стабильность составов этих пород. Диабазовые порфириты относятся к классу насыщенных кремнеземом и к группе бедных щелочами пород, в то время как плагиоклазовые и пироксен-плагиоклазовые порфириты попадают в класс слегка недосыщенных SiO_2 и в группу умеренно богатых, реже бедных щелочами пород. В целом изученные породы близки в петрохимическом отношении к диабазу среднего состава (по Соловьеву).

При процессах наложенного регионального метаморфизма отмеченные характерные особенности выделенных трех основных групп вулканитов: миндалекаменные и порфировидные текстуры, офитовые структуры и реликты магматических минералов — исчезают, и породы превращаются в различного рода амфиболиты (плагиоклазовые, кварц-плагиоклазовые, диопсид-плагиоклазовые, гранатовые) с типичными структурами метаморфических пород — гранобластовыми, лепидогранобластовыми, гранонематобластовыми, сложенными вновь образованными специфическими для них метаморфическими минералами — роговыми обманками (F=15—53 мол.%), гранатом (гроссуляр 36, спессартин 2, пироп 9, альмандин 50, андрадит 3%), плагиоклазом (№ 27—44) и кварцем.

Таким образом, комплекс таких признаков, как миндалекаменные и порфировидные текстуры, офитовые структуры, реликтовые магматические минералы (авгит, диопсид, андезин-лабрадор), петрохимическая близость выделенных пород к эффузивным производным основной магмы, приуроченность к низам разреза беломорской толщи, присутствие их ксенолитов в раннеорогенных, домигматитовых интрузиях габбро-лабрадоритового состава позволяют считать, что большая часть амфиболитов исследованного района возникла синхронно с терригенными осадками за счет вулканогенных пород в начальный период формирования беломорской геосинклинальной зоны.

М. Г. Попов

ПРОТЕРОЗОЙСКИЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ ХЮРСЮЛЯ—ХАУТАВААРА (ЮЖНАЯ КАРЕЛИЯ)

Хаутаваарская полоса (100×2—11 км) протерозойских суперкрустальных образований расположена в юго-восточной части Западно-Карельской синклинорной зоны и приурочена к глубинному разлому (К. О. Кратц, Б. И. Лазарев, 1968 г.). Контакты нижнепротерозойских пород с архейскими, по геологическим и геофизическим данным, тектонические. В рассматриваемом районе преобладают вулканогенные и интрузивные образования, осадочные породы имеют подчиненное распространение. Учитывая отмеченные выше особенности, Хаутаваарскую зону в структурном отношении следует рассматривать как вулканогенную геосинклиналь (Твалчрелидзе, 1966; Богданов, Муратов, Хаин, 1963) или эвгеосинклиналь (Кэй, 1955; Штилле, 1964). В результате проведенных автором в 1963—1967 гг. геологических исследований и обобщения материалов Карельской комплексной экспедиции СЗТГУ, Института геологии (г. Петрозаводск) и Западного геофизического треста в районе Хюрсюля—Хаутаваара выделены магматические комплексы, которые отличаются друг от друга по времени образования, геологическому положению, петрографическому составу, петрохимическим и геохимическим особенностям, металлогении и характеру эволюции магматических расплавов (от древних к молодым): 1) диабазовый вулканогенный, 2) андезит-дацитовый вулканогенно-осадочный и 3) габбро-перидотитовый интрузивный.

Диабазовый вулканогенный комплекс

Наиболее древними (известными) образованиями Хаутаваарской вулканогенной геосинклинали являются эффузивные метадиабазы и метагаббро-диабазы с редкими маломощными прослоями туфосланцев и комагматичными интрузиями метагаббро-диабазов и метагаббро, объединенных в диабазовый вулканогенный комплекс. Общая мощность основных пород составляет около 1 км. Структура их апоинтерсертальная, бластоофитовая, бластогаббро-офитовая, бластогаббровая, в сильно измененных разностях гранонематобластовая, нематобластовая. Главными породообразующими минералами являются плагиоклаз и амфибол. Второстепенные минералы: биотит, эпидот, кварц, хлорит; акцессорные: сфен и магнетит. Иногда встречается мелкая редкая вкрапленность сульфидов.

По петрохимическим особенностям породы диабазового комплекса относятся к толеитовой серии. На диаграммах $\frac{FeO + Fe_2O_3}{FeO + Fe_2O_3 + MgO} - SiO_2$, $MgO - FeO + Fe_2O_3 - K_2O + Na_2O$ фигуративные точки образуют узкое субвертикальное поле (рис. 1, 2). Это свидетельствует о том, что для диа-

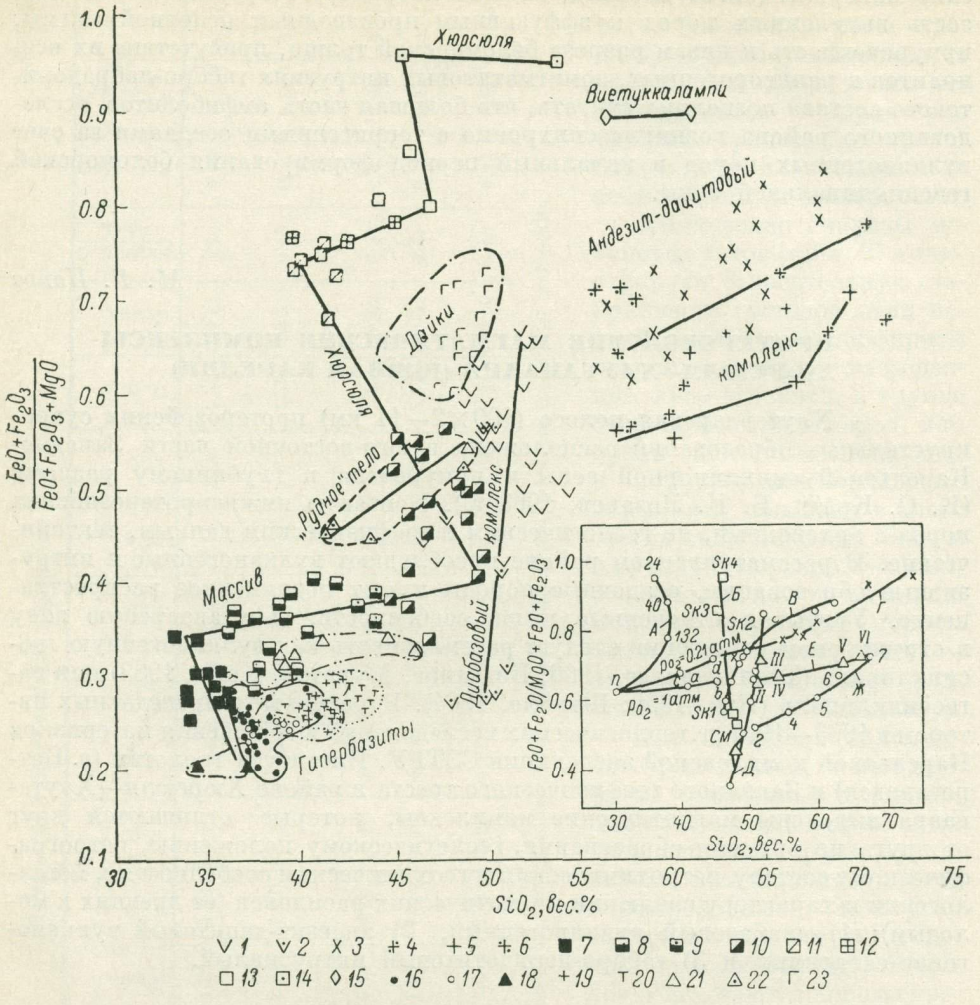


Рис. 1. Диаграмма $\frac{FeO + Fe_2O_3}{FeO + Fe_2O_3 + MgO}$ — SiO_2 для изверженных пород района Хюрсюля—Хаутаваара. [Внизу дана диаграмма по Осборну (Osborn, 1959), в левой части которой представлена группа экспериментальных кривых, в правой — кривые магматических серий].

Диабазовый комплекс: *1* — район Хаутаваара; *2* — район Хюрсюля. Андезит-дацитовый комплекс; *3* — метаэффузивы; *4* — дайки порфировых пород среднего состава; *5* — гранодиориты оз. Верхний Кивач; *6* — гранодиориты ст. Хаутаваара. Габбро-перидотитовый комплекс, массив Хюрсюля; *7* — метаоливиниты; *8* — амфиболовые метаперидотиты; *9* — оливин-амфиболовые метапироксениты; *10* — амфиболовые метапироксениты; *11* — оруденелые амфиболовые метапироксениты, горнблендиты; *12* — оруденелые амфиболовые феррогаббро; *13* — амфиболовые феррогаббро; *14* — амфиболовые габбро-диориты; *15* — феррогабброиды оз. Виетуккалампи. Слабодифференцированные массивы: *16* — *3 км северо-западнее дер. Игнойла*; *17* — *5 км северо-западнее дер. Игнойла*. Недифференцированные массивы: *18* — 3 км юго-западнее дер. Хюрсюля; *19* — 5 км западнее дер. Хаутаваара; *20* — ст. Хаутаваара; *21* — дер. Хаутаваара; *22* — «рудное тело», дер. Хаутаваара; *23* — дайки габброидов. Врезка: *А* — постоянный валовой состав; *Б* — Скергорд; *В* — гавайская щелочная серия; *Г* — район Осло; *Д* — Килауэа, толеитовая серия; *Е* — известково-щелочная серия; *Ж* — Каскейд.

базового вулканогенного комплекса характерна эволюция магматического расплава в сторону увеличения железистости при незначительном колебании содержания кремнезема. Сходный путь кристаллизации был получен Осборном (Osborn, 1959) для системы $MgO—FeO—Fe_2O_3—SiO_2$ в условиях постоянства общего состава в случае фракционной кристаллизации.

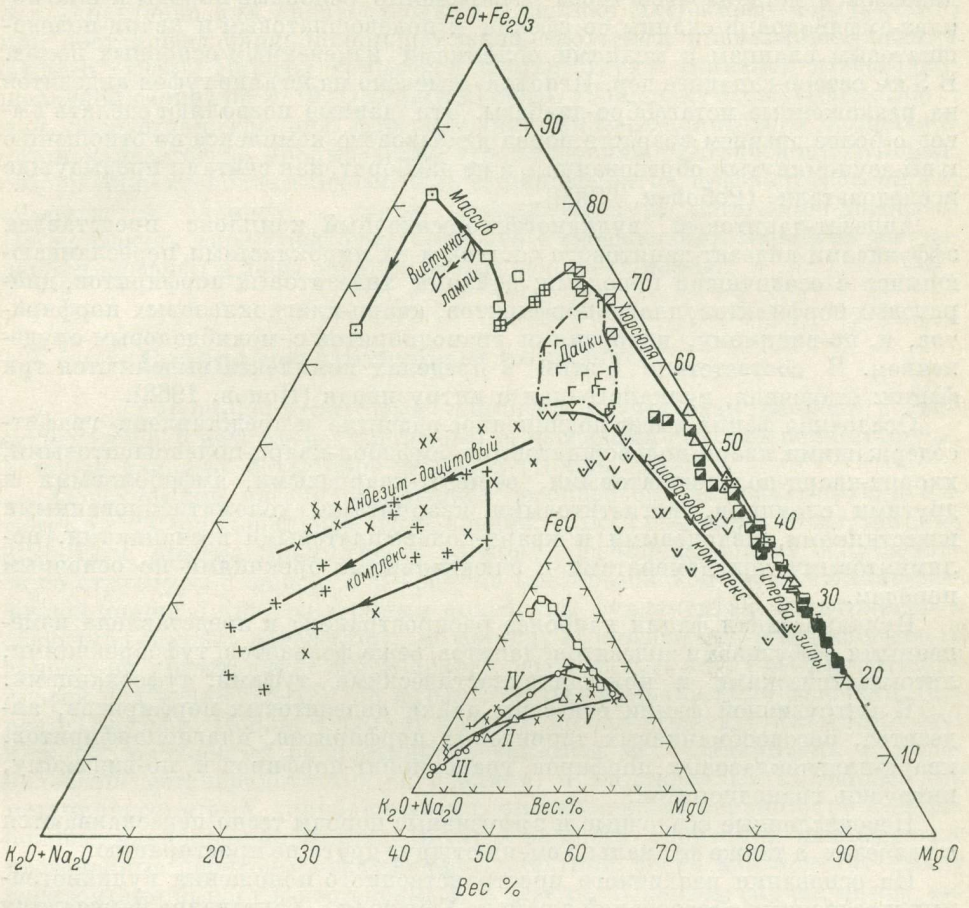


Рис. 2. Диаграмма $MgO—FeO+Fe_2O_3—K_2O+Na_2O$ для изверженных пород района Хюрсюля—Хаутаваара. [Внизу дана диаграмма по Осборну (Osborn, 1959), на которой представлена группа кривых магматических серий].

Условные обозначения см. на рис. 1. Врезка: *I* — скергордские жидкости; *II* — известково-щелочная серия; *III* — район Осло; *IV* — гавайская щелочная серия; *V* — Каскейд, *VI* — толеитовая серия.

Андезит-дацитовый вулканогенно-осадочный комплекс

В низах андезит-дацитового и на породах диабазового комплекса расположены элювиальные брекчии по основным породам, частично кварц-полевошпатовые песчаники, амфиболовые плагиосланцы и полимиктовые конгломераты (Попов, 1968). Так, в 700 м западнее ст. Хаутаваара в одном из обнажений наблюдается следующая смена пород (снизу вверх): метадиабазы, элювиальная брекчия (1.5 м), конгломераты (0.75 м), графитсодержащие сланцы. В 2 км западнее дер. Хаутаваара отмечается налегание на «пенистую кору» шаровых лав метадиабазов 35-метровой пачки амфиболовых плагиосланцев с маломощными прослоями графитсодержащих и

серицит-кварц-полевошпатовых сланцев. Вверх по разрезу они сменяются полимиктовыми конгломератами и далее кварц-полевошпатовыми сланцами и песчаниками. Сходный разрез отмечается и в обнажении, расположенном в 1 км южнее дер. Хаутаваара. Южнее ст. Хаутаваара в ряде расчисток наблюдались постепенные переходы от плотных метагаббродиабазов и метадиабазов через разложенные основные породы и плагиоклаз-амфиболовые сланцы со сфеном к полевошпатовым и кварц-полевошпатовым сланцам с мелкими обломками измененных основных пород. В 3 км северо-западнее дер. Игнойла отмечено налегание туфов андезитов на разложенные метагаббро-диабазы. Эти данные позволяют сделать вывод о более древнем возрасте пород диабазового комплекса по отношению к вышеупомянутым образованиям, а не наоборот, как считали предыдущие исследователи (Робонен, 1960).

Андезит-дацитовый вулканогенно-осадочный комплекс представлен эффузивами андезит-дацитового состава и их пирокластами, переслаивающимися с осадочными породами; дайками андезитовых порфиритов, диоритовых порфиритов, плагиопорфиритов, кварц-плагиоклазовых порфиритов, и, по-видимому, интрузиями гранодиоритов с молибденовым оруденением. В соответствии с этим в пределах комплекса выделяются три фации: осадочная, вулканогенная и интрузивная (Попов, 1968).

Осадочная фация имеет подчиненное развитие и представлена графитсодержащими, кварц-полевошпатовыми, амфибол-кварц-полевошпатовыми, хлорит-кварц-полевошпатовыми, серицит-кварцевыми, амфиболовыми и другими сланцами, магнетитовыми кварцитами, доломитизированными известняками, кварцевыми и кварц-полевошпатовыми песчаниками, полимиктовыми конгломератами и элювиальными брекчиями по основным породам.

Вулканогенная фация наиболее распространена и представлена измененными эффузивами андезитов, дацитов, реже фельзитов, туфобрекчиями, литокластическими и кристаллокластическими туфами, туфосланцами.

К интрузивной фации отнесены дайки андезитовых порфиритов, андезитов, роговообманковых диоритовых порфиритов, плагиопорфиритов, кварц-плагиоклазовых порфиров, гранодиорит-порфиров и, по-видимому, интрузии гранодиоритов.

Перечисленные осадочные и эффузивные породы тесно переслаиваются в разрезах, а также фациально сменяют друг друга по простиранию.

На основании различного пространственного положения вулканогенных и осадочных образований в районе Хюрсюля—Хаутаваара намечаются три «центра» вулканической деятельности (в 2 км западнее дер. Хаутаваара, в 3 км северо-западнее дер. Игнойла и в 5 км севернее дер. Хюрсюля) и две области осадконакопления (полоса вдоль грунтовой дороги дер. Хаутаваара—дер. Игнойла и северо-западнее и юго-западнее дер. Игнойла; Попов, 1968).

Обилие пирокластического материала, по-видимому, указывает на интенсивный эксплозивный характер андезитового вулканизма (в отличие от диабазового). С ним, очевидно, связаны эпигенетические руды серного колчедана, широко развитые в данном районе, на что указывает частая пространственная близость вулканитов андезит-дацитового состава и руд серного колчедана. Последние активно воздействуют на породы габбро-перидотитового комплекса, что свидетельствует о сложном и длительном формировании залежей серного колчедана. Эффузивные и интрузивные образования андезит-дацитового комплекса существенно отличаются от пород диабазового комплекса не только по петрографическому составу и характеру извержений, но и по петрохимическим особенностям и пути кристаллизации магмы (рис. 1, 2). На петрохимических диаграммах фигуративные точки пород составляют обособленное вытянутое в субгоризонталь-

ном направлении поле, в пределах которого фигуративные точки эффузивов, даек и гранодиоритов не образуют четких группировок, а тесно перемежаются друг с другом. Возможно, это является косвенным подтверждением генетического родства перечисленных пород. Эволюция магматического расплава рассматриваемого комплекса направлена в сторону резкого увеличения кремнезема при незначительных колебаниях содержания железа. Это характерно для кристаллизации в системе $MgO—FeO—Fe_2O_3—SiO_2$ при постоянном парциальном давлении кислорода и фракционировании (Osborn, 1959). Породы комплекса соответствуют типичной известково-щелочной серии, по Э. Ф. Осборну (Osborn, 1959) и Х. Куно (1964). Верхняя возрастная граница формирования андезит-дацитового комплекса устанавливается по прорывающим его интрузиям ультраосновных пород, содержащим ксенолиты андезитов, плагиопорфиритов, туфов и туфосланцев, графитистых сланцев, а также метадиабазов и метагаббро-диабазов. На контактах гипербазитовых интрузий с вмещающими породами наблюдаются апофизы и зоны закалки ультраосновных пород.

Габбро-перидотитовый комплекс

Габбро-перидотитовый комплекс представлен сложно- (Хюрсюля), слабо- и недифференцированными массивами ультраосновных пород, а также дайками метагаббро-диабазов (Попов, 1968).

Хюрсюльский массив расположен севернее оз. Хюрсюля-ярви и вытянут в субмеридиональном направлении. Длина его около 10 км, ширина 2.5—3 км. Массив приурочен к разлому, ограничивающему Хаутаваарскую структуру с запада и к границе протерозойской вулканогенно-осадочной толщи с проблематичным архейским фундаментом. Морфология и структура массива неизвестны, но по ряду геологических и геофизических данных он представляет собой полого расслоенную интрузию, погружающуюся под углом 50—60° на юго-восток под вулканогенно-осадочные породы (Богачев, Попов, 1968). В массиве можно выделить два горизонта: нижний, сложенный серпентинизированными метаоливинитами и амфиболовыми метаперидотитами, и верхний, представленный амфиболовыми метапироксенитами, горнблендитами, амфиболовыми феррогаббро и амфиболовыми габбро-диоритами. Внутри каждого горизонта наблюдаются постепенные переходы между дифференциатами, тогда как контакт между горизонтами бывает и постепенный, и резкий. В первом случае между амфиболовыми метаперидотитами и метапироксенитами присутствуют оливин-амфиболовые метапироксениты, а во втором — отсутствуют. В породах массива часто наблюдаются первичные магматические текстуры: полосчатость и трахитоидность. Присутствующие в пределах массива останцы вулканогенно-осадочных пород в виде субмеридионально вытянутых полос, по-видимому, отражают складчатый характер вмещающей толщи в период внедрения ультраосновной магмы (Попов, 1968).

К слабодифференцированным интрузиям относятся массивы в 3 и 5 км северо-западнее дер. Игнойла. Первый массив имеет в плане линзообразную форму (1.5×0.25 км), второй — изометричную (1.8×1.6 км). Сложены они интенсивно серпентинизированными метаоливинитами, метаперидотитами, амфиболовыми метаперидотитами. Последние встречены в основном в северных частях массивов. Эти интрузии приурочены к разломам и к границе диабазового и андезит-дацитового комплексов.

Недифференцированные массивы наиболее распространены. Часть из них, возможно, отнесена к этой группе условно, так как неизвестно их глубинное строение. Так, сближенные массивы ультраосновных пород южнее ст. Хаутаваара могут оказаться разрозненными выходами единого

на глубине тела, на что косвенно указывают геологические и геофизические данные. Массивы имеют удлиненную, линзообразную и пластообразную форму. Длина их составляет соответственно от 50 м до 2—3 км, ширина — от 10—30 до 200—300 м. Сложены они метаперидотитами, амфиболовыми метаперидотитами, метаоливинитами и метапироксенитами. Чтобы избежать многочисленных повторений, петрографическое описание пород мы даем по группам, а не по массивам.

Метаоливиниты встречаются во всех типах массивов. Структура их бластопанидиоморфнозернистая, петельчатая, в сильно измененных разностях поперечноволокнистая. Из первичных минералов в виде реликтов присутствуют оливин и моноклинный пироксен. По оптическим свойствам оливин относится к форстериту-хризолиту ($2V$ — от $+89$ до $-89°$; $Ng'=1.688—1.696$; $Np'=1.654—1.656$). Вторичные минералы: серпентин, иддингсит-боулингит, магнетит, карбонат, редко тальк и хлорит.

Метаперидотиты преобладают в слабодифференцированных массивах. Структура их бластопанидиоморфнозернистая, бластопойкилитовая, петельчатая. Из первичных минералов сохранились оливин (форстерит-хризолит, $2V$ — от $+86$ до $90°$), реликты ромбического и сильно опацитизированного моноклинного пироксенов. Вторичные минералы: серпентин, иддингсит-боулингит, магнетит, карбонат, реже тальк.

Амфиболовые метаперидотиты встречаются почти во всех массивах ультраосновных пород. Структура их бластопойкилитовая, первичные минералы представлены серпентинизированным оливином, реликтами коричневатой роговой обманки ряда куммингтонита—грюнерита ($2V$ — от -86 до $-88°$; $cNg=15—18°$) и реже клинопироксена. Вторичные минералы: серпентин, иддингсит-боулингит, тремолит, магнетит, хлорит.

Оливин-амфиболовые метапироксениты встречены в Хюрсюльском массиве. Первичные минералы: оливин-хризолит ($2V=-86°$), авгит ($2V=51—54°$; $cNg=38—39°$; $Ng'=1.699—1.703$; $Np'=1.670—1.678$) и коричневатый амфибол ряда куммингтонита—грюнерита ($2V=-87—88°$; $cNg=17—19°$). В породах вокруг зерен оливина по границе с коричневатым амфиболом развиты маломощные каймы бесцветного амфибола. Вторичные минералы: серпентин, иддингсит-боулингит, тремолит, магнетит, реже хлорит.

Амфиболовые пироксениты встречены в Хюрсюльском массиве. Первичные минералы: авгит ($2V=53—57°$; $cNg=40—46°$; $Ng'=1.695—1.708$; $Np'=1.665—1.680$) и коричневый амфибол ряда баркевикита—гастингсита ($2V=-45—56°$; $cNg=10—20°$). По первичным минералам развивается синевато-зеленая роговая обманка.

Горнблендиты найдены в Хюрсюльском массиве. Они почти целиком сложены измененным коричневым амфиболом и синевато-зеленой роговой обманкой ($2V=-59—66°$; $Ng'=1.667$; $Np'=1.657$) с титаномагнетитом.

Амфиболовые феррогаббро встречены в массиве Хюрсюля и в районе оз. Виетуккалампи. Сложены альбитом с 3—7% An и синевато-зеленой роговой обманкой ($Ng'=1.682$; $Np'=1.660$), присутствуют реликты коричневого амфибола. К нижним горизонтам приурочено титаномагнетитовое оруденение.

Амфиболовые габбро-диориты сложены альбитом и амфиболом ряда гастингсита ($Ng'=1.710$; $Np'=1.686$).

Метагаббро-диабазы даек отличаются от пород диабазового комплекса пойкилобластовой структурой, более свежим плагиоклазом (андезин, лабрадор), присутствием титаномагнетита в качестве акцессорного минерала.

По петрохимическим свойствам породы габбро-перидотитового комплекса резко отличаются от остальных пород района (рис. 1, 2). Для массивов ультраосновных пород устанавливаются два пути дифференциации

магматического расплава. Кристаллизация сложнодифференцированного Хюрсюльского массива идет в сторону резкого увеличения железистости при незначительных колебаниях содержания кремнезема (феннеровский путь), а недифференцированных массивов — в сторону увеличения кремнезема при почти постоянном содержании окислов железа (боуэновский путь). Эволюция слабодифференцированных массивов занимает промежуточное положение. На диаграмме $\frac{FeO + Fe_2O_3}{FeO + Fe_2O_3 + MgO} - SiO_2$ отчетливо наблюдается сходство в характере эволюции магматических расплавов при формировании нижнего горизонта Хюрсюльской интрузии (метаоливиниты, метаперидотиты) и слабодифференцированных и недифференцированных массивов, т. е. между внутрикамерной и глубинной дифференциацией ультраосновной магмы. Основное отличие заключается в более высокой железистости пород Хюрсюльского массива. Кроме того, на диаграммах видна близость петрохимических свойств массивов ультраосновных пород, выражающаяся в различной степени перекрытия их полей.

Выводы о петрохимической близости массивов гипербазитов, степени их дифференциации и характере эволюции магматического расплава, полученные из анализа диаграмм, подтверждаются результатами математической обработки силикатных анализов (линейная дискриминантная функция, критерий T^2, критерий количественного различия, обобщенное расстояние Махаланобиса). С ультраосновными породами района связаны сульфидные медно-никелевые и титаномагнетитовое рудопроявления.

Как следует из изложенного материала, в Хаутаваарской вулканогенной геосинклинали намечается следующая эволюция магматизма (от более древних образований к молодым): диабазовый вулканизм (спокойные трещинные излияния), андезит-дацитовый вулканизм (эксплозивный) и ультраосновной магматизм (интрузивный).

Таким образом, выполненное изучение Хаутаваарских нижнепротерозойских магматических комплексов южной Карелии позволяет считать установленным, что Хаутаваарская структурная зона характеризуется эвгеосинклинальным типом развития. В ней выделены три магматических комплекса (от древних к молодым): диабазовый вулканогенный, андезит-дацитовый вулканогенно-осадочный и габбро-перидотитовый интрузивный. Магматические комплексы, отражающие основные тектоно-магматические этапы развития Хаутаваарской эвгеосинклинали, сформировались в результате эволюции самостоятельных материнских магм.

ЛИТЕРАТУРА

Богачев А. И., М. Г. Попов. Некоторые геолого-петрохимические особенности массива Хюрсюля (Южная Карелия). В сб. «Вулканогенные и гипербазитовые комплексы протерозоя Карелии». Карельск. кн. изд., Петрозаводск, 1968.

Богданов А. А., М. В. Муратов, В. Е. Хаин. Об основных структурных элементах земной коры. Бюлл. МОИП, т. 38, вып. 3, 1963.

Куно Х. Серии изверженных пород. В сб. «Химия земной коры», т. II., изд. «Наука», М., 1964.

Кэй М. Геосинклинали Северной Америки. Изд. иностр. лит., М., 1955.

Попов М. Г. Магматические формации района Хюрсюля-Кивач. В сб. «Вулканогенные и гипербазитовые комплексы протерозоя Карелии», Карельск. кн. изд., Петрозаводск, 1968.

Робонен В. И. К стратиграфии протерозоя района Хаутаваара-Чалка (Южная Карелия). Тр. Карельск. фил. АН СССР, вып. XXVI, 1960.

Твалчрелидзе Г. А. Опыт систематики эндогенных месторождений складчатых областей (на металлогенической основе). Изд. «Недра», М., 1966.

Штилле Г. Тектоническое развитие Америки как восточного обрамления Тихого океана. В кн. «Избр. тр.», изд. «Мир», М., 1964.

Osborn E. F. Role of oxiged pressure in the crystallization and differentiation of basaltic magma. Amer. J. sci., vol. 257, № 9, 1959.

К. Д. Беляев

НОВЫЕ ДАННЫЕ О СТРУКТУРЕ, ГЕОЛОГИИ И МЕТАЛЛОГЕНИИ ГРАНУЛИТОВОЙ ФОРМАЦИИ КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА

Гранулитовая формация Кольского полуострова в последние годы привлекает к себе внимание геологов в связи с широкой дискуссией, развернувшейся по вопросам генезиса и положению в разрезе этих своеобразных пород. Сейчас, когда весь запад Кольского полуострова охвачен крупномасштабной геологической съемкой масштаба, становится очевидным, что площадь развития гранулитовой формации сравнима разве только с площадью беломорской серии гнейсов. Породы гранулитовой формации распространены в пределах четырех обособленных синклинорных структур: Лоттинской, Нявкотундровской, Монче-Волчьетундровской и Кандалакшско-Колвицкой. Эти структуры протягиваются от Кандалакшского залива в северо-западном направлении на 300 км до государственной границы, прослеживаясь далее на территории Финляндии и северной Норвегии еще на 150 км. Общая площадь, занятая породами гранулитовой формации, достигает 30 тыс. км^2. В геолого-структурном отношении гранулитовая формация занимает самостоятельный структурный ярус, залегающий на гнейсовом основании, представленном беломоридами.

В составе формации выделяются следующие петрографические группы пород в общепринятой до последнего времени терминологии: амфиболиты, гранатовые габбро-амфиболиты, габбро-анортозиты, габбро, гиперстеновые гнейсо-диориты, габбро-нориты, пироксениты, эклогиты, гранат-кварц-полевошпатовые породы (кислые гранулиты). Большинство геологов до последнего времени относило эти породы к типичным интрузивным образованиям, слагающим, по их мнению, сложнодифференцированные многофазные лополитоподобные массивы архейского возраста (А. М. Шукевич, Е. П. Володин, Д. Ф. Мурашов, Д. В. Полферов и др.). Лишь работами последних лет, выполненными коллективом геологов Кольского районного геологоразведочного управления и Кольского филиала АН СССР, в результате более полного комплексирования методов геологической съемки и геолого-структурного анализа были выявлены закономерности, позволившие по-новому представить структуру и генезис гранулитов Кольского полуострова. Предметом статьи не является всестороннее описание геологии и петрографии гранулитов, так как именно эта сторона довольно полно освещена в литературе. Нам представляется необходимым в первую очередь показать текстурно-структурные особенности гранулитов и возможности применения литолого-структурного анализа в пределах гранулитовой формации.

Текстурные особенности гранулитов представляют большой интерес для понимания их генезиса. Наиболее характерными из них являются линейные и плоскопараллельные текстуры. Линейные текстуры фиксируются в различных частях разреза. Они обусловлены линейной ориентировкой таких минералов или их скоплений, как гиперстен, диопсид, роговая обманка, плагиоклаз, гранат, кварц, биотит. Именно тот факт, что такие минералы, как пироксен или основной плагиоклаз, обладающие линейной ориентировкой, создают породы типа габбро-норита или габбро-анортозита, и являлся основным критерием магматогенного происхождения гранулитов путем кристаллизации расплава при внедрении. В 1955 г. автором впервые было подмечено, что линейная ориентировка пироксенов совпадает с вторичным «ленточным» кварцем и осями мелких складок (рис. 1).

К настоящему времени в процессе картирования лоттинского и кандалакшско-колвицкого комплексов вторичный характер линейности по пи-

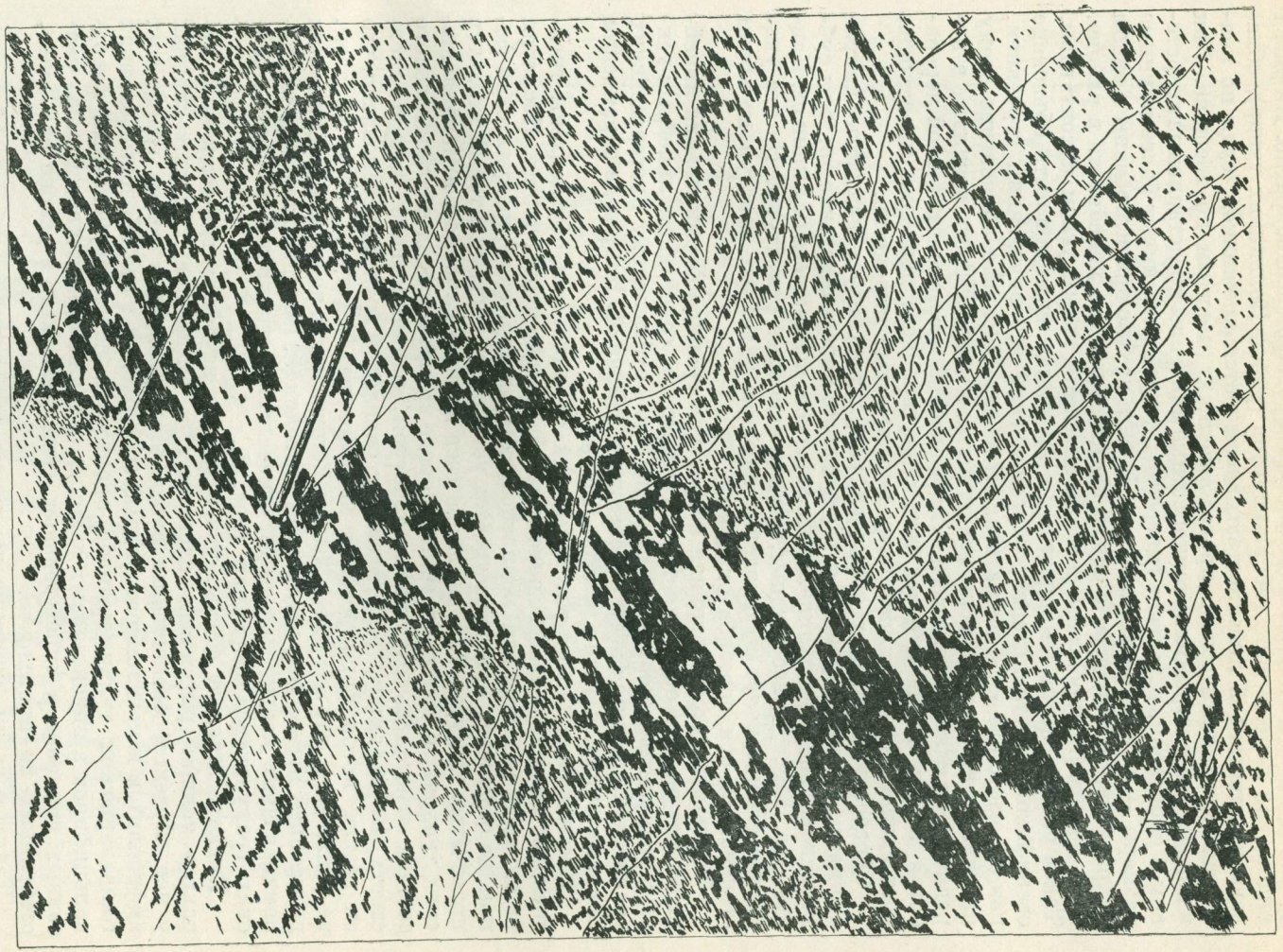


Рис. 1. Характер распределения темноцветных минералов в диопсид-гиперстеновых сланцах и прожилке пироксен-плагиоклазового состава.

роксенам типа гиперстен-диопсид фиксировался неоднократно. На рис. 1 видно, как породы типа габбро-норитов (район Колвицких тундр), обладающих отчетливой линейностью, рассекаются прожилком (судя по контактам, метасоматического происхождения), развитым по трещине. Как в породе, так и в прожилке темноцветные минералы представлены гиперстеном и диопсидом. «Сгустки» гиперстена в прожилке имеют более крупные размеры — до 5 см по длинной оси. И те, и другие ориентированы в одном направлении и совпадают с общей направленностью линейности в районе. В то же время пироксены располагаются под косым углом к контактам. Такое расположение темноцветных в прожилке не может быть объяснено спецификой кристаллизации, обусловленной его внутренним строением, как это часто бывает в пегматитах. Наиболее логичное объяснение этому явлению можно найти, если представить, что линейность возникла в породе и прожилке в процессе метаморфической и метасоматической переработки толщи, когда в результате одностороннего давления происходил рост одинаково ориентированных порфиробласт пироксена.

Образование линейных текстур в гранулитах следует связывать с напряжениями, которые привели к образованию поперечных складок типа субмеридионального антиклинального перегиба, возникшего по линии оз. Кацким—оз. Юмос, более поздних, нежели основные структуры. На это указывает симметричное направление падения линейных текстур по обеим сторонам от оси перегиба складки.

Устанавливается и верхняя возрастная граница формирования линейных текстур. Она определяется на основании совпадения линейных текстур гранулитов с первичной линейностью в субщелочных протерозойских гранитах. Подобные факты отмечались в районе оз. Кацким, в обрамлении Сальных тундр, а также в губе Порья.

Плоскопараллельные текстуры, как правило, или обусловлены гнейсовидностью, или связаны с полосчатостью неоднородной толщи. Несмотря на сильный метаморфизм комплекса, соответствующего гранулитовой фации, на отдельных примерах удается установить догранулитовый характер полосчатых текстур. Так, в районе озер Малое—Глубокое, в Кандалакшских тундрах, в тонкополосчатой породе гранат-диопсид-плагиоклазового состава отмечались отчетливые текстуры, напоминающие косую слоистость. По характеру распределения скоплений граната установлено, что он возник после формирования косослоистых текстур. Таким образом, не исключено, что мы имеем дело действительно с косой слоистостью или по крайней мере с догранулитовой тектоникой. Породы с текстурами, напоминающими косую слоистость, отмечались неоднократно и в других районах гранулитовой формации (рис. 2).

Имеются прямые факты, указывающие на эффузивно-осадочный характер толщи: ритмичная слоистость в амфиболовых гнейсо-сланцах у пос. Лувенга, оваловидные включения гранитов в толще гранатовых амфиболитов и конгломератовидные обособления в амфиболовых сланцах Кандалакшских тундр, наличие прослоев и пачек карбонатных пород-кальцифиров в пироксеновых сланцах, а также присутствие хорошо окатанных цирконов в гиперстеновых гнейсо-диоритах в районе оз. Ловно, отобранных из протолочек.

Таким образом, изучение текстурно-структурных особенностей пород гранулитовой формации позволило сделать вывод о метаморфическом происхождении основных породообразующих минералов, возникших на стадии гранулитовой или амфиболитовой фаций прогрессивного метаморфизма. В то же время будет обоснованным предположение, что часть гранулитов возникла за счет эффузивно-осадочных толщ. Это не исключает того, что в пределах гранулитовой формации бесспорно имеется большое число интрузий основного и ультраосновного состава типа габбро, габ-

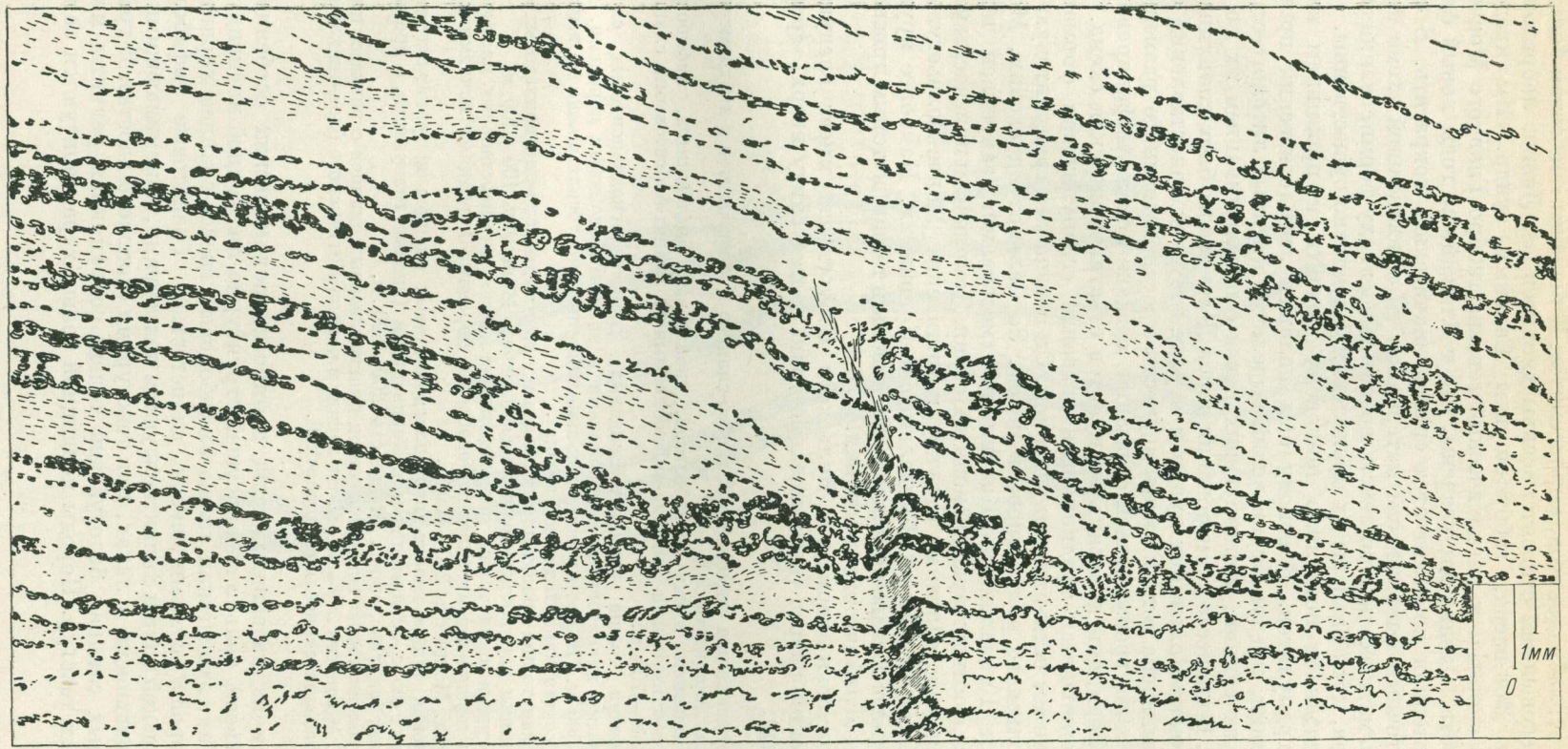


Рис. 2. Характер «косой слоистости» в диопсид-плагиоклазовом сланце Кандалакшских тундр.

бро-норитов, лабрадоритов, пироксенитов. К подобным массивам большинство исследователей относит массивы диоритов оз. Ловно, лабрадоритов Пырш- и Вол-озера, габбро-нориты Сальных тундр. Им представляется бесспорным и магматический генезис габбро Главного Мончегорского хребта. Однако мы уверены, что в ближайшие годы новый фактический материал позволит этот список значительно сократить. В связи с недостаточным фактическим материалом на приложенной схеме не выделены магматические комплексы, возникшие в эпоху формирования самих гранулитов, хотя размеры их проявления безусловно существенны.

Все сказанное позволило по-новому подойти к принципам картирования гранулитов. В основу был положен литологический принцип картирования, предусматривающий выделение крупных литолого-стратиграфических единиц, маркирующих пачек с прослеживанием их по простиранию. В процессе картирования пород Лоттинского блок-синклинория, Кандалакшско-Колвицких тундр и в результате их сопоставления была впервые выявлена четкая закономерность пространственного размещения основных толщ гранулитовой формации, создана новая унифицированная для всей формации кольских гранулитов стратиграфическая схема. Учитывая сложившееся традиционное название «гранулитовая формация», этот термин мы оставили как основной. Он обозначает гранулитовую формацию Кольского полуострова в целом. За Сальнотундровским, Мончегорским и Кандалакшско-Колвицким «массивами» закреплен термин «комплекс», соответствующий понятию серия. Комплексам присвоены названия по названию основных структур: Лоттинский, Монче-Волчьетундровский, Нявкотундровский, Кандалакшско-Колвицкий. Наиболее крупные группы пород в составе комплекса объединены в толщи, которым присвоены местные географические названия.

Гранулитовая формация Кольского полуострова имеет следующий геологический разрез (наименование толщ дается снизу вверх) (рис. 3, *см. вкладку*):

Лувенгская толща амфиболовых гнейсо-сланцев и амфиболитов с конгломератами в основании. Мощность 200—600 м.

Кандалакшская толща амфиболитов, гранатовых амфиболитов, амфиболовых сланцев с подчиненными диопсид-амфиболовыми и гранат-биотитовыми сланцами. Мощность 200—700 м.

Белогубская толща гранат-диопсидовых, гранат-плагиодиопсидовых сланцев с подчиненными гранатовыми амфиболитами и эклогитоподобными породами. Мощность 150—300 м. (В Лоттинском блок-синклинории белогубская толща не выделена и входит в состав кандалакшской толщи).

Колвицкая толща гранат-плагиоклазовых, гранат-диопсид-плагиоклазовых сланцев с прослоями двупироксеновых плагиосланцев. Мощность 100—400 м.

Плоскотундровская толща диопсид-гиперстеновых и гиперстеновых плагиосланцев с резко подчиненными эклогитоподобными породами и редкими пачками карбонатных пород. Мощность 200—600 м.

Яуриокская толща гранат-кварц-плагиоклазовых сланцев и гранат-биотитовых гнейсов, частично с силлиманитом и кордиеритом (кислые гранулиты), с прослоями гиперстеновых плагиосланцев. Мощность 200—600 м.

Порьегубская толща гиперстен-кварц-плагиоклазовых сланцев с пачками кислых гранулитов. Мощность 200—800 м. На западе в районе Лоттинского блок-синклинория эта толща названа сариселянтундровской.

Каждая из названных толщ помимо петрохимических особенностей обладает своей, только ей присущей структурно-текстурной индивидуальностью. Так, лувенгская толща амфиболовых гнейсо-сланцев характеризуется хорошо сохранившейся слоистостью. Гранатовые амфиболиты кандалакшской толщи характеризуются текстурами, напоминающими шаровую отдельность в лавах, или текстурами «конского хвоста». В гранат-диопсидовых сланцах белогубской толщи сохраняются реликты миндалекаменных текстур. Породы колвицкой толщи характеризуются законо-

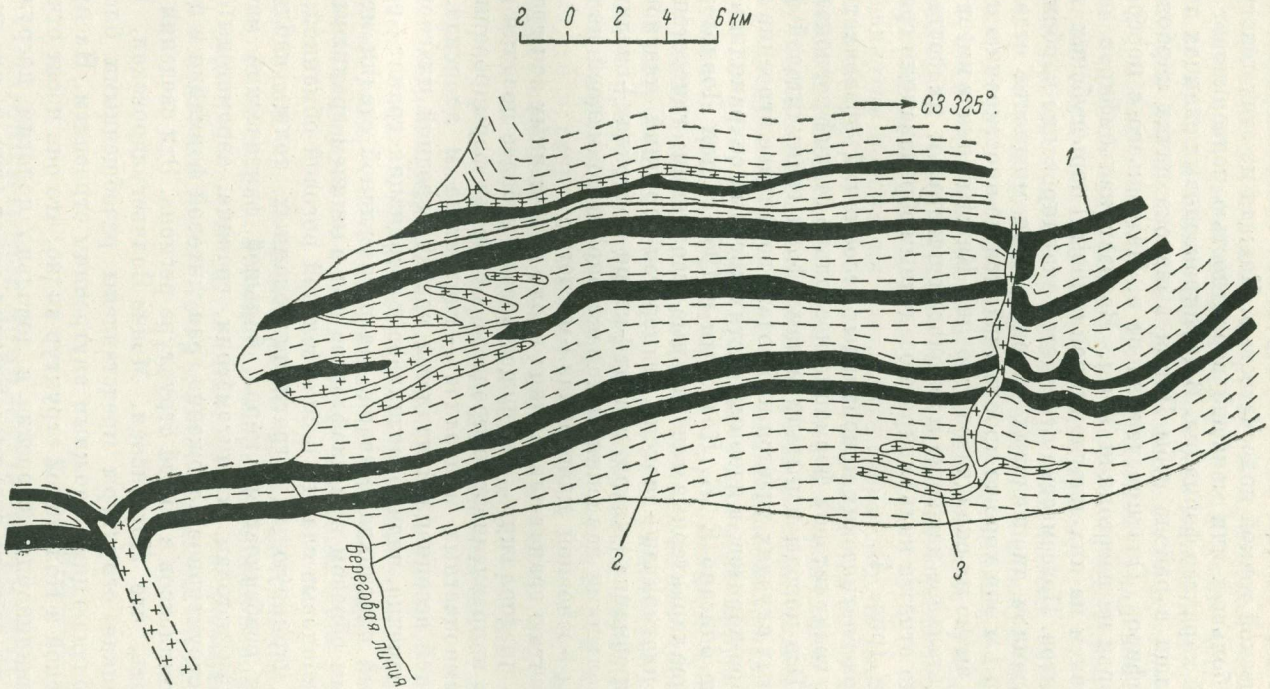


Рис. 4. Прослои карбонатных пород в двупироксеновых сланцах плоскотундровской толщи.

1 — карбонатные породы; *2* — двупироксеновые сланцы; *3* — пегматиты.

мерным чередованием хорошо выдержанных по простиранию прослоев, обогащенных основным плагиоклазом почти белого цвета, и прослоев, резко обогащенных диопсидом и гранатом. Именно в этих тонкополосчатых разновидностях весьма часто встречаются текстуры, напоминающие косую слоистость.

Двупироксеновые сланцы плоскотундровской толщи обладают совершенно специфической тонкой полосчатостью. Каждая из этих текстурных особенностей с большей или меньшей вероятностью подчеркивает эффузивно-осадочный характер формации. В двупироксеновых сланцах плоскотундровской толщи в районе губы Порья выявлена пачка карбонатных пород — кальцифиров. Она прослежена от о. Медвежьего с перерывами до района р. Порьи на расстоянии 30 км. Возраст кальцифиров определяется воздействием на них плагиомикроклиновых порьегубских гранитов и их пегматитов. Повсеместно отмечается скарнирование карбонатных пород с образованием диопсидовых скарнов. При мощности отдельных пластов от 0.2 до 1 м они хорошо прослеживаются по простиранию на 50—60 м. Отчетливо видно их складчатое строение. Каждый пласт имеет сложное строение. Детальное изучение морфологии пластов и их состава позволяет уверенно отнести кальфициры к осадочным образованиям гранулитовой формации (рис. 4).

Изучение парагенетических минеральных ассоциаций позволяет выделить в пределах гранулитовой формации несколько стадий регионального метаморфизма. Все породы испытали метаморфизм гранулитовой фации. Лишь в единичных случаях удается наблюдать зональное строение линзовидных тел габбро-норитов, в ядерных частях которых сохранились амфиболиты (впервые описано Е. К. Козловым в 1955 г. для Ловнозерского района). Наиболее характерные минеральные ассоциации: гиперстен+гранат+основной плагиоклаз+диопсид, гиперстен+средний плагиоклаз++бурая роговая обманка+кварц, гранат+кварц+ортоклаз+силлиманит. В зонах с наибольшими давлениями характерной ассоциацией являются гранат+диопсид+основной плагиоклаз+магнетит.

Судя по развитию гранат-альмандина вдоль наложенных зон трещиноватости, можно предположить, что существовала и более поздняя стадия метаморфизма с направленностью процесса в сторону формирования граната за счет темноцветных минералов — гиперстена и диопсида. Наиболее характерной ассоциацией является гранат+средний плагиоклаз++кварц. Одновременно, видимо, возникает и ассоциация гранат+роговая обманка+кислый плагиоклаз+кварц. На регрессивной стадии метаморфизма и главным образом при диафторезе под влиянием гранитных масс возникают амфиболовые сланцы с сине-зеленой роговой обманкой.

Выделение маркирующих стратифицированных толщ, наблюдение за текстурными особенностями пород, большой фактический материал по геофизическим методам (магнитометрия, гравика, аэрометоды) позволили уточнить структурное положение гранулитовой формации в целом и ее отдельных комплексов в общей структуре региона. Эти сведения позволяют утверждать, что Лоттинская, Монче-Волчьетундровская, Кандалакшско-Колвицкая структуры представлены разобщенными блок-синклиниориями, обладающими сложным внутренним строением. На примере Сальнотундровской и Колвицкой структур видно, что они носят отчетливо выраженное синклинорное строение с довольно пологим погружением крыльев. Судя по данным гравиметрических работ (рис. 5, *см. вкладку*), под плотными породами Кандалакшских и Колвицких тундр фиксируются менее плотные породы типа биотитовых гнейсов и гранито-гнейсов. Суммарная мощность комплекса в каждом из них не превышает 2.5—4 км.

Гравиметрические аномалии имеют четкую приуроченность к породам гранулитовой формации и не выходят за их пределы, что свидетельствует

об отсутствии антиклинального погружения гранулитов под гнейсы и еще раз доказывает синклинальное строение формации.

Проведенные в 1967—1968 гг. Мурманской экспедицией детальные грави-магнитные профильные работы через гранулиты Сальных тундр указывают на весьма небольшую их мощность, не превышающую на отдельных профилях 500—1000 м.

Определение абсолютного возраста К-Ar-методом по основным разновидностям гранулитов показывает 1400—1800 млн лет. Таким образом, возраст гранулитов Кольского полуострова определяется как нижнепротерозойский. Все вышеизложенное позволило нам отождествить гранулитовую формацию с породами так называемой тундровой серии нижнего протерозоя, с той лишь разницей, что блок-синклинорные зоны гранулитов подверглись более сильному метаморфизму.

Нижнепротерозойский возраст формации вносит существенные коррективы в возрастную датировку гранитов. Основную массу гранитных интрузий, внедрившихся в пределы гранулитовой формации, следует считать среднепротерозойскими типа ара-гранитов, гранитов рапакиви и субщелочных гранитов кейвского типа, а не верхнеархейскими гранитами, как считалось ранее.

Выдвинутые положения заставляют пересмотреть основы металлогении региона. Так, если раньше Д. Ф. Мурашовым (1946 г.) выдвигались лишь зоны тектонических контактов массива гранулитов с гнейсами, поскольку плотные кристаллические породы массива, естественно, не могли служить продуктивной толщей для никеленосных интрузий наподобие филлитов Печенги, то теперь, принимая концепцию эффузивно-осадочного происхождения гранулитов и относя их к протерозою, можно предполагать, что гранулиты являлись хорошими коллекторами для локализации никеленосных интрузий. И действительно, об этом убедительно свидетельствует размещение среди поля гранулитов ловнозерской группы никеленосных интрузий и многочисленных интрузий гипербазитов района Колвицких и Сальных тундр, открытых в последнее время. Таким образом, резко расширяется фронт поисковых работ на никель (площадь гранулитовой формации около 20 тыс. км^2). Становится понятным факт геохимической стерильности пород гранулитовой формации на существенно магматические элементы — никель, медь, кобальт.

Значительное «омоложение» основной массы гранитов в пределах гранулитовых блоков, а также проводимая аналогия гранулитовой формации с породами тундровой серии заставляют сделать вывод о необходимости переоценки площадей на поиски редких металлов, олова, вольфрама, молибдена.

В последнее время гранулитовая формация Кольского полуострова стала предметом споров о возможном ее причислении к породам, возникшим за счет подкоркового вещества, выведенного на дневную поверхность. В связи с вышеизложенным автор к этому относится отрицательно.

В. М. Шемякин, К. А. Шуркин

ЧАРНОКИТОВЫЕ КОМПЛЕКСЫ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА

К немногочисленным ранее известным на Балтийском щите выходам гиперстеновых гранитоидов — чарнокитов — в последние годы добавились новые районы (северная Карелия, Приладожье, Мурманский блок и др.). При этом генетическая природа чарнокитов понимается

авторами различно, по-разному трактуется их структурное и возрастное положение.

Введенное Холландом (Holland, 1900 г.) понятие «чарнокит» позднее весьма расширилось по сравнению с первоначальной трактовкой, и в существующей номенклатуре наблюдается перегруженность частными терминами и запутанность в их интерпретации.

Большинство исследователей признает, что характерной для чарнокитов является ассоциация: гиперстен+ортоклаз+олигоклаз (андезин)+ +кварц. А. А. Маракушев (1966) подчеркивает в качестве специфического признака для чарнокитов глубинных зон присутствие в этой ассоциации еще граната. Следует добавить, что при этом к собственно чарнокитам относятся, по нашему мнению, только породы с суммарным содержанием темноцветных минералов не более 15—20%, отвечающие по составу гранитоидным породам, которые в отличие от обычных гранитов связаны своим происхождением с областями гранулитовой фации метаморфизма и являются в момент рождения изофациальными с породами этой фации. Более основные, чем кварцевые диориты, гиперстенсодержащие породы не должны включаться в группу чарнокитов, существенно плагиоклазовые разновидности которых, соответствующие по составу плагиогранитам, обычно именуются эндербитами. Дальнейшее разделение чарнокитоидов, как полагают авторы, должно производиться на генетической основе, с выделением комплексов определенного генезиса, структурного и возрастного положения. Анализ литературы по чарнокитам приводит к выводу об их образовании различными путями.

Не останавливаясь на рассмотрении существующих точек зрения и их аргументации, заметим, что в настоящее время достаточно четко определились концепции о происхождении чарнокитов в результате: 1) непосредственной кристаллизации первичной ювенильной «чарнокитовой» или вторичной гибридной магмы; 2) высокотемпературного однократного метаморфизма (перекристаллизации) или полиметаморфизма вулканогенных и осадочных пород соответствующего состава; 3) селективного плавления плагиоклаз-пироксеновых сланцев и кристаллизации палингенной магмы in situ; 4) метасоматической переработки (чарнокитизации) гиперстенсодержащих магматических или метаморфических пород в условиях гранулитовой фации. Из сказанного очевидно, что чарнокитоиды, как и собственно гранитоиды, следует считать породами конвергентными по происхождению.

Обобщение литературных данных и собственных наблюдений авторов позволяет сделать вывод, что в пределах восточной части Балтийского щита можно выделить две группы чарнокитов: ультраметагенные и магматические (интрузивные). Первая группа объединяет комплексы палингенных и мигматит-чарнокитов, каждый из которых обладает характерными геолого-структурными и петрохимическими особенностями и относится к различным по возрасту образованиям.

Группа ультраметагенных чарнокитов

Комплекс мигматит-чарнокитов развит в северо-западной части Кольского полуострова и описан А. А. Полкановым (1935) и позднее Л. П. Бондаренко (Маслеников и др., 1963; Бондаренко, 1964; Бондаренко, Дагелайский, 1968). Чарнокиты этого комплекса обнажаются в ядрах антиклинальных структур гнейсового комплекса кольской серии и ее фундамента среди пород гранулитовой фации регионального метаморфизма. Они картируются в виде мигматитовых полей разной площади и реже в виде пластообразных тел. По текстуре выделяются полосчатые и пятнисто-порфиробластические мигматиты, местами пятнисто-теневые

мигматитоподобные породы, редко и на небольших площадях отмечаются породы массивной текстуры (мангерит-чарнокиты, по Полканову, 1935).

Породы чарнокитового комплекса по составу отвечают гиперстеновым гранодиоритам, реже гранитам. Для них характерны широкие вариации содержания главных породообразующих минералов, представленных кварцем, плагиоклазом № 17—33, микроклином, гиперстеном (F=34—53 мол.%), гранатом (содержание пиропа от 15 до 27%), биотитом (F=25—53 мол.%) и роговой обманкой (F=41—55 мол.%). Химические анализы показывают, что чарнокиты данного комплекса относятся к ассоциациям нормального ряда, богатым и умеренно богатым щелочами, причем Na значительно преобладает над K. Железо-магнезиальное отношение всегда меньше 1. Особенностью кольских чарнокитов является непостоянство их петрохимических параметров (таблица).

Вопрос о генезисе чарнокитов Кольского полуострова решается дискуссионно. Л. П. Бондаренко связывает их образование с кремнещелочным метасоматозом пород различного состава и происхождения в условиях гранулитовой фации. А. А. Полканов (1935) считал, что чарнокиты являются «синтектическими породами — мигматитами по генезису». Однако и Л. П. Бондаренко и А. А. Полканов не исключают возможности их образования при нормальной кристаллизации магмы, что, в частности, относится к небольшим однородным телам с массивной текстурой.

Авторы принимают точку зрения А. А. Полканова, полагая, что образование массивных чарнокитов может быть связано с кристаллизацией палингенной магмы, возникшей in situ и (или) в фундаменте кольской серии.

Палингенные чарнокиты описаны в северо-западном Приладожье Г. М. Саранчиной и В. В. Лыгиной (1968). По минеральному и химическому составу, структурному и возрастному положению и ряду других признаков эти чарнокиты идентичны с чарнокитами Южной Финляндии, что позволяет проводить их совместную характеристику как единой генетической группы.

Куркиекский и более мелкие массивы в Приладожье и массивы района Турку и Западного Уусимаа в Финляндии образуют конкордантные тела. Полосчатые (трахитоидные) и линейные текстуры чарнокитов являются согласными со сланцеватостью и линейностью окружающих пород. Обычно массивы приурочены к ядерным частям антиклинальных структур и залегают среди пород гранулитовой фации регионального метаморфизма, т. е. авто- или субавтохтонно. Возраст комплекса нижнепротерозойский. По мнению Г. М. Саранчиной (1966), формирование приладожских чарнокитов происходило в период развития карелид и связано с ранней (ребольской) фазой карельского орогенеза. Симонен (Simonen, 1960 г.) считает породы «чарнокитовой провинции» свекофеннскими синкинематическими образованиями.

Породы рассматриваемого комплекса представлены гиперстеновыми кварцевыми диоритами и гранодиоритами, редко встречаются гиперстеновые плагиограниты. Обычно для них характерна гипидиоморфнозернистая структура и постоянство состава: плагиоклаз № 28—44, несдвойникованный или решетчатый калиевый полевой шпат (часто антипертит), кварц, гиперстен (F=48—62 мол.%), моноклинный пироксен (F=27—42 мол.%) и в малых количествах — гранат.

Петрохимические особенности чарнокитов Приладожья и Финляндии определяются их высокой глиноземистостью и значительным содержанием извести. Они относятся к породам нормального ряда, пересыщены кремнеземом, богаты или умеренно богаты щелочами. Отчетливо выражены их натровая специализация, примерно равное содержание железа и магния и невысокая степень окисления железа.

Основные петрохимические параметры чарнокитов восточной части Балтийского щита

Номер п/п	Номер пробы	F	$FeO : MgO$	$Fe_2O_3 : FeO$	$K_2O : Na_2O$	$\frac{K_2O+Na_2O}{Al_2O_3}$
1	25	58.0	0.86	0.61	0.15	0.51
2	46а	67.8	1.60	0.31	1.02	0.79
3	24а	66.6	1.16	0.71	0.53	0.75
4	87	39.7	0.60	0.11	0.22	0.62
5	53	41.7	0.48	0.50	0.18	0.54
6	547/1	55.2	1.12	0.10	0.30	0.52
7	598	44.3	0.62	0.28	0.22	0.70
8	582а	47.8	0.58	0.57	0.31	0.46
9	2а	46.8	0.64	0.38	0.28	0.53
10	128	45.9	0.54	0.57	0.32	0.76
11	11	43.5	0.62	0.25	0.18	0.57
Среднее		50.7	0.80	0.40	0.34	0.61
12	189	78.1	2.70	0.24	0.77	0.80
13	232	72.0	2.23	0.16	0.73	0.71
14	300	81.0	3.73	0.14	0.70	0.75
15	159	80.2	3.59	0.13	0.63	0.73
16	205	73.9	2.50	0.14	0.54	0.68
17	289	81.0	4.00	0.07	0.67	0.68
18	129	81.6	3.18	0.40	0.60	0.86
19	Д120	74.4	2.32	0.25	0.90	0.74
20	Д157	74.0	2.69	0.06	0.75	0.73
21	261	77.0	1.96	0.36	0.85	0.74
Среднее		77.3	2.89	0.20	0.71	0.74
22	295	52.4	0.92	0.28	0.30	0.48
23	74б	59.6	1.16	0.27	0.23	0.50
24	588	58.3	1.17	0.20	0.17	0.52
25	589	51.9	0.96	0.13	0.25	0.46
26	417КР	55.0	1.11	0.10	0.21	0.62
27	172КР	65.1	1.70	0.10	0.26	0.32
28	11КР	68.4	1.97	0.10	0.29	0.54
29	27КР	65.7	1.58	0.21	0.57	0.65
30	206КР	43.1	0.66	0.14	0.31	0.52
31	835а	52.4	1.01	0.08	0.20	0.62
32	835	54.6	1.05	0.15	0.25	0.62
33	834а	48.8	0.89	0.07	0.10	0.58
34	881	52.8	1.05	0.07	0.26	0.61
35	1087	50.0	0.92	0.08	0.13	0.65
36	834	53.1	1.00	0.15	0.16	0.58
Среднее		55.5	1.14	0.14	0.25	0.55

Примечание. 1—11 — мигматит-чарнокиты Кольского полуострова; 12—21 — интрузивные чарнокиты северной Карелии; 22—36 — палингенные чарнокиты Приладожья и южной Финляндии.

1—6 — Л. П. Бондаренко (1964); 7—9 — В. А. Масленников и др. (1963); 10—11 — Л. П. Бондаренко и В. Б. Дагелайский (1968); 12—17 — коллекция В. В. Фиженко; 18—20 — коллекция В. М. Шемякина; 21 — коллекция Н. А. Волотовской; 22—25 — коллекция Г. М. Саранчиной и В. В. Лыгиной; 26—30 — K. Parras (1958 г.); 31—36 — A. Hietanen (1947 г.).

Палингенная природа этих чарнокитов устанавливается на основании близости химического и минерального состава чарнокитов с вмещающими породами, тесной пространственной и генетической связи с мигматитами венитового типа, отсутствия эндо- и экзоконтактовых изменений и структурных особенностей залегания (Саранчина, Лыгина, 1968).

Симонен (Simonen, 1960 г.) пришел к выводу об образовании чарнокитов при кристаллизации магмы существенно гранодиоритового состава, возникшей в процессе анатексиса сиалической коры в глубинных зонах.

Такая «анатектическая магма» в период орогенических движений обладала способностью к интрудированию с образованием однородных тел чарнокитов. Однако такое перемещение было незначительным, и чарнокиты залегают в зоне рождения расплава. Исходный состав осадков соответствовал в основном грауваккам и алевро-пелитовым отложениям, типичным для начальных стадий развития геосинклиналей.

Группа интрузивных чарнокитов

Комплекс интрузивных чарнокитов, впервые выделенный для Карельской части Балтийского щита в результате работ сотрудников Беломорской экспедиции ИГГД АН СССР (Шемякин, 1966; Фиженко, Шемякин, 1966; Пушкарев, Шуркин, 1967), представлен огромной Топозерской интрузией и более мелкими массивами-сателлитами (Вичанские, Нарвозерский, Виттозерский, Валазреченский и др.).

Топозерская интрузия расположена непосредственно в зоне глубинного разлома, разделяющего беломориды и карелиды. В результате наложенных процессов тектонобластеза породы интрузии превращены в ортогнейсы различных морфологических типов. Неизмененные чарнокиты сохраняются среди них в виде немногочисленных реликтов. Массивы-сателлиты, сопровождающие Топозерскую интрузию, расположены частью в краевой части Беломорского срединного массива, частью среди нижнепротерозойского комплекса гнейсо-гранодиоритов и приурочены к зонам расколов, оперяющих главный глубинный разлом в районе оз. Топозеро. В том и другом случае интрузии залегают среди пород рамы, регионально метаморфизованных в условиях амфиболитовой фации.

Возраст комплекса интрузивных чарнокитов по геологическим данным определяется как раннекарельский на основании их эруптивных взаимоотношений с мигматитами беломорского комплекса, по наличию эруптивных брекчий с ксенолитами эффузивов основного и кислого состава, не испытавших мигматизации и петрографически и петрохимически близких некоторым нижнепротерозойским эффузивам. После консолидации в среднем протерозое чарнокиты подвергаются рассланцеванию и перекристаллизации с образованием гнейсовидных бластомилонитов.

В неизмененных участках массивы сложены довольно однородными средне-, реже крупнозернистыми гиперстеновыми гранитами, гранодиоритами и плагиогранитами. Породообразующие минералы представлены плагиоклазом № 26—40, триклинным высоким и промежуточным ортоклазом, кварцем, феррогиперстеном-эвлитом (F=62—75 мол.%), салитом-ферросалитом (F=24—70 мол.%), гастингситом (F=64—79 мол.%), биотитом (F=62—65 мол.%) и гроссуляр-альмандиновым гранатом. Структура чарнокитов гипидиоморфнозернистая, изредка с участками микрографической и монцонитовой. Их химизм (таблица) определяется необычайно высоким содержанием окисного железа (0.74—4.48 вес.%), закисного железа (3.88—7.20 вес.%), повышенным содержанием окиси титана (0.84—1.27 вес.%), пониженной глиноземистостью (10.38—13.78 вес.%) и всегда примерно равным содержанием CaO, Na_2O, K_2O. По петрохимическим параметрам они относятся к высокожелезистым породам, с преобладанием железа над магнием и незначительным превышением натрия над калием. По классификации А. Н. Заварицкого, интрузивные чарнокиты принадлежат к породам нормального ряда с отклонением в сторону субщелочных ассоциаций.

Таким образом, чарнокиты изученных массивов характеризуются приуроченностью к разломам, специфическим и достаточно постоянным химическим и минеральным составом и обладают всеми признаками интрузивных образований (эруптивные контакты и мощные зоны эруптивных

брекчий, апофизы во вмещающие породы, отчетливое контактовое воздействие, первичномагматические структуры, массивная текстура и т. д.).

На основе вышеизложенного можно сделать следующие выводы.

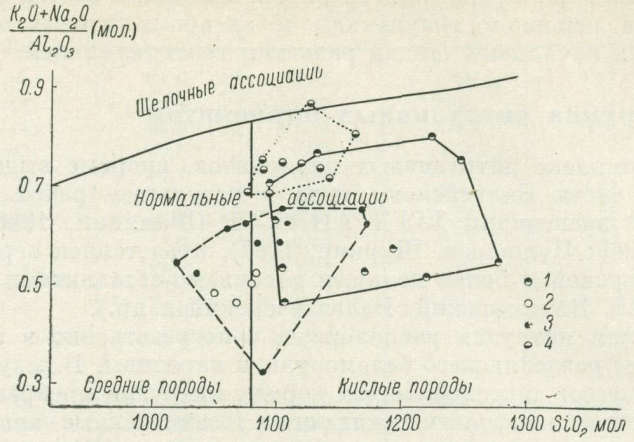


Рис. 1. Значение щелочного модуля для чарнокитов различных комплексов восточной части Балтийского щита.

1 — Кольский полуостров; *2* — Приладожье; *3* — Финляндия: *4* — северная Карелия.

1. В пределах восточной части Балтийского щита выделяются две группы чарнокитов — магматическая (интрузивные) и ультраметагенная (палингенные и мигматит-чарнокиты).

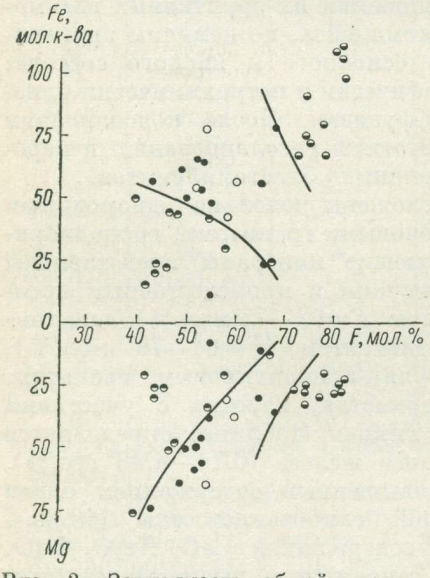


Рис. 2. Зависимость общей железистости чарнокитов различных комплексов от абсолютного содержания в них железа и магния.

Условные обозначения см. на рис. 1.

2. Каждый из выделенных комплексов характеризуется строго определенным геолого-структурным положением. Палингенные и мигматит-чарнокиты развиты в областях распространения образований гранулитовой фации, а интрузивные чарнокиты приурочены к зоне регионального глубинного разлома, разделяющего основные геоструктурные области Балтийского щита — беломориды и карелиды.

3. Возраст интрузивных и палингенных чарнокитов определяется как нижнепротерозойский. Мигматит-чарнокиты, по всей вероятности, относятся к архею.

4. Отчетливо фиксируются минералогические отличия рассмотренных комплексов. Интрузивные и палингенные чарнокиты имеют достаточно выдержанные количественные соотношения породообразующих минералов, в то время как мигматит-чарнокиты обладают сильно изменчивым минеральным составом. Для последних характерны широкие вариации состава породообразующих минералов. Наиболее высокожелезистые темноцветные минералы входят в состав интрузивных чарнокитов, в мигматит-чарнокитах эти минералы обладают значительно меньшей

железистостью; кроме того, последние имеют наиболее кислый состав плагиоклаза.

5. Каждый из рассмотренных комплексов чарнокитов отличается петрохимически. На рис. 1 видно, что интрузивные чарнокиты принадлежат нормальным ассоциациям с отклонением в сторону субщелочных, комплекс мигматит-чарнокитов находится в поле кислых пород и характеризуется средними значениями щелочного модуля, а палингенные чарнокиты принадлежат к промежуточной группе пород между средними и кислыми с наиболее низкими значениями щелочного модуля.

На рис. 2 каждый комплекс занимает строго определенное положение, обусловленное общей железистостью пород в зависимости от абсолютного содержания в них железа и магния. На основании этой диаграммы можно предположительно допустить, что в процессе образования чарнокитовой магмы на больших глубинах происходила ее контаминация материалом «базальтового слоя» и в первую очередь железом, так как содержание магния в ней обычное для кислых пород. С другой стороны, значительные колебания в содержании железа и магния в палингенных и мигматит-чарнокитах могут указывать на их образование по породам различного состава и фиксировать степень гомогенизации вещества, давшего чарнокиты.

6. Распространение чарнокитовых пород на Балтийском щите, по сравнению с Украинским кристаллическим массивом, Алданским и Анабарским щитами, по современным данным более ограничено. По нашему мнению, это объясняется менее глубоким срезом в пределах Балтийского щита. Тем не менее следует ожидать обнаружения этих пород в других районах региона, структурно сходных с охарактеризованными.

ЛИТЕРАТУРА

Бондаренко Л. П. Магнетитсодержащие и другие породы гранулитовой фации метаморфизма (район озера Чудзъявр на Кольском полуострове) Тр. ЛАГЕД, вып. 11, 1960.

Бондаренко Л. П. Парачарнокиты центральной части Кольского полуострова. В сб. «Геология и геохронология докембрия», изд. «Наука», М.—Л., 1964. (Тр. ЛАГЕД, вып. 19).

Бондаренко Л. П., В. Б. Дагелайский. Геология и метаморфизм пород архея центральной части Кольского полуострова. Изд. «Наука», Л., 1968.

Маракушев А. А. К проблеме чарнокитов. В сб. «Проблемы геологии на XXII сессии Международного геологического конгресса», изд. «Наука», М., 1966.

Масленников В. А., Л. П. Бондаренко, Л. А Прияткина, В. Б. Дагелайский, К. Д. Борисова. Граниты северо-восточной части Кольского полуострова. В сб. «Граниты Кольского полуострова и Карелии», Изд. АН СССР, М.—Л., 1963 (Тр. ЛАГЕД, вып. 15).

Полканов А. А. Геолого-петрологический очерк северо-западной части Кольского полуострова. Ч. 1. Изд. АН СССР, Л.—М. 1935.

Пушкарев Ю. Д., К. А. Шуркин. Особенности строения зоны сочленения беломорид и карелид и морфологические типы бластомилонитов. В сб. «Деформации и структуры докембрийских толщ», изд. «Наука», Л., 1967.

Саранчина Г. М. Нижнепротерозойские гранитоиды Приладожья. В сб. «Петрология и формационное деление докембрия Русской платформы», Тез. докл. Первого регион. петрограф. совещания по европ. части СССР, изд. «Наукова думка», Киев, 1966.

Саранчина Г. М., В. В. Лыгина. О новой области развития чарнокитов в Приладожье. Тез. докл. Регион. петрограф. совещания по магматизму Балт. щита. Апатиты, 1968.

Фиженко В. В., В. М. Шемякин. Гранитоиды зоны сочленения беломорид и карелид (Северная Карелия). В сб. «Петрология и формационное деление докембрия Русской платформы», Тез. докл. Первого регион. петрограф. совещания по европ. части СССР, изд. «Наукова думка», Киев, 1966.

Шемякин В. М. О чарнокитах Северной Карелии. ДАН СССР, т. 169, № 6, 1966.

НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ГЕНЕЗИСА ГИПЕРСТЕНОВЫХ ДИОРИТОВ НА КОЛЬСКОМ ПОЛУОСТРОВЕ

В своих ранних работах А. А. Полканов отмечал широкое развитие в северо-западной части Кольского полуострова своеобразных пород, относимых им к интрузивным образованиям и описанных под названием гиперстеновых диоритов. Л. Я. Харитонов также считал гиперстеновые диориты и связанные с ними основные дифференциаты характерными магматическими породами архея. Как дифференцированные магматические интрузии габбро-норит-диоритового состава они рассматривались и другими исследователями: Л. С. Коссовым, В. Ф. Ступицким, Л. И. Увадьевым, К. Д. Беляевым, Е. Н. Володиным, А. В. Полферовым, А. М. Шукевичем, Д. Ф. Мурашевым и др. В. В. Жданов (1966) включал гиперстеновые диориты в состав «норит-диоритовой серии», которую относил к образованиям базальтового слоя, вышедшим на дневную поверхность.

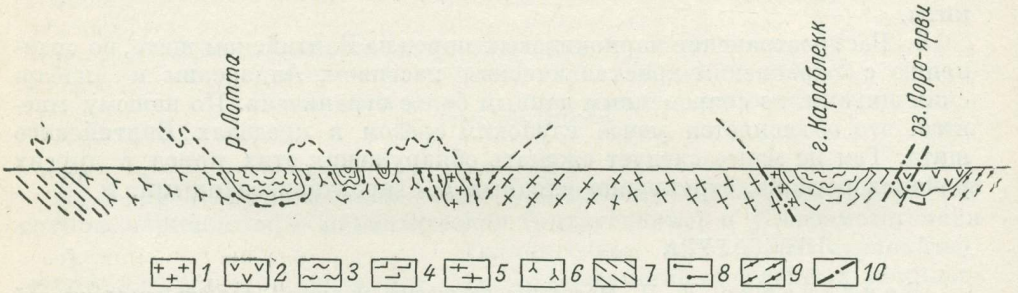


Рис. 1. Схематический геологический разрез по линии р. Лотта—оз. Поро-ярви.

1 — микроклиновые граниты; *2* — породы печенгской серии. Тундровая серия: *3* — амфиболиты; *4* — слюдяные сланцы и гнейсы; *5* — олигоклазовые, плагиоклаз-микроклиновые граниты и их мигматиты; *6* — эндербиты (гиперстеновые диориты). Кольско-беломорская серия: *7* — гранат-биотит-силлиманитовые и другие гнейсы; *8* — основные кристаллические сланцы; *9* — амфиболиты; *10* — разрывные нарушения.

Рассматриваемые породы располагаются в северо-западной части Кольского полуострова в толще кольско-беломорской серии в районе р. Лотты. Их изучение на участке Талвикюля—Алгашъяур (к северу от р. Лотты) показало, что толща имеет неоднородное строение. В составе изученного комплекса наряду с породами диоритового состава выделяются две стратифицированные свиты: толща глиноземистых парагнейсов и связанных с ними кислых гранулитов — лоухская свита кольско-беломорской серии, по С. И. Макиевскому и К. А. Николаевой (1963), и толща основных кристаллических сланцев и амфиболитов (рис. 1), занимающая стратиграфическое положение амфиболсодержащих пород хетоламбинской свиты (Суслова, 1971).

Лоухская свита в исследованном районе представлена переслаивающимися между собой гранат-биотитовыми, кордиерит-гранат-биотитовыми, гранат-силлиманит-биотитовыми гнейсами (иногда в них встречается шпинель) и тесно связанными с ними гранат-кварц-полевошпатовыми гранулитами.

Хетоламбинская свита сложена мелкозернистыми однородными двупироксен-плагиоклазовыми, гиперстен-плагиоклазовыми, амфибол-пироксен-плагиоклазовыми кристаллическими сланцами, гнейсами и амфиболитами. Среди них встречаются прослои тонкополосчатых разновидностей и иногда маломощные линзовидные прослои гранат-биотит-силлиманито-

вых гнейсов и ассоциирующих с ними кислых гранулитов. В толще залегают согласные линзовидные интрузии гипербазитов (габбро, габбро-нориты, реже ультраосновные породы — измененные перидотиты, пироксениты).

Породы диоритового состава приурочены к описанным выше основным кристаллическим сланцам и амфиболитам и связаны с ними постепенными переходами. Изменение последних начинается с появления в их толще отдельных пятен и линз более лейкократового состава и крупнозернистого сложения, затем перекристаллизации подвергаются отдельные прослои. Постепенно границы между прослоями затушевываются, породы приобретают более однородное строение. Однако среди них часто присутствуют прерывистые, линзовидные прослои и ксенолиты, сложенные в различной степени переработанными основными кристаллическими сланцами, амфиболитами и метабазитами. Местами от ксенолитов сохраняются лишь теневые текстуры. Текстуры таких пород соответствуют полосчатым, линзовидно-полосчатым и теневым мигматитам. Средне- и крупнозернистые разновидности характеризуются более однородным сложением. Отличительной чертой пород являются весьма резкие колебания в содержании отдельных минералов и иногда кучное их расположение. Для минерального состава характерно наличие плагиоклаза среднего состава (№ 25—35) и своеобразный набор темноцветных минералов, представленных гиперстеном, моноклинным пироксеном диопсид-геденбергитового ряда, встречаются разновидности амфиболового и биотитового состава, присутствует гранат. Сходство изучаемых пород с известными во многих районах докембрия чарнокитовыми сериями позволяет отнести их к последним. По составу они наиболее близки к разновидностям диорит-гранодиоритового состава — эндербитам. Собственно чарнокиты — породы гранитного состава — имеют ограниченное развитие.

Минеральное преобразование пород выражается в их постепенном обеднении темноцветными минералами и обогащении полевым шпатом и кварцем. Изменение начинается с обогащения пород плагиоклазом с довольно постоянным содержанием анортитовой молекулы ~35%, в породах появляются крупные зерна кварца. Количество темноцветных минералов значительно уменьшается, изменяется состав темноцветных минералов: гиперстен становится более железистым, приближаясь по составу к феррогиперстену ($f=48$), в то время как в основных кристаллических сланцах железистость гиперстена $f=28$. Параллельно увеличивается железистость амфибола: от $f=31$ в кристаллических сланцах до 51 в диоритах. Затем в породах появляется калиевый полевой шпат. Наряду с микроклином развиваются ориентированные линзовидные выделения кварца. В разновидностях, обогащенных кварцем, гиперстен и амфибол замещаются биотитом ($f=44$), железистость которого в метагаббро $f=32$. По мере развития метасоматического процесса происходит увеличение крупности зерна пород вплоть до появления пегматоидных разновидностей. Последние залегают в виде согласных и секущих жил и тел неправильной формы с постепенными переходами к нормальным диоритам. Среди пегматоидных жил наблюдаются разновидности существенно плагиоклазового, кварцевого и кварц-микроклинового состава. Наибольшее количество жилок кварц-микроклинового состава вплоть до образования мигматитов развито вблизи тел плагиоклаз-микроклиновых гранитов. В этих же участках породы значительно обогащены микроклином, кварцем и приобретают гранитный состав, развиваются чарнокиты. В отдельных случаях наблюдалось более позднее развитие кварц-микроклиновых жилок по отношению к жилкам кварц-плагиоклазового состава, которые они пересекают, что может свидетельствовать о наличии двух этапов метасоматического преобразования рассматриваемого комплекса. Этот вывод подтверждается и петрологическими данными.

Химический состав пород чарнокитовой серии гнейсов и основных кристаллических сланцев к северу от р. Лотты

Окислы	96/1	128/22	97/10	146/5	146/4	112/2
SiO_2	48	43.80	49.90	47.20	50.87	57.45
Al_2O_3	13.53	11.40	14.17	18.48	19.08	17.24
Fe_2O_3	1.64	0.80	2.28	1.41	1.31	2.09
FeO	8.50	8.0	9.60	10.65	9.62	5.72
TiO_2	0.57	1.22	1.42	0.82	0.67	0.75
Cr_2O_3	0.11	—	—	—	—	—
P_2O_5	0.18	0.23	0.15	0.18	0.25	0.29
CaO	11.97	19.52	11.56	10.92	10.42	6.45
MgO	11.91	7.90	5.91	6.87	4.35	3.07
MnO	0.22	0.20	0.19	0.23	0.24	0.13
Na_2O	0.91	0.25	3.69	1.49	1.06	3.71
K_2O	0.28	1.33	0.05	0.40	0.89	1.53
H_2O	0.05	0.08	0.09	0.04	0.09	0.09
П. п. п.	2.06	4.88	1.29	0.88	1.68	1.07
Сумма	99.98	99.53	99.61	99.53	100.44	99.50

Продолжение

Окислы	112/3	144	102/2	8/с	95	146/6	146/1
SiO_2	64.45	56.27	66.32	72.73	52.08	42.88	57.20
Al_2O_3	15.10	18.85	14.10	11.45	22.34	26.60	17.77
Fe_2O_3	1.43	1.64	1.83	5.42	1.54	5.55	1.81
FeO	4.45	7.61	4.61	1.00	10.56	12.21	8.28
TiO_2	0.64	0.87	0.54	0.14	1.03	1.32	1.02
Cr_2O_3	—	—	—	—	—	—	—
P_2O_5	0.18	0.10	0.15	—	0.09	0.09	0.07
CaO	5.20	4.22	5.46	1.47	1.57	0.81	3.95
MgO	1.75	4.26	2.18	0.84	5.25	7.58	4.37
MnO	0.13	0.12	0.12	0.03	0.14	0.15	0.14
Na_2O	3.50	2.67	3.0	4.48	1.03	0.16	2.01
K_2O	1.25	1.80	0.61	2.75	2.74	0.86	1.93
H_2O	0.12	0.04	0.09	0.44	0.13	0.11	0.06
П. п. п.	1.44	1.54	0.63	—	1.52	1.30	1.86
Сумма	99.52	99.95	99.55	100.39	99.89	99.51	100.41

Примечание. 96/1 — мелкозернистый пироксенсодержащий амфиболит из ксенолита в эндербитах, 19 км проселочной дороги около оз. Виртуовошъяур. Амфибол — 80, моноклинный пироксен — 5.0, плагиоклаз — 15%; 128/22 — габбро р. Пулушкаш. Плагиоклаз — 30, диопсид — 60%, порода обогащена пирротином — 7—10%; 97/10 — тонкополосчатый амфибол-пироксеновый кристаллический сланец, 20 км проселочной дороги около оз. Виртуовошъяур. Амфибол, клинопироксен, плагиоклаз; 146/5 — гиперстен-плагиоклазовый гнейс, 21 км проселочной дороги около оз. Виртуовошъяур. Гиперстен — 50—45, плагиоклаз — 35, кварц — 10, биотит — 5%. 146/4 — гранат-амфибол-гиперстен-плагиоклазовый кристаллический сланец, там же. Амфибол — 15, гранат — 5, плагиоклаз — 45, гиперстен — 35%; 112/2 — амфиболит (прослой в эндербите). Амфибол — 50, плагиоклаз — 40, кварц — 10%; 112/3 — биотит-плагиоклазовый гнейс (прослой в эндербите). Плагиоклаз — 60, кварц — 10, биотит — 30%; 144 — эндербит, 17—16 км дороги около оз. Виртуовошъяур. Плагиоклаз, кварц, гиперстен, амфибол, встречается гранат; 102/2 — эндербит. Плагиоклаз — 70, кварц — 15, гиперстен — 10, амфибол — 5.0%, присутствуют гранат, биотит; 8/с — микроклин-плагиоклазовый гранит. Плагиоклаз, кварц, микроклин, биотит; коллекция В. Ф. Ступицкого (1957 г.), лаборатория СЗТГУ; 95 — гранат-биотит-силлиманитовый гнейс. Плагиоклаз, кварц, биотит, гранат, силлиманит; 146/6 — гранат-силлиманит-биотитовый гнейс. Плагиоклаз, кварц, силлиманит, биотит, гранат; 146/1 — крупнозернистая неоднородная гранат-биотит-плагиоклазовая порода с реликтами гнейса. Плагиоклаз — 70, кварц — 15, гранат — 10—7, биотит — 5%. Все образцы (кроме 8/с) — из коллекции автора; анализы выполнены в химической лаборатории Архангельской ГП, аналитики: В. В. Курзаева и А. А. Зубова.

В первый этап метасоматического процесса происходит преобразование основных кристаллических сланцев и амфиболитов в породы диоритового и гранодиоритового состава. При этом породы обогащаются щелочами, преимущественно Na_2O, и кремнеземом, обедняются кальцием, магнием и железом (таблица; рис. 2). Своеобразием данного процесса является низкий потенциал калия. С этим этапом связано образование существенно плагиоклазовых жилок.

На втором этапе наблюдается развитие собственно чарнокитизации вплоть до образования чарнокитов. С этим периодом связано обогащение пород калиевым полевым шпатом и кварцем и существенное обеднение их темноцветными минералами. Возникшие ассоциации минералов свидетельствуют о высоком потенциале щелочей, в том числе калия.

Все указанные особенности, а также условия залегания рассматриваемого комплекса пород позволяют считать их весьма глубинными породами, возникшими в результате гранитизации в условиях гранулитовой и, возможно, частично амфиболитовой фации метаморфизма. Часть диоритов, характеризующихся однородным строением (пегматоидные и крупнозернистые разновидности), относятся к палингенным образованиям, возникшим в результате селективного плавления. Образовавшийся расплав приобретал способность к незначительному перемещению (секущее залегание пегматоидных диоритов) или кристаллизовался на месте. В толще участками широко развиты процессы биотитизации и огнейсования пород с переходом их в биотитовые и гранат-биотитовые гнейсы (гнейсо-диориты), возникшие в регрессивную стадию метаморфизма.

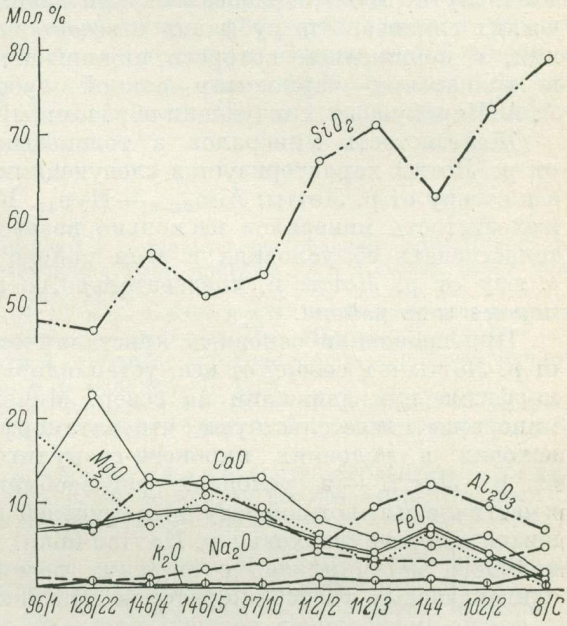


Рис. 2. Характер изменения содержания окислов главных элементов (в мол.%) при процессах чарнокитизации.

Гиперстеновые гнейсо-диориты, развитые к югу от р. Лотты, имеют аналогичный состав и строение. Они также приурочены к толще основных кристаллических двупироксен-плагиоклазовых, гиперстен-плагиоклазовых и амфибол-пироксен-плагиоклазовых сланцев, развивающихся отчасти по метабазитам, и связаны с ними постепенными переходами. Свойства минералов этой группы пород приводятся в работе В. В. Жданова (1966). В наименее измененных разновидностях гиперстеновых диоритов (по П. Эскола) и основных гиперстеновых диоритов или норитов (по В. В. Жданову) железистость гиперстена соответствует $f=18-28$, в преобразованных породах она возрастает до $f=44$. Плагиоклаз в породах изменяется от лабрадор-битовнита № 65—70 в неизмененных разновидностях до андезина № 35. Железистость в биотите меняется от $f=31$ (меланократовый гиперстеновый диорит) до $f=45$ (окварцованный гиперстеновый диорит). Гранат рассматриваемых пород характеризуется довольно высоким содержанием пироповой составляющей. Содержание пиропа колеб-

лется от 39 до 44, альмандина — от 44 до 62, андрадита — от 3 до 14%. Железистость граната колеблется от $f=47$ до 63. Моноклинный пироксен-диопсид содержит 47—50% геденбергита. Участками здесь также развиты процессы огнейсования и биотитизации пород с переходом их в гранат-биотитовые гнейсы.

По составу минералов и минеральным ассоциациям чарнокитовая серия, развитая как к северу, так и к югу от р. Лотты, принадлежит собственно чарнокитовой субфации, к которой А. А. Маракушевым (1966) отнесены раннедокембрийские чарнокитовые комплексы Индии, центральной части Алданского щита, Анабарского массива, Украины, некоторых районов Австралии. Чарнокиты этих районов (Половинкина, Наливкина, 1964; Лутц, 1964) образовались при гранитизации основных кристаллических сланцев. Эта субфация отвечает значительному интервалу давления, с понижением которого нижний предел железистости минералов в гранатовых чарнокитах данной субфации изменяется, согласно А. А. Маракушеву, следующим образом: (Alm_{60}—Hyp_{40}) → (Alm_{80}—Hyp_{60}).

Железистость минералов в толще гиперстеновых диоритов к югу от р. Лотты характеризуется следующими цифрами: Alm_{47-63}—Hyp_{37-44}, а к северу от р. Лотты: Alm_{65-67}—Hyp_{47}. Как видно, к северу от р. Лотты железистость минералов несколько возрастает. Последнее может свидетельствовать об условиях в этом районе более низкого давления, чем к югу от р. Лотты и, следовательно, о меньшей глубине образования пород в этом районе.

При сравнении основных кристаллических сланцев, развитых к югу от р. Лотты и к северу от нее, устанавливается уменьшение степени метаморфизма при движении на север. Минеральные ассоциации и состав минералов свидетельствуют, что метаморфизм к югу от р. Лотты происходил в условиях пироксен-гранулитовоы субфации, а к северу от р. Лотты — в условиях роговообманково-гранулитовой субфации и частично высокотемпературных ступеней амфиболитовой фации, сменившихся севернее (верховья р. Наутси-йоки) амфиболитовой фацией регионального метаморфизма с широким развитием амфиболитов, диоритов, олигоклазовых гнейсо-диоритов и плагиоклаз-микроклиновых гранитов. В толще амфиболитов развиты процессы гранитизации и мигматизации, связанные с формированием как архейских олигоклазовых гранодиоритов, так и нижнепротерозойских плагиоклаз-микроклиновых гранитов. В результате процессов гранитизациии амфиболиты переходят в диориты, а вблизи тел плагиоклаз-микроклиновых гранитов — в породы гранитного состава. Характер преобразования амфиболитов близок к рассмотренному выше переходу основных кристаллических сланцев в породы чарнокитовой серии (амфиболиты обедняются темноцветными минералами, происходит деанортизация плагиоклаза, увеличивается содержание кварца, появляются биотит, микроклин), но протекают эти процессы в разных термодинамических условиях на разных уровнях метаморфизма.

Возможно, что среди рассмотренных гиперстеновых диоритов и гранодиоритов (эндербитов) встречаются образования двух возрастных групп: 1) гиперстеновые диориты (с широкими полями «мигматит-диоритов»), являющиеся одновозрастными образованиями с архейскими олигоклазовыми гранодиоритами и возникающие при высоком потенциале натрия. Крайним членом этого ряда являются гиперстеновые гранодиориты и их пегматоидные аналоги; 2) гиперстеновые диориты, связанные с развитием собственно чарнокитов, одновозрастных с нижнепротерозойскими плагиоклаз-микроклиновыми гранитами. Они образуются на начальной стадии преобразования пород при низком потенциале калия, представляя собой продукты незавершенного процесса. Конечными членами этого ряда

являются породы гранитного состава, имеющие ограниченное развитие в исследованном районе. Процессы чарнокитизации этой стадии накладывались на первую, затрудняя их разделение.

Таким образом, изучение пород, по составу соответствующих гиперстеновым диоритам, позволило прийти к выводу, что они, как и в районе оз. Чудзъявр (Бондаренко, 1964; Бондаренко, Дагелайский, 1968), не являются интрузивными образованиями, а представляют собой продукты ультраметаморфизма, протекавшего в условиях гранулитовой и, возможно, частично высокотемпературной амфиболитовой фации метаморфизма, и возникают в результате метасоматического преобразования метабазитов и основных кристаллических сланцев, образовавшихся за счет вулканогенных пород кольско-беломорской серии, развития процессов палингенеза и анатексиса, метаморфической дифференциации и других процессов. Следует отметить большое сходство в геологическом строении и в условиях образования чарнокитовых комплексов Кольского полуострова и Украинского кристаллического щита, что подтверждает общность развития их в докембрийское время.

ЛИТЕРАТУРА

Бондаренко Л. П. Гранулиты и чарнокиты центральной части Кольского полуострова. В сб. «Чарнокиты» (Междунар. геол. конгресс, XXII сессия, докл. сов. геологов, пробл. 13), изд. «Наука», М., 1964.

Бондаренко Л. П., В. Б. Дагелайский. Геология и метаморфизм пород архея центральной части Кольского полуострова. Изд. «Наука», Л., 1968.

Жданов В. В. Метаморфизм и глубинное строение норит-диоритовой (гранулитовой) серии Русской Лапландии. Изд. «Наука», М., 1966.

Лутц Б. Г. Чарнокитовая серия Анабарского массива в Сибири. В сб. «Чарнокиты» (Междунар. геол. конгресс, XXII сессия, докл. сов. геологов, пробл. 13), изд. «Наука», М., 1964.

Макиевский С. И., К. А. Николаева. О стратиграфических взаимоотношениях осадочно-метаморфических пород докембрия на северо-западе Кольского полуострова. В сб. «Вопросы геологии и минералогии Кольского полуострова», вып. 4, Госгеолтехиздат, М., 1963.

Маракушев А. А. К проблеме чарнокитов. В сб. «Проблемы геологии на XXII сессии Междунар. геол. конгресса», изд. «Наука», М., 1966.

Половинкина Ю И., Э. Б. Наливкина. Генезис чарнокитов Украины. В сб. «Чарнокиты» (Междунар. геол. конгресс, XXII сессия, докл. сов. геологов, пробл. 13), изд. «Наука», М., 1964.

Суслова С. Н. К вопросу о стратиграфическом положении гиперстеновых гнейсо-диоритов в северо-западной части Кольского полуострова. В сб. «Стратиграфия и изотопная геохронология докембрия восточной части Балтийского щита», изд. «Наука», Л., 1971.

Г. М. Саранчина, В. В. Лыгина

О НОВОЙ ОБЛАСТИ РАЗВИТИЯ ЧАРНОКИТОВ В ПРИЛАДОЖЬЕ

На территории западного Приладожья в последние годы был выявлен и изучен своеобразный комплекс гиперстенсодержащих пород, специфический состав и геологические особенности которых позволяют отнести их к чарнокитам. Геологическое строение, эволюция магматизма западного Приладожья, а также характеристика процессов метаморфизма детально освещены в опубликованных работах авторов (Лыгина, Саранчина, 1964; Лыгина, 1967; Саранчина, 1967, 1970).

Наиболее древними образованиями западного Приладожья являются метаморфические породы ладожской серии нижнего протерозоя (Кратц, 1963). Они слагают в южной части изучаемого района крупную синкли-

нальную складку (Тирулансельккскую), размах крыльев которой более 20 км (рисунок).

Породы ладожской серии представлены мигматизированными биотитовыми и биотит-гранатовыми плагиогнейсами, резко преобладающими среди других парапород западного Приладожья. Среди них встречаются пропласты кордиерит-силлиманитовых гнейсов, главное развитие которых отмечается в юго-западном крыле и осевой части Тирулансельккской синклинали. В северо-восточном крыле этой синклинали и в области

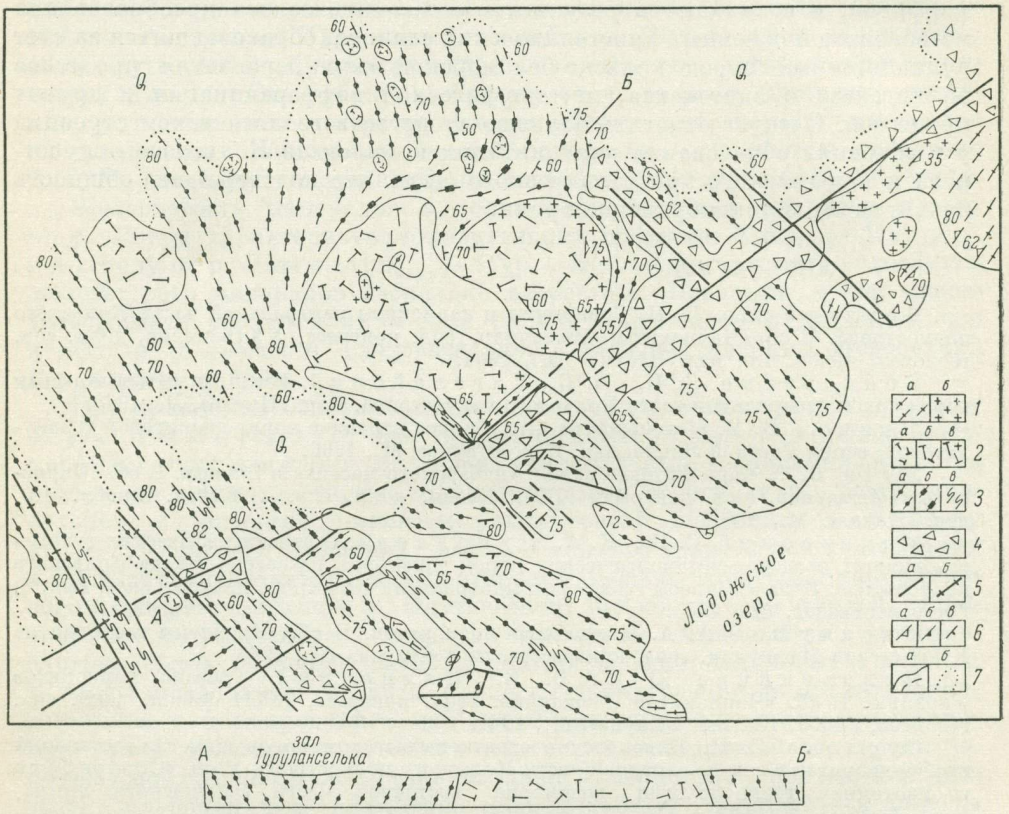


Схема геологического строения Куркиекского района. Составлена Г. М. Саранчиной и В. В. Лыгиной. 1962 г.

1 — микроклиновые граниты (*а* — трахитоидные, среднезернистые, *б* — мелкозернистые, лейкократовые); *2* — габбро-нориты (*а*), гиперстеновые диориты (*б*) и метасоматически измененные диориты (*в*); *3* — мигматизированные гнейсы (*а* — биотитовые и биотит-гранатовые, *б* — гиперстеновые, *в* — силлиманит-кордиеритовые); *4* — эруптивные брекчии с гранитной связующей массой; *5* — направление разломов (*а* — древних, *б* — молодых) (пунктир — предполагаемые разломы); *6* — трахитоидность (*а*), гнейсовидность в магматических породах (*б*) и кристаллизационная сланцеватость в гнейсах (*в*); *7* — границы пород (*а*) и четвертичные отложения (*б*).

Куркиекского антиклинального поднятия существенное значение приобретают гиперстеновые гнейсы, образующие маломощные пропласты среди плагиоклазовых гнейсов. Петрохимическое исследование показало, что все гнейсы произошли при метаморфизме существенно глинистых осадков и граувакк.

Анализ парагенетических ассоциаций в гнейсах западного Приладожья показал, что региональный метаморфизм в них происходил в условиях альмандин-амфиболитовой и гранулитовой (в Куркиекском районе) фаций. Термодинамические условия оцениваются для первой: $t=600-750^\circ$ С, $p=5000$ бар; для второй: $t=750-800^\circ$ С, $p=6000$ бар (Тернер,

Ферхуген, 1961). Отсутствие в гнейсах западного Приладожья андалузита и ставролита — минералов, характерных для пород северного Приладожья, — может указывать на то, что давление превышало здесь 5000 бар, а отсутствие дистена — что оно было ниже 10 000 бар.

Парагенезис магнезиального кордиерита с силлиманитом как в гнейсах, так и в инъекционном материале мигматитов (Schreyer, Yoder, 1964), позволяет оценить температуру их формирования в 600° С при давлении 5000 бар. Аналогичные данные по температуре формирования гнейсов (630—720° С), определенные по составу совместно сосуществующих граната и биотита, приводит Л. Л. Перчук (1967).

Характерной чертой пород ладожской серии является их интенсивная мигматизация, происходившая в разные периоды геологического развития и резко отличная по генезису. Более ранняя мигматизация выражается в образовании послойных мигматитов, сопровождающихся иногда мелкими (обычно в несколько миллиметров) секущими жилками. Лейкократовая часть представлена преимущественно кварц-плагиоклазовым материалом, соответствующим лейкократовым плагиогранитам. Минералы, слагающие субстрат, и инъецирующее вещество мигматитов одинаковы по составу. В кордиерит-силлиманитовых гнейсах, например, даже иногда встречаются послойные и секущие жилки кварц-кордиеритового состава.

Близость состава минералов субстрата и лейкократовой части пород, характер их морфологии и другие особенности позволяют рассматривать эти мигматиты как образования венитового типа. Инъецирующий материал в них образовался на месте или испытал очень незначительные перемещения.

Второй тип мигматизации имеет тесную пространственную и генетическую связь с формированием микроклиновых гранитов. Мигматиты этого типа характеризуются большим разнообразием и в противоположность мигматитам первого типа в них не наблюдается общности состава субстрата и жильного материала. Существенной чертой этих мигматитов является широкое проявление в них калиевого и кварцевого метасоматоза, обусловившего во многих случаях гранитизацию субстрата, что указывает на их инъекционно-метасоматическое происхождение, перемещенный характер инъекционного материала, его химическую активность и большой температурный градиент по отношению к массе субстрата.

Гиперстенсодержащие интрузивные породы резко преобладают в Куркиекском районе. Более молодые микроклиновые граниты встречаются здесь лишь в виде мелких тел и жил, а также составляют цементирующую массу эруптивных брекчий, документирующих крупный разлом северо-восточного простирания, синхронный с внедрением микроклиновых гранитов (Саранчина, 1967).

Комплекс гиперстенсодержащих пород представлен кварцевыми диоритами (эндербитами), норит-диоритами, габбро-норитами и гиперстен-биотитовыми (биотитовыми) плагиогранитами. Они объединены в один комплекс на основании их одновозрастности, наличия постепенных переходов, характерных черт их минерального и химического состава. Наиболее типична для всех членов комплекса ассоциация: железистый гиперстен—плагиоклаз андезинового (реже лабрадорового) ряда.

Гиперстеновые кварцевые диориты и кварцевые норит-диориты слагают Куркиекский массив площадью около 50 км², расположенный в районе Куркиекского залива. Судя по изометрической форме массива, крутым контактам и ориентировке плоскости трахитоидности, его можно рассматривать как штокообразное тело, внедрившееся в замковую часть антиклинальной складки, осложняющей восточное крыло Тирулансельккского синклинория. В Куркиекском районе имеется еще свыше 20 мелких тел, наибольшими из которых являются массив эндербитов, расположенный

вблизи поселка Алхо (5 км^2), и интрузив кварцевых норит-диоритов, протягивающийся на расстоянии 3 км вдоль южного берега о. Корписари (рисунок). Постладожский возраст рассматриваемого комплекса устанавливается по наличию в них ксенолитов и отторженцев гнейсов ладожской серии. Первичные формы залегания сильно нарушены в связи с последующими тектоническими движениями, которые обусловили особенно интенсивную деформацию мелких тел и краевых частей Куркиекского массива.

Главными минералами гиперстеновых кварцевых диоритов и кварцевых норит-диоритов являются плагиоклаз, гиперстен, кварц и биотит. Гиперстеновые габбро и габбро-диориты отличаются большей основностью плагиоклаза, присутствием в некоторых разновидностях моноклинного пироксена и бурой роговой обманки. Новообразованные минералы: микроклин, кварц, обыкновенная роговая обманка, куммингтонит, биотит, иддингсит, стильпномелан, хлорит, серицит.

Содержание плагиоклаза в породах варьирует от 40 до 70%. Состав его изменяется от № 38—44 в кварцевых диоритах, № 45—54 в норит-диоритах до № 55—65 в габбро-норитах.

Гиперстен представляет собой главный фемический минерал всех рассматриваемых пород. Его содержание в кварцевых диоритах составляет 10—15%, в габбро-норитах увеличивается до 25—30%, а иногда до 40%. Гиперстен во всех породах Куркиекского района характеризуется близостью кристаллооптических свойств. В шлифе он бесцветен; Ng изменяется в пределах 1.722—1.726; Np=1.710—1.716; Ng : [001] варьирует от 0 до 10°, а 2 V — от —56 до —46°, составляя в большинстве шлифов —50—52°. Эти данные отвечают, по уточненной диаграмме Б. Г. Лутца (1964), железистости 40—45%. Для полной характеристики гиперстена был произведен химический анализ * (табл. 1, анализ 1), показавший его высокую железистость (49.4%), повышенную глиноземистость (6.5%) и значительную потерю при прокаливании; содержание кристаллизационной воды равно 1.02%. Эти данные указывают на формирование пород в условиях высоких давления и температуры (Лутц, 1964; Olsen, Mueller, 1966). Для сравнения в табл. 1 приведены химические анализы гиперстенов и биотитов из чарнокитов Финляндии и Кольского полуострова, которые обнаруживают сходный состав. Исключение составляет гиперстен из чарнокитов района Вихти в Финляндии, не содержащий глинозема.

Моноклинный пироксен ряда диопсид—геденбергит встречается только в габброидах и всегда ассоциирует с гиперстеном. Его содержание не превышает 10—12%, и состав, судя по кристаллооптическим свойствам (Ng=1.716; Np=1.690), соответствует 60% $CaMgSi_2O_6$. Эти данные подтверждаются химическим анализом диопсида из чарнокитов Финляндии, имеющих те же оптические свойства (Simonen, 1960).

Биотит встречается в подавляющем числе разновидностей пород, находится в тесной ассоциации с гиперстеном и часто замещает его. К биотиту приурочено выделение апатита. В восточной части Куркиекского массива биотит является главным цветным минералом кварцевых диоритов — плагиогранитов, в которых гиперстен сохраняется лишь в виде реликтов. Химические составы биотитов из пород Куркиекского района и аналогичных пород Финляндии и Кольского полуострова приведены в табл. 1. Высокое содержание в них TiO_2 и недосыщенность гидроксильной группой, выявленная при пересчете на кристаллохимическую формулу, подтверждает формирование пород в условиях глубинных фаций (Лутц, 1964, и др.).

---

* Кристаллохимическая формула гиперстена

$$(Mg_{0.94}Fe^{2+}_{0.85}Ca_{0.03}Mn_{0.01}Fe^{3+}_{0.07}Al_{0.10})_{2.00}(Si_{1.95}Al_{0.04}Ti_{0.01})_{2.00}O_6.$$

Таблица 1

Химический состав гиперстенов и биотитов из пород чарнокитового комплекса Куркиекского района Карельской АССР, Финляндии и Кольского полуострова

Окислы	Гиперстены					
	1	2	3	4	5	6
SiO_2	48.96	49.84	48.94	51.60	51.72	49.56
TiO_2	0.58	0.33	—	0.26	0.34	0.12
Al_2O_3	2.85	0.00	1.66	2.24	2.00	3.34
Fe_2O_3	2.31	1.29	5.28	0.51	0.69	0.79
FeO	25.60	29.45	23.60	24.06	21.24	30.24
MnO	0.40	0.62	0.42	0.38	0.62	0.15
MgO	15.94	15.23	16.96	19.81	22.70	15.72
CaO	0.62	1.05	1.11	0.72	0.66	0.34
Na_2O	0.09	0.46	—	—	—	—
K_2O	0.09	0.12	—	—	—	—
P_2O_5	—	—	—	—	—	—
П. п. п.	2.64	1.80	0.35	—	—	—
H_2O_{105}	0.20					
Сумма	100.27	100.19	98.32	100.26	99.97	100.26
$f=\frac{FeO}{FeO+Fe_2O_3}$	49.4	56	47.6	40.4	34.4	52.1

Таблица 1 (*продолжение*)

Окислы	Биотиты					
	7	8	9	10	11	12
SiO_2	37.66	35.98	35.91	38.32	37.34	35.52
TiO_2	2.50	5.00	2.89	4.78	4.98	3.45
Al_2O_3	18.93	13.93	14.36	13.30	16.26	16.39
Fe_2O_3	1.27	3.08	3.72	3.03	1.13	2.59
FeO	16.72	19.32	19.64	10.14	11.52	18.36
MnO	0.22	0.07	0.21	0.05	0.03	0.03
MgO	11.48	9.37	8.59	17.08	16.21	10.36
CaO	0.50	0.74	0.98	0.48	0.20	0.64
Na_2O	0.17	0.35	0.84	0.90	0.38	0.40
K_2O	8.55	8.84	8.14	9.56	9.46	8.66
P_2O_5	—	—	—	—	—	—
П. п. п.	2.29	2.70	2.99	3.03	2.68	3.74
H_2O_{105}	0.08	0.18	0.82	—	—	—
Сумма	100.37	99.56	99.09	100.67	99.96	100.14
$f=\frac{FeO}{FeO+Fe_2O_3}$	46.5	56.9	60.0	25.0	28.2	50.0

Примечание. 1 и 7 — обр. 588 из кварцевого диорита, окрестности пос. Куркиеки (аналитик В. Е. Потоцкая); 2 и 8 — из кварц-диоритового чарнокита, Финляндия, Вихти (Parras, 1958); 3 — из норита, Финляндия, Маску (Hietanen, 1947); 4 и 11 — биотит, развивающийся по гиперстену, обр. 566а из парагнейса, Кольский полуостров; 5 и 10 — обр. 87 из антипертитового чарнокита, Кольский полуостров; 6 и 12 — обр. 547-1 из парагнейса, Кольский полуостров; анализы 4, 5,6,10,11,12 — из работы Л. П. Бондаренко (1964); 9 — из гранодиоритового чарнокита, Финляндия, Уусикаупунки (Hietanen, 1943). Железистость f дается в мол.%.

Таблица 2

Химические анализы гиперстенсодержащих интрузивных пород (чарнокитов) западного Приладожья и Финляндии

Окислы	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO_2	64.84	64.96	64.05	63.02	64.65	61.04	50.50	48.36
TiO_2	0.63	0.56	0.67	0.89	0.74	0.89	1.06	0.86
Al_2O_3	16.38	17.89	17.74	15.71	15.93	13.54	14.03	18.49
Fe_2O_3	1.99	1.19	1.00	1.66	0.84	1.38	0.98	0.84
FeO	3.17	2.51	3.36	4.34	3.94	6.38	11.96	9.19
MnO	0.03	0.09	0.06	0.03	0.08	0.12	0.15	0.12
MgO	1.54	1.18	1.96	2.60	1.87	5.66	9.84	7.80
CaO	4.90	5.52	4.65	4.46	4.55	5.86	6.90	10.72
K_2O	1.36	1.21	1.46	1.55	1.89	1.66	0.34	0.68
Na_2O	4.02	4.84	3.90	3.54	4.50	2.04	2.08	2.10
P_2O_5	Не опр.	0.12	Не опр.	0.29	0.16	0.26	0.47	Не опр.
H_2O_{105}	0.21	0.07	0.28	0.24	0.67	0.18	0.14	0.27
П. п. п.	0.87	0.43	0.99	1.74	0.14	1.59	1.57	1.09
Сумма	99.94	100.57	100.12	100.07	99.96	100.60	100.02	100.52

Характеристики по А. Н. Заварицкому	1	2	3	4	5	6	7	8
s	75.4	75.1	74.3	73.9	74.1	69.4	57.8	57.4
a	11.2	12.6	10.8	10.0	12.7	6.8	4.9	5.6
b	7.8	6.4	9.2	10.5	8.9	18.3	30.4	27.1
c	5.6	5.9	5.7	5.6	4.3	5.5	6.9	9.9
Q	22.8	19.1	21.3	22.2	18.5	19.7	—1.1	—6.7
c'	6.2	13.9	—	—	13.9	8.2	4.9	13.0
m'	33.6	32.3	37.1	43.0	35.7	51.8	54.6	50.6
f'	60.2	53.8	44.7	54.3	50.4	40.4	40.5	36.4
a'	—	—	18.2	2.7	—	—	—	—
φ	21.2	15.05	9.1	14.5	7.7	6.7	2.7	2.9
t	0.7	0.6	0.8	1.0	0.8	1.0	1.5	1.3
n	81.4	85.7	79.8	77.8	78.5	64.0	91.7	85.0
K : Na	1 : 4.3	1 : 6	1 : 3.9	1 : 3.5	1 : 3.6	1 : 1.8	1 : 11	1 : 5.6
$\frac{Fe_2O_3}{FeO+Fe_2O_3}$	0.21	0.16	0.11	0.15	0.08	0.09	0.03	0.03

Номер в таблице	Номер анализа	Порода	Главные минералы	Второстепенные минералы	Местонахождение	Аналитик
1	74/б	Гиперстеновый диорит.	Плагиоклаз № 40, кварц, гиперстен (Fs_{50}), биотит.	Апатит, магнетит, серпентин и слюдистый минерал, развивающийся по гиперстену, микроклин.	Возвышенность к западу от пос. Куркиеки.	Г. М. Юрова
2	588	Гиперстеновый кварцевый диорит.	Плагиоклаз № 45, кварц, гиперстен (Fs_{50}), биотит.	Апатит, пирит, халькопирит, микроклин, карбонат.	Окрестности пос. Куркиеки.	В. Е. Потоцкая
3	589	То же.	Плагиоклаз № 41, кварц, гиперстен (Fs_{50}), биотит.	Апатит, пирит, халькопирит, микроклин, карбонаты.	Там же.	Н. Д. Малькова
4	295/64	» »	Плагиоклаз № 40, кварц, гиперстен (Fs_{50}), биотит.	Роговая обманка, серпентин, слюда.	Залив Тируланселька, острова к югу от Медвежьего п-ова.	Г. М. Юрова

Химические анализы описываемых пород, приведенные в табл. 2, показывают, что гиперстеновые кварцевые диориты и кварцевые норит-диориты окрестностей Куркиеки отличаются довольно высоким содержанием SiO_2, Al_2O_3, CaO, $FeO+Fe_2O_3$ и Na_2O и бедностью MgO и K_2O. Сравнение со средним составом кварц-диоритовых чарнокитов южной Финляндии (анализ 5, Simonen, 1960) показывает их почти полное сходство.

Гиперстеновые кварцевые диориты окрестностей поселка Куркиеки и аналогичные им чарнокиты южной Финляндии по классификации А. Н. Заварицкого относятся обычно к породам нормального ряда,* пересыщенным SiO_2, и являются наиболее близкими к среднему типу кварцевых диоритов.

Кварцевые нориты о. Хепосари по химическому составу близки к гиперстеновым кварцевым диоритам Куркиекского района; отличаются от них лишь несколько более низким содержанием Al_2O_3, Na_2O и повышенным содержанием магния и железа. Наиболее основные члены комплекса соответствуют среднему типу габбро-норитов (табл. 2, анализы 6, 7).

Характерной особенностью всех пород чарнокитового комплекса является отчетливо выраженная натровая специализация, особенно резкая в породах основного ряда; отношение K : Na доходит в них до 1 : 11. Типичной петрохимической особенностью является также сравнительно высокое содержание TiO_2 (среднее значение параметра t равно 0.8 для кварцевых диоритов и 1.4 для норитов), а также низкое значение отношения $\frac{Fe_2O_3}{FeO + Fe_2O_3}$. Последняя особенность указывает на формирование пород в условиях низкого парциального давления кислорода.

Заключение

1. Одной из трудных задач при изучении комплекса интрузивных гиперстенсодержащих пород западного Приладожья является оценка критериев для отнесения этого комплекса к чарнокитам, которая осложняется неодинаковым толкованием этого термина различными исследователями.

* В двух случаях они пересыщены глиноземом (табл. 2).

Таблица 2 (*продолжение*)

Номер в таблице	Номер анализа	Порода	Главные минералы	Второстепенные минералы	Местонахождение	Аналитик
5	Среднее из 8 анализов	Кварц-диоритовый чарнокит.	Плагиоклаз-андезин, кварц, гиперстен (Fs_{30-34}), биотит.	Роговая обманка, серпентин, слюда.	Южная Финляндия.	А. Симонен
6	661/а	Кварцевый норит.	Плагиоклаз № 58, кварц, гиперстен (Fs_{30}), биотит, куммингтонит.	Сфен, апатит, сульфиды.	Остров Хепосари в Куркиекском заливе.	Г. М. Юрова, Е. Д. Прудников
7	2000	Норит.	Плагиоклаз № 60, гиперстен (Fs_{32}), роговая обманка, биотит.	Апатит, серицит, рудный минерал.	Полуостров Уласканиеми, Липольская губа.	Г. М. Юрова, Е. Д. Прудников
8	1215	Габбро-норит.	Плагиоклаз № 65, гиперстен (Fs_{20}), диопсид-геденбергит, биотит, роговая обманка.	Апатит, рудный минерал.	Окрестности пос. Лумиваара, у хутора Харвиа.	

Впервые термин «чарнокит» был предложен С. Т. Холландом (Holland, 1900) для интрузивных пород различного химического состава, содержащих в качестве основного породообразующего минерала железистый гиперстен. Позднее среди петрологов развернулась дискуссия о том, какие породы относить к чарнокитам. Индийские петрологи (Subramaniam, 1959, и др.) включают в «чарнокитовую серию» обширную группу пара- и ортопород, сформированных в древних кристаллических щитах в условиях гранулитовой фации регионального метаморфизма. Для разнообразных образований этой серии объединяющим является парагенезис гиперстена (варьирующей железистости) с плагиоклазом и гранатом, а для кислых членов ряда — с кварцем и калиевым полевым шпатом.

Ф. Д. Тернер и Дж. Ферхуген (1961) относят к комплексу чарнокитов докембрийские образования, в которых типичной минеральной ассоциацией являются «полевые шпаты и пироксены» и отсутствуют «слюды и роговые обманки». При этом собственно «чарнокитами» они именуют только интрузивные образования, а метаморфические породы с таким парагенезисом, возникшие за счет осадочного и магматического материала, предлагают называть «гранулитами». Многие отечественные геологи (Ю. Ир. Половинкина, Э. Б. Наливкина, М. Г. Равич, Л. В. Климов, Д. С. Соловьев и др., сборник «Чарнокиты», 1964) причисляют к чарнокитам докембрийские гиперстеновые породы только кислого (и среднего) состава, образовавшиеся в результате гранитизации более основного субстрата. Они характеризуются парагенезисом железистого гиперстена с калиевым полевым шпатом (микроклином или ортоклазом), кислым плагиоклазом и кварцем.* Однако породы с тем же парагенезисом встречаются в гранитоидах и контактовых роговиках мезозойского и даже палеогенового возраста, сформировавшихся в условиях умеренных и малых глубин (Коржинский, 1961). А. А. Маракушев (1966) указывает, что специфической минеральной ассоциацией чарнокитов является парагенезис «гиперстен—ортоклаз—гранат», устойчивый лишь в наиболее глубинных зонах докембрия при высоких давлениях и температурах. Ортоклаз, однако, может отсутствовать в породах чарнокитовой серии, например в эндербитах, в связи с низким содержанием калия в исходных породах. Это отмечается в чарнокитах Антарктиды (Tilley, 1936), Кольского полуострова (Бондаренко, 1964), в Финляндии (Hietanen, 1943; Parras, 1958; Simonen, 1960), на Анабарском щите (Лутц, 1964) и во многих других районах.

2. Комплекс парагнейсов Куркиекского района, как показывает анализ парагенетических ассоциаций, сформировался в условиях альмандин-амфиболитовой и гранулитовой фаций регионального метаморфизма. Имеющиеся экспериментальные исследования показывают, что приведенные выше температуры процессов регионального метаморфизма в западном Приладожье являются вполне достаточными для получения соответствующих палингенных расплавов и позволяют оценить глубину их образования в 20—21 км при температурном градиенте 30 град./км и насыщенности исходных пород водой (Wyllie, Tuttle, 1960; Winkler, von Platen, 1961).

3. Гиперстенсодержащие ортопороды относятся к первому формационному типу раннепротерозойских интрузивных образований (Саранчина, 1967). По вещественному составу, особенностям геологии и ряду других признаков они близки к плагиогранитам и кварцевым диоритам Приладожья и Финляндии, от которых отличаются главным образом присутствием гиперстена вместо амфибола и биотита. В образовании именно этого

---

* По мнению авторов, критерием для отнесения к группе чарнокитов нельзя считать развитие микроклина, кварца и биотита, связанного с позднейшим наложением процессов калиевого и кремневого метасоматоза.

формационного типа пород основное значение имели процессы анатексиса и палингенеза, вызванного региональным метаморфизмом, происходившим в условиях альмандин-амфиболитовой фации для биотит-амфиболовых разновидностей и гранулитовой — для гиперстеновых. На палингенный характер гиперстеновых кварцевых диоритов Приладожья указывает близость к составу вмещающих пород, тесная пространственная и генетическая связь с мигматитами венитового типа, отсутствие или весьма слабо выраженные эндо- и экзоконтактовые изменения, особенности залегания и другие признаки, типичные для палингенных пород (Саранчина, 1967, 1968). В западном Приладожье рассматриваемые породы находятся в зоне своего рождения и характеризуются незначительным перемещением.

4. Несмотря на различную трактовку термина «чарнокит», все исследователи подчеркивают, что их формирование происходит в глубоких сечениях докембрийских зон, в условиях высоких температур и больших давлений. Для чарнокитов во всех докембрийских провинциях характерны также их ассоциации с кордиерит-силлиманитовыми и гиперстеновыми гнейсами, сформировавшиеся в гранулитовой фации регионального метаморфизма. Общим признаком является наличие в них высокожелезистого гиперстена с повышенным содержанием глинозема. Все эти особенности целиком выдерживаются для гиперстеновых пара- и ортопород западного Приладожья, позволяющих рассматривать Куркиекский район в южной Карелии как новую провинцию чарнокитов.

ЛИТЕРАТУРА

Бондаренко Л. П. Гранулиты и чарнокиты центральной части Кольского полуострова. В сб. «Чарнокиты» (Международ. геол. конгресс, XXII сессия, Докл. сов. геологов, проблема 13), изд. «Наука», М., 1964.

Коржинский Д. С. Роль щелочности в образовании чарнокитовых гнейсов. Тр. Вост.-Сиб. геол. инст., вып. 5, 1961.

Кратц К. О. Геология карелид Карелии. Изд АН СССР, М.—Л., 1963.

Лутц Б. Г. Петрология гранулитовой фации Анабарского массива. Изд. «Наука», М., 1964.

Лыгина В. В. Кордиерит из жильного материала мигматитов ладожской серии (Западное Приладожье). Сб. СЗТГУ, № 7, изд. «Недра», Л., 1967.

Лыгина В. В., Г. М. Саранчина. Геологическое строение и особенности метаморфизма кристаллических пород северной части Карельского перешейка (окрестности пос. Кузнечное). В сб. «Вопросы магматизма и метаморфизма», т. II, изд. ЛГУ, Л., 1964.

Маракушев А. А. К проблеме чарнокитов. В сб. «Проблемы геологии на XXII сессии Междунар. геол. конгресса», изд. «Наука», М., 1966.

Перчук Л. Л. Биотит-гранатовый геотермометр. Докл. АН СССР, т. 177, вып. 2, 1967.

Фон Платтен Г. Экспериментальное исследование анатексиса и генезис пегматитов. В сб. «Природа метаморфизма», изд. «Мир», М., 1967.

Саранчина Г. М. Постладожские гранитоиды Приладожья. Сб. СЗТГУ, № 7, изд. «Недра», Л., 1967.

Саранчина Г. М. Сопоставление двух формационных типов раннепротерозойских гранитоидов Приладожья. В сб. «Петрография докембрия Русской платформы», изд. «Наукова думка», Киев, 1970.

Тернер Ф Д., Дж. Ферхуген. Петрология изверженных и метаморфических пород. Изд. иностр. лит., М., 1961.

Hietanen A. Über das Grundgebirge des Kalantigebietes im südwestlichen Finland. Bull. Comm. Geol. Finland, 130, 1943.

Hietanen A. Archean geology of the Turku district in southwestern Finland. Bull. Geol. Soc. Amer., vol. 58, № 11, 1947.

Holland S. T. The charnockite series, a group of archean hypersthenic rocks in peninsular India. India geol. Surv. Mem., 28, pt. 2, 1900.

Olsen E., R. F. Mueller. Stability of orthopyroxenes with respect to pressure, temperature and composition. Journ. Geol. Chicago, vol. 74, № 5, 1966.

Parras K. On the charnockites in the light of a highly metamorphick rock complex in southwestern Finland. Bull. Comm. Geol. Finland, № 181, 1958.

Schreyer W., H. S. Yoder. The system Mg—cordierite—H_2O and related rocks. Neues Jb. für Mineralogie, Bd. 101, H. 3, 1964.
Simonen A. Plutonic rocks of the svecofennides in Finland. Bull. Comm. geol. Finland, № 189, 1960.
Subramaniam A. P. Charnokites of the type area near Madras. Amer. Journ. Sci., vol. 257, № 5, 1959.
Tilley C. E. Enderbite a new member of the charnockite series. Geol. Mag., 865, vol. 73, № 7, 1936.
Winkler H. G. F., H. von Platen. Experimentelle Gesteinsmetamorphose. V. Experimentelle anatektische Schmelzen und ihre petrogenetische Bedeutung. Geochimica et Cosmochim. Acta, 24, № 3—4, 1961.
Wyllie P J. and O. F. Tuttle. Melting in the earth's crust. Inter. geol. Congress, Reports XXI section, 18, 1960.

Ю. Ю. Юрк, Ю. С. Лебедев,
Г. Л. Лучинская, О. Н. Кириченко

ЧАРНОКИТОВАЯ СЕРИЯ МАРИУПОЛЬСКОГО РУДНОГО РАЙОНА (УКРАИНСКИЙ ЩИТ) В СОПОСТАВЛЕНИИ С ЧАРНОКИТАМИ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА

В юго-восточной части Украинского щита (Восточное Приазовье) геологами Приазовской экспедиции открыт ряд железорудных месторождений. Район их развития получил название Мариупольского рудного района. Железные руды месторождений представлены пироксен-магнетитовыми, гранат-пироксен-магнетитовыми и магнетитовыми кварцитами, залегающими согласно с кристаллическими сланцами и находящимися в более сложных взаимоотношениях с графитовыми, силлиманит-корундовыми и другими гнейсами, мраморами и кальцифирами, амфиболитами, перидотитами, пироксенитами и некоторыми другими породами. Магнетитовые железные руды и ассоциирующие с ними метаморфические породы образуют отдельные участки среди биотитовых, биотит-амфиболовых и амфиболовых мигматитов, занимающих до 80% территории района.

В пределах отдельных месторождений района наряду с железными рудами, кристаллическими сланцами и другими упомянутыми образованиями местами наблюдаются породы, которые мы относим к чарнокитовой серии. В соответствии с общепринятыми представлениями (Маракушев, 1966, и др.) под чарнокитами понимаются гиперстеновые породы кислого и среднего состава, образующиеся в результате метасоматической гранитизации пород основного состава под воздействием флюидов повышенной щелочности (Коржинский, 1962). В чарнокитовую серию Восточного Приазовья авторами, наряду с породами со специфическим парагенезисом гиперстена с калиевым полевым шпатом и кварцем (типичные чарнокиты) или с кислым плагиоклазом и кварцем (эндербиты), включены также в значительной степени гранитизированные гиперстен-плагиоклазовые, двупироксеновые и некоторые другие кристаллические сланцы, по своей основности отвечающие кварцевым диоритам. Основанием для отнесения этих пород к чарнокитовой серии наряду с присутствием гиперстена служило наличие признаков замещения плагиоклазов калиевым полевым шпатом с образованием так называемых антипертитов замещения, появление самостоятельных выделений калиевого полевого шпата и характерные для пород чарнокитовой серии парагенетические ассоциации.

Среди исследованных горных пород чарнокитовой серии мы выделяем существенно антипертитовые гиперстеновые гранитоиды, эндербиты и преимущественно микроклин-пертитовые гиперстеновые теневые гранитоиды — собственно чарнокиты. Господствующим развитием пользуются эндербиты, составляющие более 70% общего объема всей серии. Типичные

чарнокиты (до 30%) в составе серии играют подчиненную роль. Эндербиты и чарнокиты образовались в результате метасоматической гранитизации кристаллических сланцев основного состава (гиперстеновых и двупироксеновых). Этим и объясняется приуроченность эндербитов и чарнокитов к горизонтам, слоям и пачкам этих сланцев в разрезах железорудных толщ.

Появление эндербитов в пределах железорудных толщ наблюдается среди кристаллических сланцев основного состава, среди железистых кварцитов, на контактах железистых кварцитов с пироксеновыми и другими гнейсами и гранитов с пироксеновыми гнейсами и железистыми кварцитами, а также среди мигматизированных амфиболитов.

Собственно чарнокиты встречаются среди мигматизированных амфиболитов, на контактах железистого кварцита с основным кристаллическим сланцем, кристаллического известняка с графитовым гнейсом, гранита и железистого кварцита и т. п.

Среди эндербитов и чарнокитов выделяются две разновидности: не содержащие граната и гранатсодержащие. Гранатсодержащие эндербиты распространены значительно меньше, чем гранатсодержащие чарнокиты. Как правило, и эндербиты и чарнокиты залегают среди вмещающих их пород в виде линз и пятен с нечеткими границами. Мощность выделений эндербитов весьма изменчива и варьирует от десятков сантиметров до нескольких метров. Мощность выделений собственно чарнокитов обычно не превышает нескольких десятков сантиметров.

Эндербиты представляют собой плотные гнейсовидные или гнейсовидно-тонкополосчатые и массивные, мелкозернистые и среднезернистые, редко крупнозернистые породы светло-серого, серого, буровато-серого цвета. Текстура массивная, гнейсовидная, реже неяснополосчатая. Структура гранобластовая, гетеробластовая, порфиробластовая. Главные породообразующие минералы эндербитов (%) — плагиоклаз-антипертит (андезин) — 50—75, кварц — 15—28, гиперстен (феррогиперстен) — 2—10, моноклинный пироксен, салит — от единичных зерен до 10, биотит — от 1.0 до 12, амфибол — 0—6. Акцессорные минералы — магнетит, апатит, циркон, ортит, сфен. Вторичные минералы — серицит, хлорит, желтовато-коричневатый слюдоподобный минерал типа иддингсита, биотит, хлорит, глинистые минералы.

По составу эндербиты отвечают гиперстеновым плагиогранитам и гранодиоритам, двупироксеновым гранодиоритам и значительно реже кварцевым диоритам. Колебания в содержании породообразующих минералов в эндербитах обусловлены изменением их химического состава. Закономерности в чередовании различных в минералогическом отношении эндербитов не наблюдается. Между ними отмечаются постепенные переходы. Несмотря на вариации химического и минералогического состава, эндербиты имеют характерные для них общие черты. В них главным породообразующим минералом является андезин-антипертит. В ассоциации с андезин-антипертитом находятся гиперстен с общей железистостью 33—40 мол.% и салит-ферросалит с общей железистостью 20—60 мол.%. Им свойственно относительно высокое содержание кварца (около 20%), присутствие наряду с антипертитовыми вростками самостоятельных зерен калиевого полевого шпата, приуроченного к межгранулярным промежуткам, и биотита.

Чарнокиты в пределах Мариупольских железорудных месторождений распространены менее эндербитов, с которыми они перемежаются.

Чарнокиты представляют собой плотные средне- до крупнозернистых массивные, реже неяснополосчатые породы серого и буровато-серого цвета. Полосчатость обусловлена чередованием полос с различным содержанием породообразующих минералов. Структура пород гетерограно-

бластовая, порфиробластовая, с гранобластовой структурой основной ткани породы. Порфибласты представлены микроклин-пертитом и кварцем. Местами в чарнокитах в виде самостоятельных обособлений линзовидной формы располагаются зерна или агрегаты зерен цветных минералов.

Почти повсеместно чарнокиты, как и эндербиты, катаклазированы, а местами и милонитизированы. Вследствие этого зерна кварца и других породообразующих минералов имеют линзовидную, чечевицеобразную форму. Лишь отдельные зерна плагиоклаза сохраняют таблитчатый габитус. Местами наблюдаются агрегаты мелких (до 0.5 мм) зерен кварца с зубчатыми очертаниями, образовавшиеся в результате катаклаза крупных зерен. Реликтовые зерна плагиоклаза нередко встречаются в виде включений в микроклине. На контакте с микроклином в плагиоклазе наблюдаются образования мирмекитовых вростков кварца.

Минеральный состав чарнокитов (%): микроклин (микропертит и криптопертит) — 43—58, кварц — 20—32, плагиоклаз (олигоклаз-андезин) — 10—20, гиперстен с общей железистостью 38 мол.% — 1—10, салит — единичные зерна, до 30. Спорадически встречаются биотит (до 3.7%) и амфибол, причем обычно вместе они не наблюдаются. Часто встречается магнетит, содержание которого не превышает 1%. Из акцессорных минералов в чарнокитах установлены апатит и циркон.

Неясно-полосчатые эндербиты и чарнокиты могут рассматриваться как тонкополосчатые эндербитовые и чарнокитовые мигматиты, а гнейсовидные эндербиты и чарнокиты — как теневые эндербиты и чарнокиты.

Гранатовые разности эндербитов и чарнокитов представляют собой средне- и крупнозернистые (обычно неравномернозернистые) плотные породы, имеющие пятнистую буровато-серую окраску, обусловленную неравномерным распределением граната. Последний образует порфибласты ситовидного строения вследствие присутствия многочисленных включений мелких зерен полевых шпатов, кварца и магнетита. Размер зерен граната — от 0.5 до 1.5 мм и более. Размеры порфибластов граната достигают 10—15 мм. Структура пород гранобластовая, порфиробластовая.

По составу рассматриваемые породы приближаются к кварцевым диоритам—гранодиоритам. Характерным для них является наличие типичных для эндербитов и чарнокитов ассоциаций минералов (%): 1) плагиоклаз-антипертит — 37.3, кварц — 25.8, гиперстен — 6.2, биотит — 18.7 (проба $Д_3$ 23/17а) и 2) микроклин-пертит — 18—25.5, плагиоклаз-антипертит — 14, кварц — 17—20, гиперстен — 3.2—8.4, биотит — 2.9—18.7 (пробы 23/17б, П 58/30 и др.). Обычны, как и для пород чарнокитовой серии, реакционные взаимоотношения между минералами, выражающиеся в замещении плагиоклаза микроклином и образовании мирмекитов, одинаков состав полевых шпатов, сходен катаклаз кварца. Главное отличие рассматриваемых пород от типичных эндербитов и чарнокитов заключается в присутствии в их составе высокожелезистого граната (10—24%) пироп-альмандинового ряда (железистость 74—75 мол.%) и высоком суммарном содержании цветных минералов (среди которых преобладают гранат и биотит).

Породы чарнокитовой серии Мариупольского района образовались за счет кристаллических сланцев основного состава, двупироксеновых и гиперстеновых, испытавших кремниево-щелочной метасоматоз. Этот процесс происходил в две стадии и был связан с привносом натрия, калия и кремния.

На первой стадии гранитизирующие кремниево-щелочные растворы, по-видимому, характеризовались сравнительно низким потенциалом калия. В результате процессов фельдшпатизации и окварцевания на

первой стадии метасоматической гранитизации основных кристаллических сланцев в Мариупольском рудном районе произошло образование эндербитовых мигматитов и эндербитов — существенно антипертитовых гиперстеновых гранитоидов. В господствующем в эндербитах плагиоклаз-антипертите содержатся идиоморфные антипертиты распада и бесформенные антипертиты замещения, в сумме составляющие от 5 до 20% объема минерала.

На второй стадии процесса гранитизации происходит снижение активности натрия и повышение активности калия в гранитизирующих растворах. В результате эндербиты интенсивно микроклинизируются. Реликтовые минералы исходных пород и плагиоклаз-антипертит часто почти нацело замещаются микроклин-пертитом. Образующиеся порфиробласты калиевого полевого шпата составляют до 50% объема породы. Одновременно происходит и окварцевание породы. В настоящее время причина изменения состава метасоматических растворов (от кремниево-натриевых до кремниево-калиевых) неясна.

В процессе чарнокитизации двупироксеновых кристаллических сланцев основного состава с образованием эндербитов и чарнокитов происходило растворение ромбического и моноклинного пироксена. В первую очередь растворяется менее устойчивый салит. При этом в эндербитах и чарнокитах сохраняются реликтовые зерна гиперстена, а также теневая гнейсовидная текстура и гранобластовая структура, осложненная катаклазом.

Характерные для эндербитов и чарнокитов района минеральные парагенезисы позволяют предполагать образование пород чарнокитовой серии Мариупольского района, как и других районов Украинского щита (Усенко, 1956; Хмарук, Щербаков, 1965; Ткачук, Усенко, Щербаков, 1966; Равич, 1967), в результате метасоматической гранитизации, происходившей при температурах и давлениях, свойственных верхней или средней зонам гранулитовой фации и высокотемпературной зоне амфиболитовой фации. В условиях последней образуются встреченные в эндербитах и чарнокитах биотит и роговая обманка.

Генезис гранатовых чарнокитов и эндербитов Мариупольского района может быть объяснен гранитизацией гранат-пироксеновых кристаллических сланцев в соответствии с представлениями А. А. Маракушева (1966) и наблюдениями авторов.

Породы чарнокитовой серии Мариупольского рудного района могут быть сопоставлены с комплексом ультраметагенных чарнокит-мигматитов, развитых в пределах «кольской серии» и ее фундамента в зонах гранулитовой фации регионального метаморфизма (Бондаренко, 1964; Бондаренко, Дагелайский, 1966; Шемякин, Шуркин, 1968, и др.), и анатектит-чарнокитами, к которым В. М. Шемякин и К. А. Шуркин (1968) относят комплекс палингенных чарнокитов северо-западного Приладожья (Саранчина, Лыгина, 1968).

Эндербитовые мигматиты и теневые эндербиты Мариупольского рудного района подобны породам комплекса ультраметагенных чарнокит-мигматитов. Как те, так и другие характеризуются подчиненной ролью калишпата по отношению к плагиоклазу, варьирующим минеральным и химическим составом, а также теневыми гнейсовидными, полосчатыми текстурами.

В отличие от северо-западного Приладожья, где палингенные гиперстеновые кварцевые диориты типа эндербитов и гиперстеновые плагиограниты пользуются широким развитием, в Мариупольском районе анатектические эндербиты пользуются ограниченным распространением. На палингенный характер отдельных разностей эндербитов Мариупольского района по аналогии с гиперстеновыми кварцевыми диоритами Приладожья указы-

вает близость их по составу к вмещающим кристаллическим сланцам, регионально метаморфизованным в гранулитовой фации, тесная пространственная и генетическая связь с эндербитовыми мигматитами, в которых инъекционный материал испытал очень незначительное перемещение, стабильность состава цветных минералов.

В отличие от эндербитов микроклиновые чарнокиты Мариупольского района относятся нами к собственно метасоматическим образованиям, подобным метасоматическим микроклиновым чарнокитам Кольского полуострова, описанным Л. П. Бондаренко (1964).

Авторами установлено сравнительно незначительное развитие пород чарнокитовой серии в пределах Мариупольского рудного района и преобладание среди пород серии эндербитов. Тем самым подтверждено представление М. Г. Равича (1967) о том, что ультраметаморфические процессы на Украинском щите (рассмотренные им на примере Среднего Побужья) менее активны, чем в пределах ряда других щитов. Возможно, что этим объясняется хорошая сохранность железорудных месторождений Мариупольского рудного района. Преимущественное развитие среди пород чарнокитовой серии Украинского и Балтийского щитов эндербитов, по-видимому, позволяет говорить об одинаковой роли ультраметаморфических процессов в их пределах.

ЛИТЕРАТУРА

Бондаренко Л. П. Гранулиты и чарнокиты центральной части Кольского полуострова. В сб. «Чарнокиты», докл. сов. геологов на XXII сессии Междунар. геол. конгресса, изд. «Наука», М., 1964.

Бондаренко Л. П., В. Б. Дагелайский. Полиметаморфизм пород архея Кольского полуострова. В сб. «Петрология и формационное деление докембрия Русской платформы (тезисы докладов)», изд. «Наукова думка», Киев, 1966.

Коржинский Д. С. Роль щелочности в образовании чарнокитовых гнейсов. В сб. «Геология и петрология докембрия», Тр. Восточно-Сибирск. геол. инст., вып. 5, изд. АН СССР, М., 1962.

Маракушев А. А. К проблеме чарнокитов. В кн. «Проблемы геологии на XXII сессии Междунар. геол. конгресса», изд. «Наука», М., 1966.

Равич М. Г. Эндербиты Побужья. «Сов. геология», № 9, 1967.

Саранчина Г. М., В. В. Лыгина. О новой области развития чарнокитов в Приладожье. В сб. «Региональное петрографическое совещание по магматизму Балтийского щита (тезисы докладов)», Апатиты, 1968.

Ткачук Л. Г., И. С. Усенко, И. Б Щербаков. О генезисе чарнокитов Украинского щита. В сб. «Петрология и формационное деление докембрия Русской платформы (тезисы докладов)», изд. «Наукова думка», Киев, 1966.

Усенко И. С. О генезисе чарнокитов Украинского кристаллического щита, ДАН СССР, т. 107, № 4, 1956.

Хмарук Т. Г., И. Б. Щербаков. Чарнокіти Західного Приазов"я. Геологічний журнал, т. 25, вып. 5, 1965.

Шемякин В. М., К А. Шуркин. Проблема чарнокитов Балтийского щита. В сб. «Региональное петрографическое совещание по магматизму Балтийского щита (тезисы докладов)», Апатиты, 1968.

А. В. Галахов

К ПЕТРОЛОГИИ ХИБИНСКОГО ЩЕЛОЧНОГО МАССИВА

В результате многолетних исследований автором намечены естественные ряды магматических расплавов, комплексов пород и сингенетичных пород Хибинского массива (таблица).

Проявление щелочно-ультраосновного магматизма в Хибинских тундрах (Галахов, 1966а) свидетельствует о том, что глубинный раскол, к которому приурочены щелочно-ультраосновная и щелочная интрузии, был долгоживущим и послужил каналом для подъема дифференциатов магма-

Ряды магматических расплавов, комплексов пород и сингенетичных пород Хибинского массива

Ряд магм и магматических расплавов (эволюция магмы в подкоровом очаге)		Естественные ряды комплексов пород (дифференциация магматических расплавов в промежуточных магматических очагах)		Естественные ряды сингенетичных горных пород (дифференциация in situ в магматической камере)
Ультраосновная магма (*с щелочным уклоном*).	Перидотит-пироксенитовый расплав.	Порфировые ультраосновные породы эффузивной, экструзивной фации.		Пикрит-порфириты.
		Комплекс перидотитов—пироксенитов.		Перидотиты. Флогопит-пироксеновые породы. Пироксениты, гранат-флогопитовые и гранат-нефелиновые пироксениты.
Щелочно-ультраосновная магма.	Ийолит-уртитовый расплав.	Комплекс мельтейгитов—ийолитов—ийолит-уртитов.		Ийолиты. Ийолит-уртиты. Малиньиты. Мельтейгиты.
Щелочная магма.	I. Хибинитовый расплав.	1. Щелочные и нефелиновые сиениты первой фазы магматической деятельности.	Порфировые щелочные породы эффузивной, экструзивной фации.	Ромбен-порфиры, нефелиновые ромбен-порфиры. Гигантозернистые и другие нефелиновые порфиры.
			Щелочные и нефелиновые сиениты.	Щелочные сиениты. Мелкозернистые и среднезернистые нефелиновые сиениты. *Нефелиновые сиенит-порфиры.*
		2. Комплекс хибинитов.	Хибиниты.	Грубозернистые хибиниты. Крупнозернистые хибиниты. Приконтактные хибиниты, *щелочные сиениты.*
			Жильная фация хибинитов.	Мелкозернистые эгирин-роговообманковые нефелиновые сиениты. Неравномернозернистые пироксеновые нефелиновые сиениты. Порфировидные нефелиновые сиениты.
		3. Комплекс трахитоидных хибинитов.	Трахитоидные хибиниты и генетически связанные с ними породы.	Крупнозернистые трахитоидные хибиниты. Среднезернистые трахитоидные хибиниты. Четко расслоенная часть комплекса трахитоидных хибинитов (хибиниты, ювиты, луявриты, малиньиты, ийолиты, мельтейгиты).

Продолжение

Ряд магм и магматических расплавов (эволюция магмы в подкоровом очаге)		Естественные ряды комплексов пород (дифференциация магматических расплавов в промежуточных магматических очагах)		Естественные ряды сингенетичных горных пород (дифференциация in situ в магматической камере)
Щелочная магма.	I. Хибинитовый расплав.	3. Комплекс трахитоидных хибинитов.	Жильная фация трахитоидных хибинитов.	Среднезернистые и мелкозернистые трахитоидные нефелиновые сиениты с эвдиалитом. Луявритоподобные полосчатые нефелиновые сиениты. Порфировидные трахитоидные нефелиновые сиениты. Лейкократовый эгириновый нефелиновый сиенит.
	II. Рисчорритовый расплав.	Рисчорриты.	Рисчорриты кольцевой субинтрузии.	Эгириновые рисчорриты. Эгирин-авгит-эгириновые рисчорриты. Лампрофиллит-эгириновые рисчорриты. Эгирин-астрофиллитовые рисчорриты.
			Рисчорриты неполнокольцевой субинтрузии.	Лепидомелановые рисчорриты. Лепидомелан-эгириновые рисчорриты. Астрофиллит-лепидомелан-эгириновые рисчорриты. Эгириновые рисчорриты.
		Ийолит-уртиты.*	Трахитоидные ийолиты.	Мелкозернистые трахитоидные ийолиты. Среднезернистые трахитоидные ийолиты.
			Мелкозернистые ийолиты.	Мелкозернистые ийолиты на контакте рисчорритов со среднезернистыми ийолитами и уртитами. Мелкозернистые ийолиты линзочек в ийолитах и уртитах, подстилающих апатит-нефелиновые породы. Мелкозернистые ийолиты линзочек в линзовидно-полосчатых и сетчатых апатит-нефелиновых породах.
			Массивные ийолит-уртиты.	Массивные ийолиты. Массивные уртиты. Трахитоидные ийолиты. Уртиты и ийолиты в тонком переслаивании с апатит-нефелиновыми породами. Массивные полевошпатовые ийолиты и уртиты.

* Разновидности пород в комплексе ийолит-уртитов соответствуют субфазам и разновидностям, выделенным Т. Н. Ивановой (1963).

Продолжение

Ряд магм и магматических расплавов (эволюция магмы в подкоровом очаге)		Естественные ряды комплексов пород (дифференциация магматических расплавов в промежуточных магматических очагах)		Естественные ряды сингенетичных горных пород (дифференциация in situ в магматической камере)
Щелочная магма.	II. Рисчорритовый расплав.	Ийолит-уртиты.	Трахитоидные полевошпатовые ийолиты (малиньиты).	Трахитоидные полевошпатовые ийолиты.
			Массивные среднезернистые полевошпатовые уртиты.	Ювиты.
		Апатит-*нефелиновые* породы.	Бедные апатит-нефелиновые породы.	Сетчатые апатит-нефелиновые породы. Линзовидно-полосчатые апатит-нефелиновые породы.
			Богатые апатит-нефелиновые породы.	Пятнистые апатит-нефелиновые породы. Пятнисто-полосчатые апатит-нефелиновые породы. Полосчатые апатит-нефелиновые породы.
			Апатитсодержащий полевошпатовый уртит.	Брекчия апатит-нефелиновых пород с цементом из апатитсодержащего полевошпатового уртита.
	III. Фойяитовый расплав.	Комплекс неравнозернистых нефелиновых сиенитов.	Неравнозернистые нефелиновые сиениты.	Крупнозернистые, местами среднезернистые эгирин-амфиболовые нефелиновые сиениты. Среднезернистые, местами более мелкозернистые эгириновые нефелиновые сиениты. Среднезернистые амфибол-эгириновые нефелиновые сиениты. Мелкозернистые амфибол-эгириновые нефелиновые сиениты. Крупнозернистые эгириновые с амфиболом нефелиновые сиениты. Крупнозернистые пойкилитовые амфибол-эгириновые нефелиновые сиениты.
			Жильная фация неравнозернистых нефелиновых сиенитов.	Мелкозернистые нефелиновые сиениты.
		Комплекс фойяитов.	Мелкозернистые и порфировидные нефелиновые сиениты.	Мелкозернистые гнейсовидные слюдяно-эгирин-роговообманковые нефелиновые сиениты. Порфировидные слюдяные и роговообманково-эгирин-слюдяные нефелиновые сиениты.

Продолжение

Ряд магм и магматических расплавов (эволюция магмы в подкоровом очаге)		Естественные ряды комплексов пород (дифференциация магматических расплавов в промежуточных магматических очагах)		Естественные ряды сингенетичных горных пород (дифференциация in situ в магматической камере)
Щелочная магма.	III. Фойлитовый расплав.	Комплекс фойяитов.	Фойяиты.	Пироксеновые фойяиты. Амфибол-пироксеновые фойяиты. Лепидомелан-пироксеновые фойяиты с амфиболом. Амфиболовые четко трахитоидные расслоенные фойяиты. Амфиболовые фойяиты с с лепидомеланом (с признаками расслоенности). Амфибол-эгириновые нефелиновые сиениты. Амфиболовые фойяиты (массивные). Амфибол-пироксеновые фойяиты, местами с лепидомеланом (расслоенные). Амфиболовые фойяиты с тонкопризматическим пироксеном. Хибинитоподобные трахитоидные амфиболовые фойяиты. Среднезернистые эгирин-амфиболовые нефелиновые сиениты с эвдиалитом.
			Жильная фация фойяитов.	Мелкозернистые лепидомелановые, лепидомелан-роговообманковые, лепидомелан-эгириновые, эгириновые, эгирин-амфиболовые, амфиболовые нефелиновые сиениты.
Щелочно-ультраосновная магма.		Молодые жильные породы.		Тингуаит. Щелочные трахиты; щелочные базальты. Шонкиниты; нефелинит; тералиты. Мончикиты; оливиновый якупирангит. (Дайки ультраосновного и основного состава по С. И. Заку и др.).

тического расплава из долгоживущего подкорового очага, состав расплава в котором эволюционировал от ультраосновного (перидотит-пироксенитового) через щелочно-ультраосновной (ийолит-уртитовый) до щелочного (нефелин-сиенитового).

Для интрузивных тел щелочных пород Хибин характерно широкое развитие расслоенности и несогласное положение ее по отношению к плоскости интрузивного контакта с более древними породами (Галахов, 1966б).

Исследования привели автора (Галахов, 1962, 1968а) к выдвинутой Ф. Ю. Левинсон-Лессингом гипотезе образования в расплаве в предкристаллизационный период группировок, соответствующих по составу будущим породообразующим минералам, независимо от порядка их кристаллизации. Причем возникновение этих группировок происходило в гомогенном еще не дифференцированном расплаве и в дальнейшем привело к магматической дифференциации его (Галахов, 1968б).

Пространственное положение разновидностей пород в каждом из интрузивов в общем плане предопределилось магматической дифференциацией, вследствие которой возникшие дифференциаты заняли определенные места в объеме магматической камеры. Продолжением магматической дифференциации явилась кристаллизационная дифференциация, в процессе которой в раздифференцированных объемах магматического расплава шла дальнейшая дифференциация с образованием более мелких слоев.

Изучение естественных рядов пород позволило подойти к выявлению направлений эволюции магматического расплава в подкоровом магматическом очаге, дифференциации его в магматическом канале, возможном промежуточном магматическом очаге и в магматической камере in situ (рис. 1).

Эволюция магмы в подкоровом магматическом очаге и последовательное обособление частей ее в промежуточном очаге обусловили возникновение хибинитового, рисчорритового и фойяитового расплавов (рис. 1, *А*).

Эти порции расплава образовали при магматической дифференциации в магматическом канале и промежуточном очаге дифференциаты, соответствующие комплексам пород (таблица, рис. 1, *Б*). При этом образование дифференциатов рисчорритового, ийолит-уртитового, апатит-нефелинового составов, по-видимому, обязано длительному, наиболее полно прошедшему процессу магматической дифференциации.

Дальнейшая магматическая дифференциация порций расплавов, соответствующих интрузивным комплексам, в канале и магматической камере in situ, и сменившая ее кристаллизационная дифференциация привели к образованию естественных рядов сингенетичных горных пород (таблица, рис. 1, *В*). Эволюция расплава молодых жильных пород показана на диаграмме (рис. 1, *Г*).

Продолжительная неодновременная кристаллизация расслоенных масс расплавов приводила к выжиманию некоторых еще не затвердевших слоев и образованию интрузивных соотношений между породами, по существу сингенетичными.

Форма и глубинная структура массива до сих пор точно не установлены. Автором сделана попытка представить строение массива на глубине (рис. 2).

Ступенчатый характер контактов интрузивных тел, характер расслоенности, изменение углов наклона слоев и трахитоидности и несогласие во взаимной ориентировке расслоенных тел и плоскости интрузивного контакта их с более древними породами привели автора к представлению о конической воронкообразной или близкой к ней форме интрузивных тел, слагающих Хибинский массив. Возникновение вложенных друг в друга конических интрузивных тел обязано, по-видимому, пульсирующей интрузивной деятельности. На рис. 3 предлагается разработанная в первом приближении схема формирования Хибинского субвулкана. Образование каждой из конических интрузий в общем сводится к следующему. По коническому расколу с выжиманием вверх цетрального блока пород внедряется груборасслоенный магматический расплав, который продолжает расслаиваться in situ. Через некоторый период времени происходит проседание остывающего и кристаллизующегося расплава

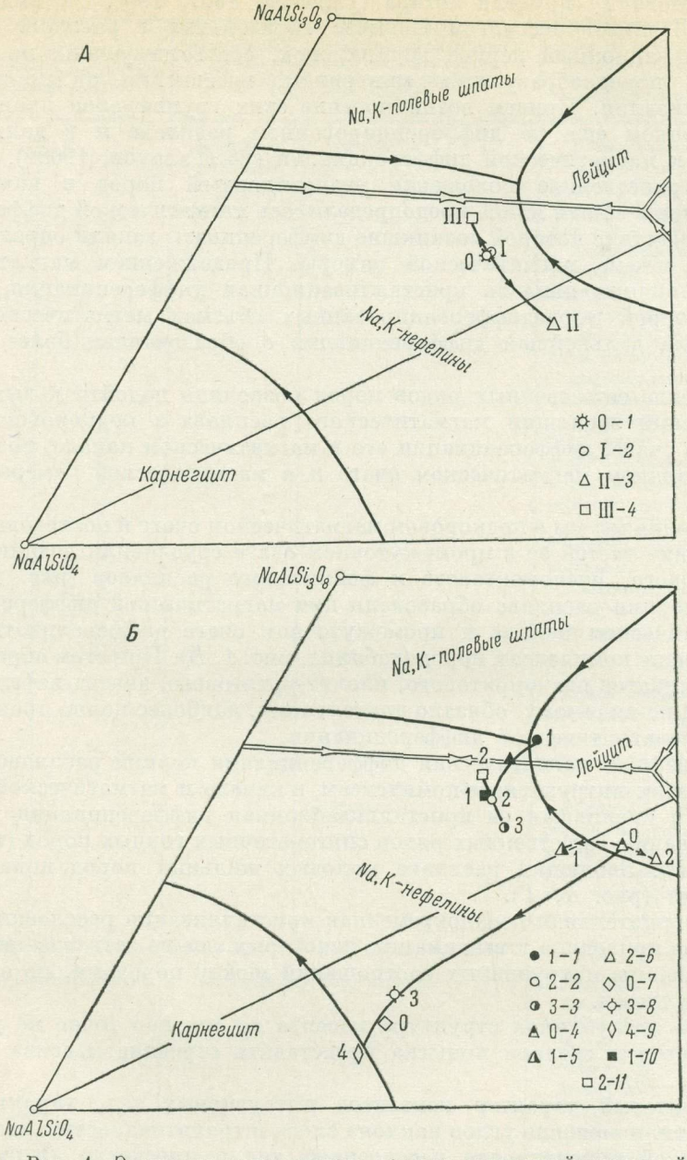
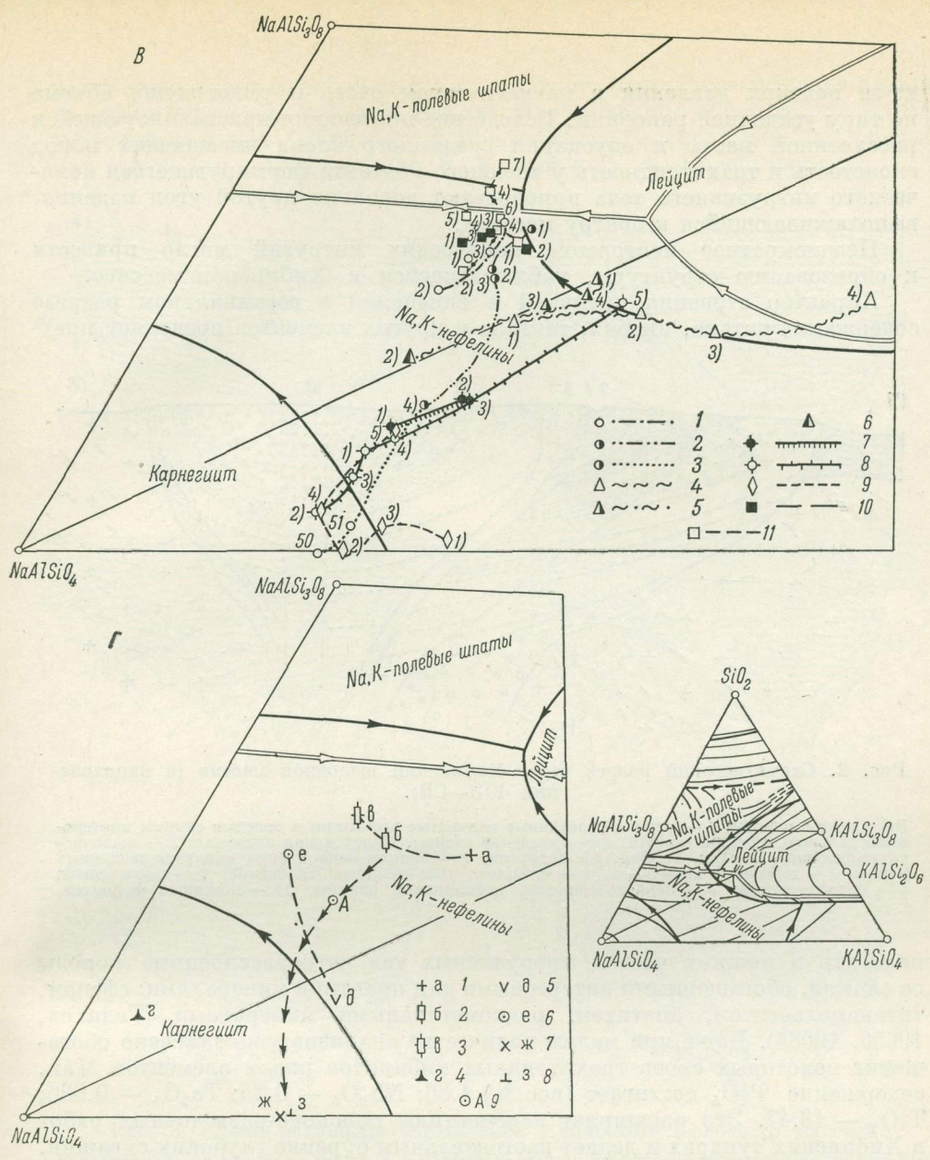


Рис. 1. Эволюция нормативного состава салической составной части магматических горных пород Хибинского щелочного массива, интрузивных комплексов и их групп.

Точки нормативных составов нанесены на исправленную и дополненную диаграмму гетерогенного равновесия системы $NaAlSiO_4$—$KAlSiO_4$—SiO_2 (по Шереру). Двойными тонкими линиями показаны условия ликвидуса в части системы $NaAlSiO_4$—$KAlSiO_4$—SiO_2 при H_2O=1000 бар в проекции на безводное основание треугольника (по Фудали).

А — эволюция расплава в подкоровом магматическом очаге. Расплавы: *1* — средний состав расплава в магматическом очаге, *2* — хибинитовый, *3* — рисчорритовый, *4* — фойяитовый; *Б* — дифференциация в промежуточном магматическом очаге и магматическом канале: *1* — мелкозернистые и среднезернистые нефелиновые сиениты первой фазы, *2* — комплекс хибинитов, *3* — комплекс трахитоидных хибинитов, *4* — комплекс рисчорритов, *5* — рисчорриты кольцевой субинтрузии, *6* — рисчорриты неполнокольцевой субинтрузии, *7* — ийолит-уртиты с апатит-нефелиновыми породами, *8* — ийолит-уртиты, *9* — апатит-нефелиновые породы, *10* — комплекс неравнозернистых нефелиновых сиенитов, *11* — комплекс фойяитов;



В — дифференциация в магматической камере in situ. *1* — хибиниты: *1)* жильная фация хибинитов, *2)* грубозернистые хибиниты, *3)* крупнозернистые хибиниты, *4)* приконтактные хибиниты; *2* — трахитоидные хибиниты: *1)* порфировидный трахитоидный хибинит, *2)* крупнозернистый трахитоидный хибинит, *3)* среднезернистый трахитоидный хибинит, *4)* меланократовые породы четкорасслоенной части трахитоидных хибинитов; *3* — 50 и 51 — ийолиты из четкорасслоенной части трахитоидных хибинитов; *4* — рисчорриты кольцевой субинтрузии: *1)* эгирин-авгит-эгириновые рисчорриты, *2)* лампрофиллит-эгириновые рисчорриты, *3)* эгириновые рисчорриты, *4)* эгирин-астрофиллитовые рисчорриты; *5* — рисчорриты неполнокольцевой субинтрузии: *1)* приконтактный рисчоррит, *2)* рисчоррит Рестиньюна (в условных обозначениях порядковый номер *6*), *3)* гнейсовидно-трахитоидный рисчоррит, *4)* массивный рисчоррит; ийолит-уртиты: *7* — субфазы по Ф. В. Минакову и др. (1967): *1)* дорудная, *2)* рудная, *3)* пострудная; *8* — (субфазы по Т. Н. Ивановой (1963): *1)* трахитоидные ийолиты, *2)* мелкозернистые ийолиты, *3)* массивные ийолит-уртиты, *4)* трахитоидные полевошпатовые ийолиты, *5)* ювиты; *9* — апатит-нефелиновые породы: *1)* пятнистые и пятнисто-полосчатые апатит-нефелиновые породы, *2)* линзовидно-полосчатые апатит-нефелиновые породы, *3)* крупноблоковые апатит-нефелиновые породы, *4)* сетчатые апатит-нефелиновые породы, *5)* цемент брекчии (апатитсодержащий полевошпатовый уртит); *10* — неравнозернистые нефелиновые сиениты: *1)* крупнозернистые, местами среднезернистые эгирин-амфиболовые нефелиновые сланцы, *2)* мелкозернистый амфибол-пироксеновый нефелиновый сиенит, *3)* среднезернистые амфибол-эгириновые нефелиновые сиениты, *4)* среднезернистый, местами более мелкозернистый эгириновый нефелиновый сиенит; *11* — фойяиты: *1)* пироксеновые фойяиты, *2)* амфибол-пироксеновые фойяиты, *3)* лепидомелан-пироксеновые фойяиты с амфиболом, *4)* амфиболовый фойяит с лепидомеланом и амфиболовый четкотрахитоидный фойяит, *5)* фойяиты амфиболовые с тонкопризматическим пироксеном, амфиболовые и амфибол-пироксеновые, местами с лепидомеланом, *6)* хибинитоподобный амфиболовый фойяит, среднезернистый эгирин-амфиболовый с эвдиалитом и амфибол-эгириновый нефелиновый сиениты, *7)* порфировидные фойяиты (альбитизированные); *Г* — эволюция расплава, образовавшего молодые жильные породы: *1* — тунгуаиты, *2* — щелочные трахиты, *3* — базальты, *4* — нефелинит, *5* — шонкиниты, *6* — тералиты, *7* — оливиновый якупирангит, *8* — мончикиты, *9* — средний состав молодых жильных пород.

из-за падения давления в магматическом очаге и уменьшения объема по типу усадочной раковины. Вследствие проседания кристаллизующейся расслоенной массы и опускания срединного блока вмещающих пород слоистость и трахитоидность у внешнего контакта формирующегося конического интрузивного тела приобретают довольно крутой угол падения, выполаживающийся к центру массива.

Неоднократное повторение конических интрузий могло привести к образованию структуры, наблюдающейся в Хибинском массиве.

Характер строения интрузий и изменения в вертикальном разрезе содержания титана, ниобия, тантала и других элементов позволяет пред-

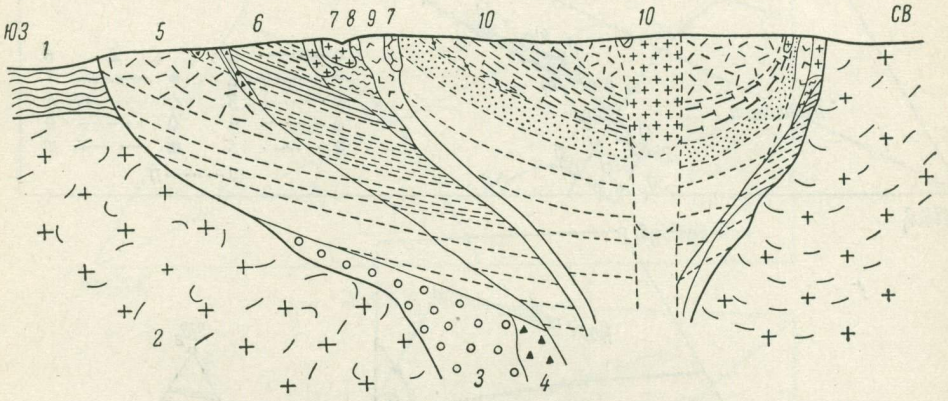


Рис. 2. Схематический разрез через Хибинский щелочной массив (в направлении ЮЗ—СВ).

Вмещающие породы: *1* — метаморфизованные глинистые песчаники и зеленые сланцы протерозойской свиты имандра-варзуга; *2* — архейские гнейсы. Каледонская интрузия: *3* — щелочно-ультраосновные породы. Герцинская интрузия: *4* — породы первой фазы интрузии щелочных пород; *5* — комплекс хибинитов; *6* — комплекс трахитоидных хибинитов; *7* — рисчорриты; *8* — ийолит-уртиты; *9* — неравнозернистые нефелиновые сланцы; *10* — комплекс фойяитов.

полагать в нижних частях интрузивных тел четкорасслоенные породы со слоями, обогащенными интересными для практики минералами: сфеном, титаномагнетитом, апатитом, редкометальными минералами (Галахов, 1965б, 1968б). Даже при малом количестве анализов уже замечено обогащение некоторых слоев трахитоидных хибинитов рядом элементов. Так, содержание P_2O_5 достигает (вес.%) 1.86; Nb_2O_5 — 0.25; Ta_2O_5 — 0.026; TiO_2 — 13.47. Это расширяет перспективы поисково-разведочных работ в Хибинских тундрах и делает настоятельным бурение глубоких скважин.

Небольшие различия средних химических составов Хибинского и Ловозерского массивов (Галахов, 1966в) и ряд других сходных черт (Галахов, 1965а) указывают на родство магм и близость условий их образования. Точки составов салической составляющей дифференциатов обоих массивов располагаются на диаграммах (рис. 1 и 4) в одних и тех же участках, а линии дифференциаций имеют подобную ориентировку.

Точки состава салической части пород в ритмично повторяющихся пачках дифференцированного комплекса Ловозерского массива (рис. 4) располагаются в последовательности, соответствующей пространственному положению их в разрезе (снизу вверх): уртит, фойяит, луяврит. В последовательности, также соответствующей пространственному положению пород в массиве, располагаются и точки составов сингенетичных пород Хибинского массива, что хорошо иллюстрируется комплексами трахитоидных хибинитов и рисчорритов—ийолит-уртитов. В отмеченных сингенетичных породах в обоих массивах состав нормативной салической

части снизу вверх менялся от поля карнегиита через поле нефелина к полю полевого шпата или лейцита. Все это дает основание полагать, что магматический очаг для Хибинского и Ловозерского массивов мог быть общим, как это ранее и предполагали В. Рамсей и О. А. Воробьева.

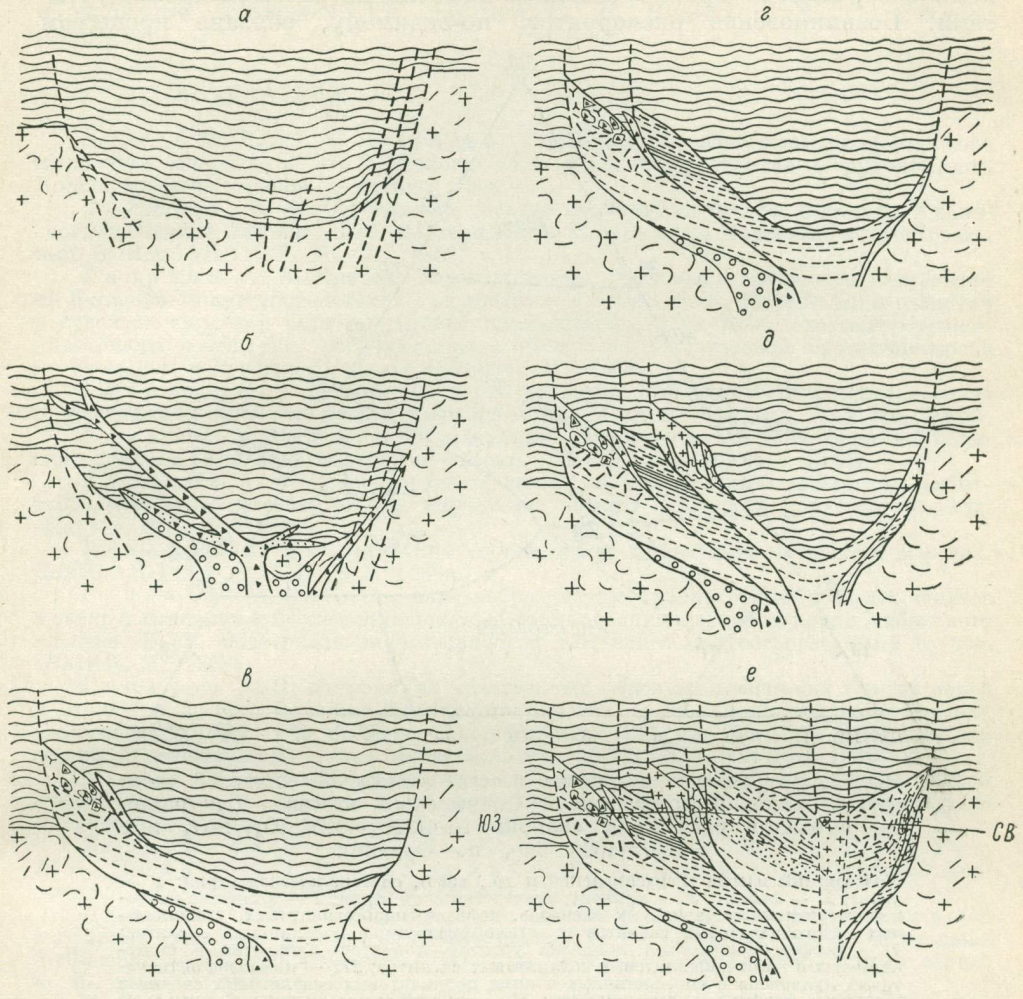


Рис. 3. Схема механизма образования Хибинского щелочного массива.

Условные обозначения см. на рис. 2. *а* — архейские гнейсы, перекрытые протерозойскими породами свиты имандра-варзуга и палеозойскими песчаниками; разбиты системой разломов и трещин со смещениями; *б* — каледонская интрузия щелочно-ультраосновного состава и внедрение пород первой фазы герцинского щелочного массива; *в* — внедрение хибинитов; *г* — внедрение трахитоидных хибинитов; *д* — интрузия рисчорритов—ийолит-уртитов; *е* — внедрение неравнозернистых нефелиновых сиенитов и фойяитов.

О сходстве и родстве проявления щелочно-ультраосновного магматизма в Хибинах с календонскими щелочно-ультраосновными массивами Кольского полуострова свидетельствует присутствие однотипных пород и специфических минералов каледонских щелочно-ультраосновных массивов — перовскита и меллилита, а также монтичеллита. Характерным и однотипным является набор элементов-примесей, близки и петрохимические характеристики пород (Галахов, 1966а).

Средний химический состав Хибинского массива в сравнении с Сыннырским щелочным массивом характеризуется резко повышенным содержанием натрия. Тем не менее в Хибинском массиве в одну из стадий

его становления все же появляются калиевые разновидности—рисчорриты, содержащие K_2O до 13—14%. Они подобно наиболее калиевым породам Сыннырского массива — псевдолейцититам, представляющим верхнюю часть мощного расслоенного комплекс-плутона, слагают верхнюю часть комплекса, низы которого в основном сложены натриевыми ийолит-уртитами. Возникновение рисчорритов, по-видимому, обязано процессам

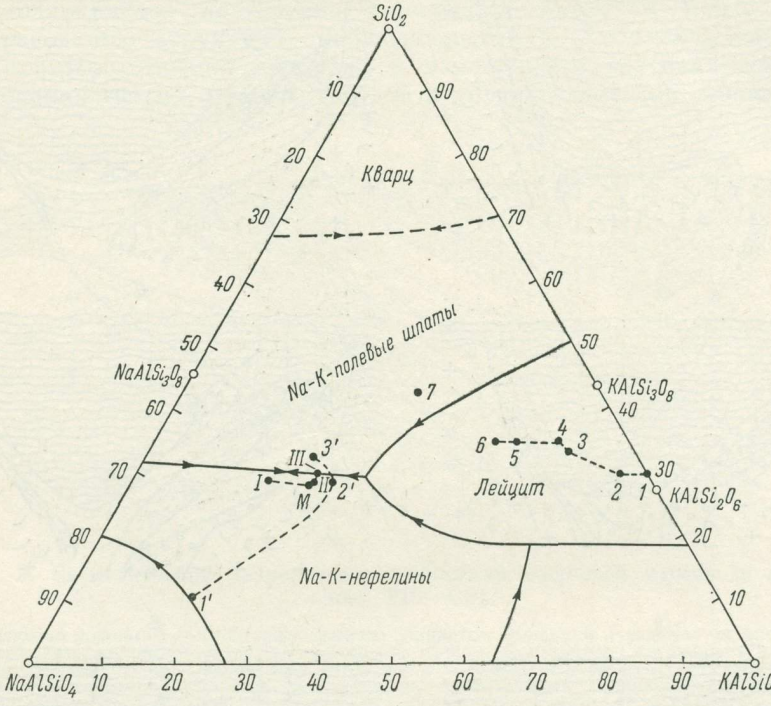


Рис. 4. Эволюция нормативного состава салической составной части горных пород Ловозерского и Сыннырского массивов (диаграмма гетерогенного равновесия системы $NaAlSiO_4$—$KAlSiO_4$—SiO_2 при H_2O=1000 бар, по Фудали).

Ловозерский массив (Герасимовский и др., 1966), сингенетическая серия: *1'* — уртит, *2'* — фойяит, *3'* — луяврит; эпигенетическая серия: *I* — комплекс равномернозернистых нефелиновых сиенитов, нефелин-гидросодалитовых, пойкилитовых гидросодалитовых сиенитов и метаморфизованных нефелиновых сиенитов; *II* — дифференцированный комплекс уртитов—фойяитов—луявритов и сингенетичных с ними пойкилитовых содалитовых сиенитов; *III* — комплекс эвдиалитовых луявритов и сингенетичных с ними пойкилитовых содалитовых сиенитов и тавитов, порфировидные луявриты; *M* — средний состав массива. Сыннырский массив (Дудкин, Зак, Горстка, 1967): *1* — псевдолейцитит; *2* — псевдолейцитовый сиенит; *3* — фергусит; *4* — шонкинит; *5* — средний состав массива; *6* — массивный дитроит; *7* — пуласкиты-гедрумиты (средний состав).

магматической дифференциации. Последние обусловили обогащение верхней части интрузива наиболее ранними по образованию и сравнительно легкими группировками ионов калия с наиболее кислыми алюмосиликатными анионами, т. е. группировками, соответствующими будущему существенно калиевому полевому шпату, являющемуся главной составной частью рисчорритов. Вследствие этого процесса в низах комплекса могли возникнуть расплавы ийолит-уртитового и апатит-нефелинового составов.

Точки состава салической части пород Хибинского и Сыннырского массивов располагаются на диаграммах в разных ее участках. Ориентировка линий дифференциации также различная (рис. 1, 4).

При обсуждении вопроса о составе родоначальной магмы и возникновении значительных объемов нефелин-сиенитового расплава, образовавшего Хибинский и Ловозерский массивы, следует иметь в виду, с одной

стороны, устанавливающуюся связь их с предшествующим щелочно-ультраосновным магматизмом и, с другой — возможность образования щелочного расплава непосредственно из какого-то участка или зоны неоднородного верхнего слоя мантии. С верхней мантией связывают образование Ловозерского массива И. В. Буссен и А. С. Сахаров (1968).

ЛИТЕРАТУРА

Буссен И. В., А. С. Сахаров. Первичная расслоенность Ловозерского щелочного массива. В сб. «Геологическое строение, развитие и рудоносность Кольского полуострова», Апатиты, 1968.

Галахов А. В. Особенности состава породообразующего нефелина Хибинского щелочного массива. В сб. «Материалы по минералогии Кольского полуострова», вып. 3, Изд. АН СССР, М.—Л., 1962.

Галахов А. В. Краткая характеристика проявлений щелочного магматизма на Кольском полуострове в связи с их апатитоносностью. В сб. «Перспективы развития и освоения сырьевой базы апатитовой промышленности на Кольском полуострове». (Материалы совещания, посвященного сырьевой базе апатитовой промышленности на Кольском полуострове, 12—13 III 1964), М., 1965а.

Галахов А В. Некоторые черты геологии Хибинского щелочного массива и перспективы поисково-разведочных работ в Хибинских тундрах. Там же, 1965б.

Галахов А. В. О проявлении щелочно-ультраосновного магматизма в Хибинских тундрах (Кольский полуостров). Докл. АН СССР, т. 170, № 3, 1966а.

Галахов А. В. О расслоенности интрузива трахитоидных хибинитов Хибинского щелочного массива. В кн. «Щелочные породы Кольского полуострова», изд. «Наука», М.—Л., 1966б.

Галахов А. В. Химический состав пород Хибинского щелочного массива. Докл. АН СССР, т. 171, № 5, 1966в.

Галахов А. В. Состав породообразующих калинатровых полевых шпатов в связи с химизмом и последовательностью формирования щелочных пород Хибинского массива. В сб. «Материалы по минералогии Кольского полуострова», вып. 6, изд. «Наука», Л., 1968а.

Галахов А. В. Петрохимия естественных рядов магматических горных пород и эволюция щелочной магмы Хибинского массива. В сб. «Геологическое строение, развитие и рудоносность Кольского полуострова». (Сборник докладов на юбилейной сессии, посвященной 50-летию советской власти, 18 IX 1967), Апатиты, 1968б.

Галахов А. В. Породообразующий нефелин как индикатор магматической дифференциации (на примере Хибинского щелочного массива). В сб. «Материалы по минералогии Кольского полуострова», вып. 7, изд. «Наука», Л., 1969.

Герасимовский В. И., В. П. Волков, Л. Н. Когарко, А. И. Поляков, Т. В. Сапрыкина, Ю. А. Балашов. Геохимия Ловозерского щелочного массива. Изд. «Наука», М., 1966.

Дудкин О. Б., С. И. Зак, В. Н. Горстка. Ассоциации минералов в крайних калиевых и натриевых дифференциатах щелочных интрузий (на примере Хибинского и Сыннырского массивов). Зап. Всесоюзн. минер. общ., вторая серия, ч. 96, вып. 5, 1967.

Иванова Т. Н. Апатитовые месторождения Хибинских тундр. М., Госгеолтехиздат, 1963.

Минаков Ф. В., Е. А. Каменев, М. М. Калинкин. Об исходном составе и эволюции ийолит-уртитовой магмы Хибинского щелочного массива. «Геохимия», № 8, 1967.

И. В. Буссен, А. С. Сахаров

ПЕРВИЧНАЯ РАССЛОЕННОСТЬ ЛОВОЗЕРСКОГО МАССИВА

В Ловозерском щелочном массиве, сложенном породами формации нефелиновых сиенитов, первичная расслоенность проявлена отчетливо и разнообразно. Слоистое строение массива визуально наблюдается издалека: террасы на склонах, светлые и темные полосы в обрывах долин и цирков отвечают выходам горизонтов различных пород. Слои разных пород различаются в одном штуфе или даже в шлифе. Ширина полос (мощность слоев) неодинакова — от десятков метров до 1 см (Буссен, Сахаров, 1967).

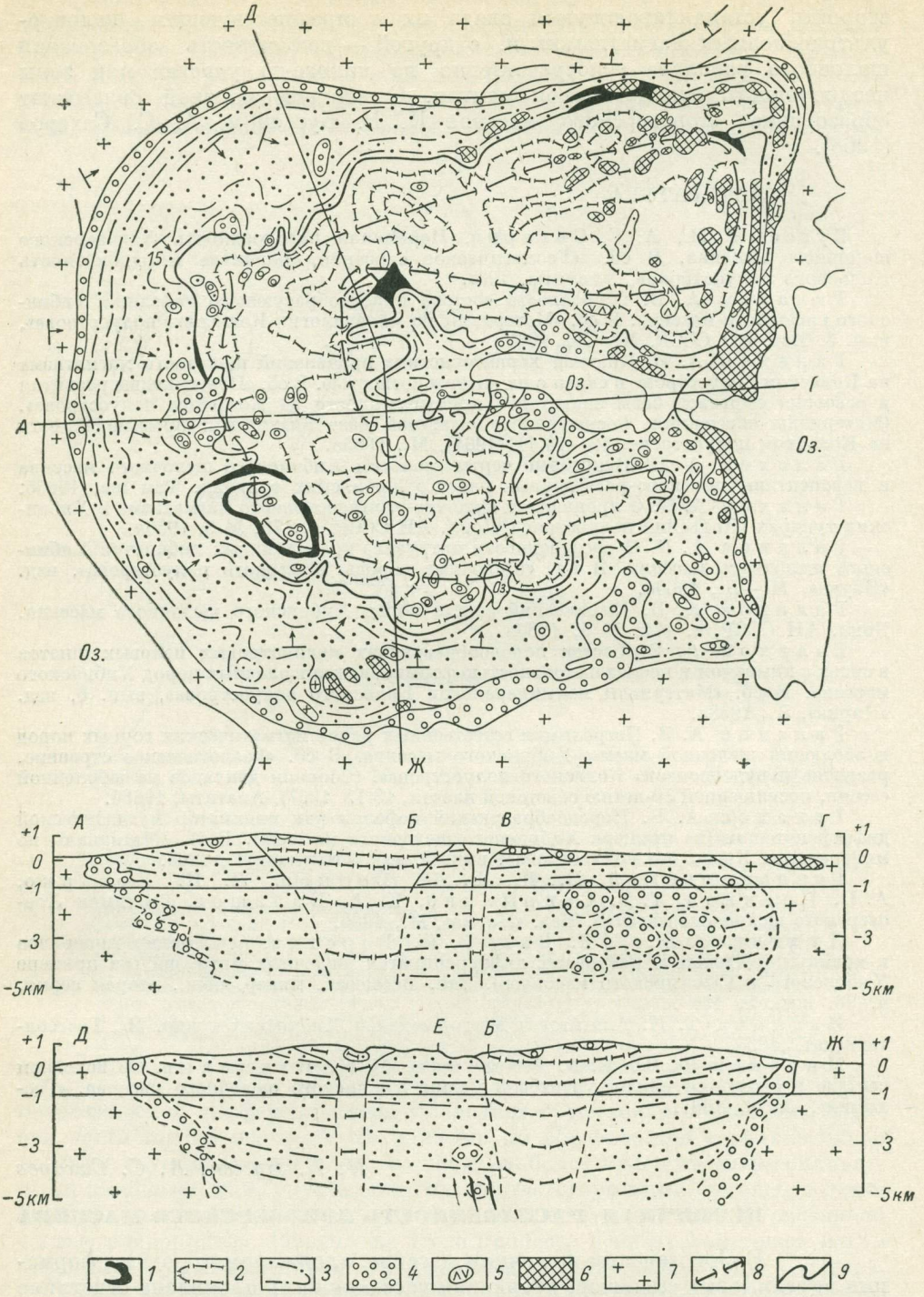


Рис. 1. Ловозерский щелочной массив. Схема геологического строения.

Щелочные породы Ловозерского массива (карбон): *1* — породы серии ловозерит-мурманитовых порфировидных луявритов, V группа; *2* — породы комплекс-плутона эвдиалитовых луявритов, IV группа; *3* — породы комплекс-плутона луявритов—фойяитов—уртитов, III группа. В III и IV группах значки поставлены вдоль выходов слоев; *4* — пойкилитовые и порфировидные нефелин-содалитовые сиениты, II группа и брекчия этих пород в породах III группы; *5* — метаморфизованные щелочные породы, I группа; *6* — девон—карбон, ловозерская осадочно-вулканогенная свита; *7* — архей (и протерозой?): гнейсы, гранито-гнейсы, граниты, метаморфические сланцы, кварциты, амфиболиты; *8* — границы ареала прорыва; *9* — контакты щелочного массива. Разрезы глубже 1 км основаны на представлениях и построены с учетом геофизических работ Г. Н. Шаблинского, поэтому границы в этой части даны пунктиром.

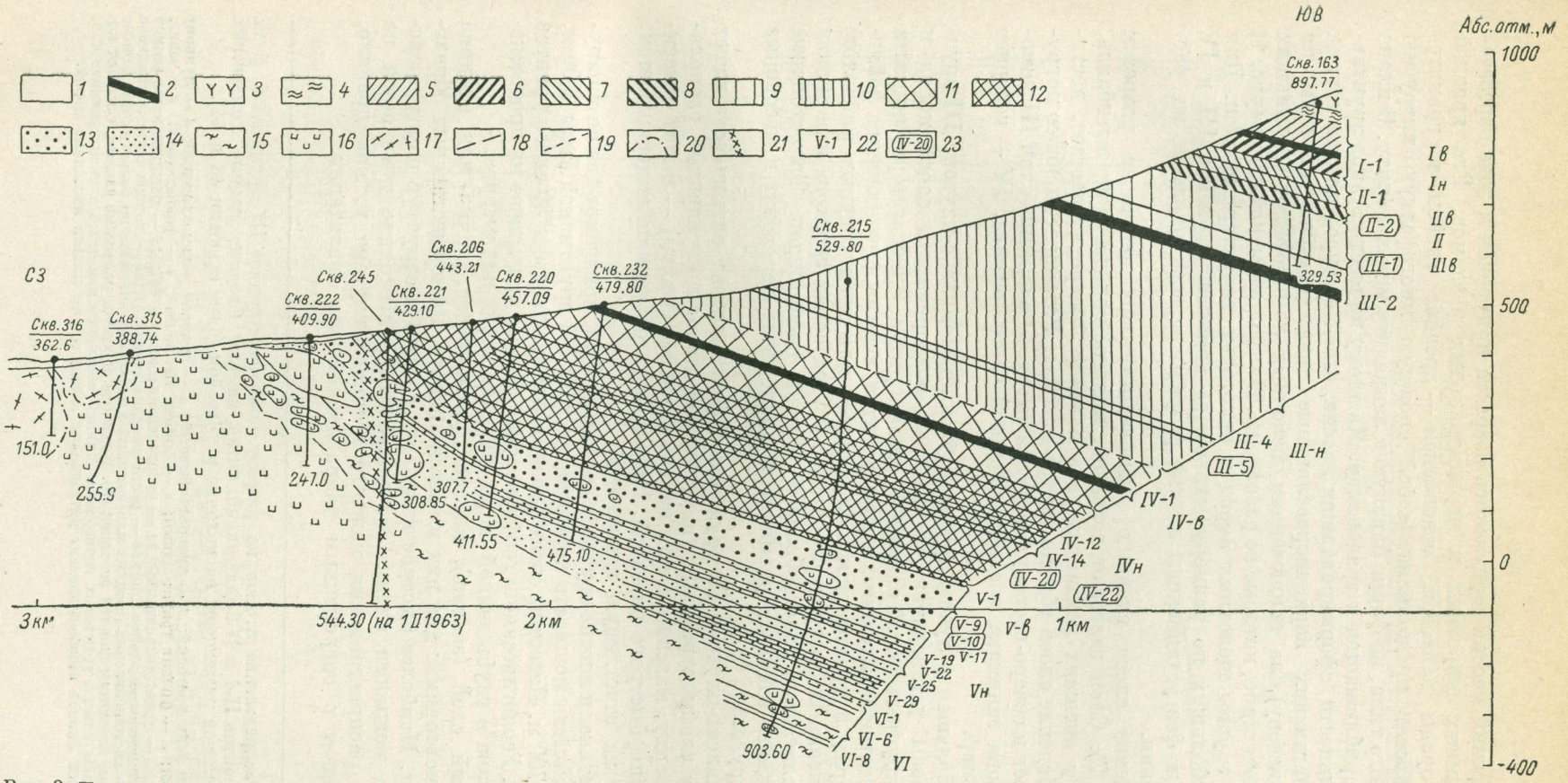


Рис. 2. Положение слоев комплекс-плутона луявритов—фойяитов—уртитов в западной части массива, р. Аллуай. Составлено Н. Д. Солодом с добавлениями и изменениями А. С. Сахарова по данным Ловозерской экспедиции и Кольского филиала АН СССР.

1 — рыхлые образования; *2* — уртиты; *3* — эвдиалитовые луявриты; *4* — порфировидные луявриты; *5* — фойяиты, внизу мощный горизонт уртитов (пачка Iв); *6* — луявриты с мощным горизонтом лейкократовых луявритов (пачка Iн); *7* — чередующиеся луявриты и фойяиты с двумя горизонтами уртитов (пачка IIв); *8* — горизонты луявритов с прослоями фойяитов между ними (пачка IIн); *9* — фойяиты с горизонтами амфиболовых луявритов и двумя горизонтами уртитов (пачка IIIв); *10* — луявриты с маломощными горизонтами фойяитов и уртитов (пачка IIIн); *11* — фойяиты и луявриты с мощным горизонтом уртитов (пачка IVв); *12* — чередующиеся фойяиты, луявриты и ювиты (пачка IVн); *13* — фойяиты и ювиты (пачка Vв); *14* — луявриты, фойяиты и ювиты (пачка Vн); *15* — фойяиты с горизонтами уртитов и луяврит-ювитов (пачка VI); *16* — породы комплекса пойкилитовых и порфировидных нефелин-содалитовых сиенитов; *17* — измененные гнейсы; *18* — контакты комплексов щелочных пород; *19* — границы пачек; *20* — контакт массива; *21* — зона дробления; *22* — номер уртитовых горизонтов; *23* — маркирующие горизонты.

Ловозерский массив герцинского возраста приурочен к зоне пересечения глубинных широтных и меридиональных разломов. Его кровлей служат породы палеозоя, основанием — древние гнейсы и гранитогнейсы. Массив представляет собой сложную многофазную интрузию центрального типа, по форме близкую к лакколиту или лополиту. В плане ее форма приближается к трапецоиду. Каждому из шести этапов эруптивной деятельности, сформировавших массив, отвечает определенная группа пород, слагающих первичнорасслоенные тела (комплекс-плутоны по Н. А. Елисееву), за исключением щелочных лампрофиров, возникших на последнем этапе, которые не расслоены. На геологической схеме (рис. 1) показаны группы щелочных пород и некоторые характерные слои. Для двух, наибольших по размеру, «главных» комплекс-плутонов III и IV эруптивных фаз установлены единые разрезы на всей площади их распространения.

Положение слоев главных комплекс-плутонов видно на разрезах (рис. 1 и 2). Слои залегают согласно, полого, волнообразно изгибаясь, и только у внешних контактов угол падения быстро возрастает, достигая 50°. Падение слоев обычно внутрь массива. Установлено общее погружение слоев к северо-востоку: наиболее высокое положение слои III комплекс-плутона занимают в северо-западной части массива, IV — севернее оз. Сейдъявр.

В наибольшем и лучше других изученном комплекс-плутоне III эруптивной фазы установлена ритмическая повторяемость слоев пород и сходство крупных частей разреза — единиц ритма. Элементом ритмичности служит сочетание массивных пород (уртитов, ювитов, сменяющихся фойяитами) сверху и трахитоидных (луявритов или трахитоидных фойяитов) снизу, связанных быстрым переходом. В этих зонах перехода или вблизи них располагаются пластообразные залежи пегматоидов. Трахитоидные породы одного элемента ритмичности постепенно переходят в массивные породы другого.

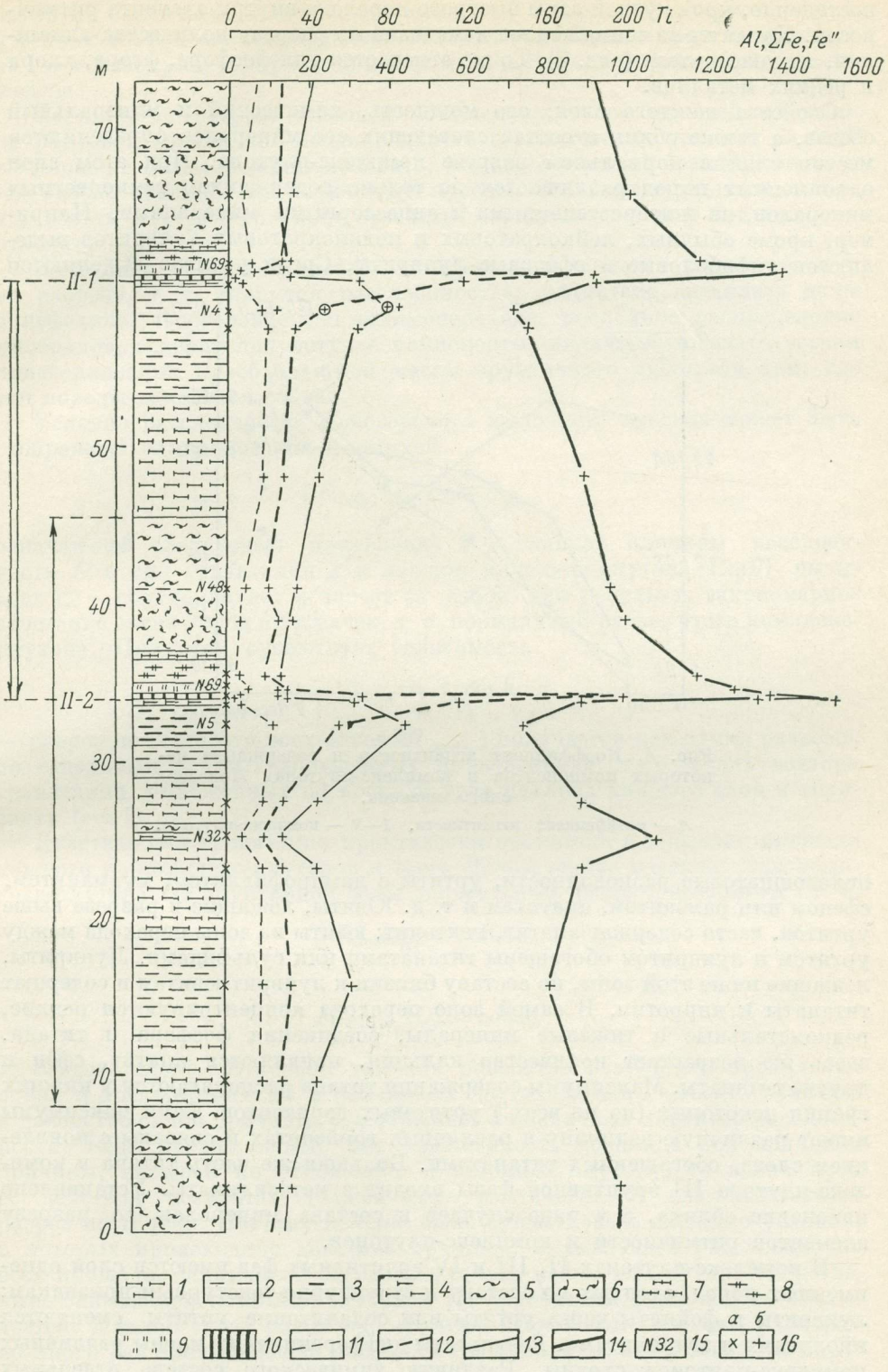
В комплекс-плутоне IV эруптивной фазы элемент ритмичности имеет обратную схему строения: трахитоидные породы (луявриты) располагаются вверху, массивные или неявно слоистые (ювиты) — внизу относительно зоны быстрого перехода. Ритмичность разреза не выдерживается, несмотря на отчетливую слоистость.

По вертикали массив изучен более чем на 2 км, признаков дна не обнаружено. Вскрытая мощность комплекс-плутона III эруптивной фазы 2500 м, IV — до 700 м. Известны сотни слоев, в том числе свыше 80 слоев уртитов и ювитов. Геологические и геофизические данные указывают на продолжение массива в глубь земной коры на несколько километров.

Каждый слой (залежь), элемент ритмичности, пачки или единица ритма неповторимы: для них имеются аналоги, но тождественных образований нет. Наиболее быстрое изменение состава и структур пород происходит по мощности слоев. Это направление постоянно изменяется на площади распространения каждого комплекс-плутона и, как правило, не совпадает с современным направлением сил гравитации.

Рис. 3. Распределение атомов по разрезу комплекс-плутона III эруптивной фазы близ горизонтов II-1 и II-2 (алюминий, титан, железо). Сводные данные химических анализов размещены на колонке р. Тавайок (близ скважин 43 и 44).

1 — луяврит лейкократовый; *2* — луяврит обычный; *3* — луяврит меланократовый; *4* — луяврит с титанатами; *5* — фойяит трахитоидный; *6* — фойяит массивный; *7* — фойяит-ювит; *8* — ювит; *9* — уртит; *10* — уртит титанатовый; *11* — распределение атомов Fe''; *12* — распределение атомов Ti; *13* — распределение атомов ΣFe; *14* — распределение атомов Al; *15* — номера частных анализов пород; *16* — местоположение (средних или частных) химических анализов по разрезу (*а*) и данные по отдельным элементам для тех же точек (*б*). Кружком обведены расчетные данные. Слева от колонки указаны номера уртитовых горизонтов. Линией обозначен принятый элемент ритмичности. Двойной линией выделен элемент ритмичности между двумя слоями массивных пород.


0 40 80 120 160 200 Ti
Al, ΣFe, Fe''
0 200 400 600 800 1000 1200 1400 1600
м
70
50
40
30
20
10
0
II-1
II-2
N69
N4
N48
N69
N5
N32
1 2 3 4 5 6 7 8
9 10 11 12 13 14 N32 15 а б 16

Минеральный и химический состав от слоя к слою изменяется очень постепенно, кроме узкой зоны быстрого перехода внутри элемента ритмичности. Характерно сопряженное изменение по разрезу количества алюминия, титана, железа (рис. 3). То же отмечается для фосфора, фтора, хлора и редких металлов.

Свойства каждого слоя, его мощность, химический и минеральный состав, а также облик и состав слагающих его минералов определяются местом слоя в нормальном разрезе комплекс-плутона. При этом слои одноименных пород различаются не только содержанием темноцветных минералов, но и второстепенными и акцессорными минералами. Например, кроме обычных, лейкократовых и меланократовых луявритов выделяются амфиболовые и сфеновые луявриты. Среди уртитов выделяются

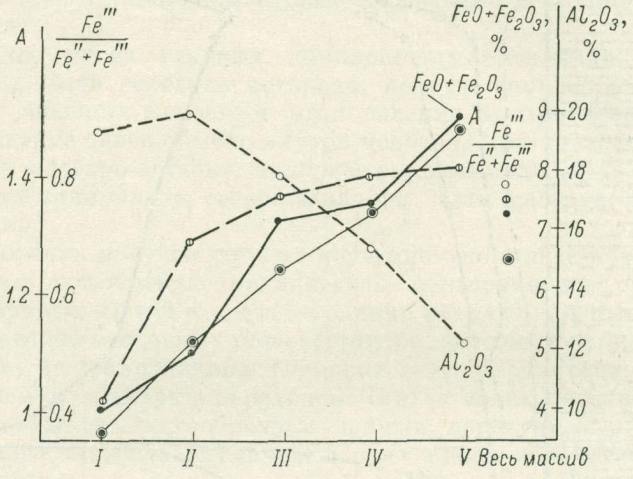


Рис. 4. Коэффициент агпаитности и содержание некоторых компонентов в комплекс-плутонах Ловозерского массива.

A — коэффициент агпаитности, I—V — комплекс-плутоны.

полевошпатовые разновидности, уртиты с лампрофиллитом, мурманитом, сфеном или рамзаитом, апатитом и т. д. Ювиты, лежащие в разрезе выше уртитов, часто содержат апатит, пектолит; ювиты из зоны перехода между уртитом и луявритом обогащены титанатами или сульфидами. Луявриты, лежащие ниже этой зоны, по составу близки к луяврит-ювитам и содержат титанаты и пирротин. В самой зоне перехода концентрируются редкие, редкометальные и тяжелые минералы, соединения фосфора и титана, здесь же возрастает количество кальция, появляются апатит, сфен и другие титанаты. Максимумы содержания титана располагаются у нижних границ некоторых (но не всех!) уртитовых горизонтов. Сами максимумы имеют различную величину в различных горизонтах и связаны с появлением слоев, обогащенных титанатами. Большая же часть титана в комплекс-плутоне III эруптивной фазы входит в метасиликаты. Установлено изменение облика, а в ряде случаев и состава минералов по разрезу элементов ритмичности и комплекс-плутонов.

В комплекс-плутонах II, III и IV эруптивных фаз имеются слои одноименных пород, сходных по составу и структурно-текстурным признакам; луявриты и фойяиты через уртиты или содалитовые уртиты сменяются ийолитами и эгиринитами. Результаты дифференциации магмы различных комплекс-плутонов сходны. Различия химического состава отдельных слоев в каждом комплекс-плутоне больше, чем различия в составе пачек

и комплекс-плутонов в целом. Основное различие состава одноименных пород из различных комплекс-плутонов — в содержании второстепенных и редких элементов. Коэффициент агпаитности закономерно изменяется от I к V фазе (рис. 4), при этом изменяется и степень окисленности атомов железа.

Постоянство разреза главных комплекс-плутонов на всей площади их распространения при неоднородности геологических условий на этой же площади дает основание полагать, что расслоенность возникла не там, где сейчас залегают магматические породы. Это подтверждается и тем, что состав и структура жил отвечают породам, от слоев которых они отходят.

Изменение облика и состава минералов в элементе ритмичности и по разрезу, т. е. «скрытая расслоенность», отсутствие катаклаза даже в нефелине, своеобразие зон взаимоперехода, послойное распределение минералов, содержащих летучие компоненты, являются доказательством кристаллизации преобладающей массы эруптивного субстрата там, где эти породы находятся сейчас.

Условно расслоенность Ловозерского щелочного массива может быть отображена символической формулой

$$F_{\mathrm{CmPl}}(g,\ D) \subset R_{\text{норм}},$$

означающей следующее: проявление F — главной причины расслоенности D и сил гравитации g в каждом комплекс-плутоне CmPl вызывает $\subset$ — обусловливает и влечет за собой как результат закономерное сочетание слоев пород и их пачек, т. е. нормальный разрез этого комплекс-плутона. При этом существует зависимость

$$R_{\text{норм}} = R_g \cos \theta$$

— разрез по мощности всех слоев ($R_{\text{норм}}$) получается как сумма разрезов по отдельным слоям, наблюдаемых по вертикали, т. е. вдоль вектора гравитации, умноженных на косинус угла наклона каждого слоя к горизонту ($\cos \theta$).

Действие сил гравитации практически постоянно в пределах площади каждого из комплекс-плутонов и всего Ловозерского массива. Для комплекс-плутона III эруптивной фазы нормальный разрез постоянен, т. е.

$$R_{\mathrm{CmPl}_{\mathrm{III}}} = \mathrm{const}.$$

Отсюда

$$F_{\mathrm{CmPl}_{\mathrm{III}}}(D) = \mathrm{const},$$

и, следовательно, $D = \mathrm{const}$, так как равенство результата проявления одной и той же причины в различных частях данного объекта означает и равенство самой причины. Это отражает и первичный характер расслоенности. Если предположить, что расслоенность возникла под влиянием причины, внешней по отношению к комплекс-плутону, то вдоль пути ее действия результат должен быть различным. В действительности разрез постоянен. Поэтому должно было существовать сходство условий, в которых происходило действие причины, вызывающей расслоение на всей площади, занимаемой расслаивающимся расплавом. В пространстве, ныне занимаемом комплекс-плутоном III эруптивной фазы, это не соблюдается. Наклон слоев различен, крупные ксенолиты, по своим размерам во много раз превышающие мощность граничащих с ними слоев, не нарушают расслоенности, условия охлаждения в разных частях были различными, так как влияла близость к внешним ограничениям и т. п.

Главной причиной возникновения слоев, вероятно первоначально горизонтальных, по нашему мнению, является спонтанная неоднородность, свойственная силикатным расплавам. В крупных порциях щелочной магмы, отвечающих отдельным эруптивным фазам, еще в жидком состоянии обособились капли, линзы и слои различного состава в зависимости от сил химического сродства между отдельными ионами, присутствия тяжелых элементов с высокой валентностью и малым радиусом иона (титана и др.), а также серы и легколетучих компонентов.

Под действием сил гравитации слои располагались горизонтально, залегая согласно. Затем при разломах вышележащих толщ расслоенный субстрат поднимался вверх, несколько распространяясь в стороны. При этом изменялось исходное (горизонтальное) положение слоев, местами нарушалась и расслоенность.

Ловозерский щелочной массив — не единственный, относящийся к первичнорасслоенным интрузивным телам. Аналогичные объекты, сложенные щелочными, щелочными—ультраосновными, ультраосновными и основными породами и имеющие различный возраст, распространены на Кольском полуострове и в других районах СССР, а также во всем мире в платформенных областях.

Первичная расслоенность — форма проявления магматической дифференциации. Установленные в Ловозерском массиве главнейшие черты расслоенности свойственны всем телам подобного рода и имеют общее значение, именно: слои в комплекс-плутонах и различные комплекс-плутоны каждого массива сложены комагматическими породами. Такие породы родственны в химическом отношении, принадлежат единому петрологическому типу, т. е. являются продуктами дифференциации одной магмы; слои каждого комплекс-плутона залегают согласно и связаны переходами то более, то менее постепенными; они могут давать раздувы и пережимы, переходить в серии линз, выклиниваться, но никогда не пересекаются, что и доказывает одновременность образования слоев каждого комплекса-плутона. Химический состав пород, состав и формы развития минералов по разрезу каждого комплекс-плутона изменяются постепенно; однотипные пачки слоев — элементы ритмичности — могут многократно ритмически повторяться, образуя «единицы ритма», которые, также повторяясь, слагают комплекс-плутоны или массивы. Их состав и внутреннее строение независимы от состава и строения вмещающих толщ.

Редкие, редкометальные и рудные минералы распределяются в разрезе ритмично, подчиняясь тем же закономерностям, которым подчинены обычные породообразующие минералы. С первичнорасслоенными массивами связаны месторождения полезных ископаемых, нередко крупные по своим размерам. Поэтому их изучение имеет не только петрологический, но и практический интерес.

Суждения, высказанные нами, близки к воззрениям Ф. Ю. Левинсон-Лессинга (1949), А. Гики и И. Тилла (Geikie, Teall, 1894), В. В. Щербины (1964), Н. В. Белова (1963), Н. А. Торопова (Торопов и Барзаковский, 1963).

Возникновение неоднородности силикатных расплавов известно давно (более 12 лет) и успешно используется техникой при производстве ситаллов (Бережной, 1966).

Однако многие геологические стороны исследуемых феноменов, в частности ритмичность проявления расслоенности, остаются не изученными. Условия возникновения расслоенности интрузивных массивов и формы ее проявления должны быть исследованы совместно геологами и петрографами-экспериментаторами.

ЛИТЕРАТУРА

Белов Н. В. Основной магматический процесс в свете кристаллохимии. Химия земной коры, т. I, Тр. геох. конфер., посв. 100-летию со дня рожд. акад. В. И. Вернадского, изд. АН СССР, М., 1963.

Бережной А. И. Ситаллы и фотоситаллы. Изд. «Машиностроение», М., 1966.

Буссен И. В., А. С. Сахаров Геология Ловозерских тундр. Изд. «Наука», М.—Л., 1967.

Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Геологический очерк Южно-Заозерной дачи и Денежкина камня на Северном Урале. Избр. труды, т. I, Изд. АН СССР, М., 1949.

Торопов Н. А., В. П. Барзаковский. Высокотемпературная химия силикатных и других окисных систем. Изд. АН СССР, Л.—М., 1963.

Щербина В. В. К геохимии силикатных расплавов. Зап. Всесоюзн. минер. общ., ч. 93, № 5, 1964.

Geikie A. a. I. Teall. On the banded structure of some tertiary gabbros in the Isle of Skye. *Quart. Journ. Geol. Soc.*, vol. 50, 1894.

В. А. Кононова, Е. В. Свешникова

О СВЯЗИ ЩЕЛОЧНОГО МАГМАТИЗМА С ИСТОРИЕЙ РАЗВИТИЯ ЦЕНТРАЛЬНОЙ СТРУКТУРЫ КОВДОРСКОГО ТИПА (КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ)

Большинство исследователей относят сложные массивы щелочных пород, формировавшиеся в ассоциации с ультраосновными и развитые, как правило, на платформах, к интрузиям центрального типа (Кухаренко и др., 1965; Гинзбург, Эпштейн, 1968, и др.). Основанием для такого вывода служат округлая форма массивов, крутые внешние контакты, кольцевое расположение отдельных серий пород. Вместе с тем ряд таких особенностей строения, как обратная зональность в размещении пород с более древним ядром ультраосновного состава и более молодым периферическим кольцевым телом мельтейгитов и ийолитов, а также широкое участие метасоматических пород, противоречат классической схеме строения интрузий центрального типа по Андерсону (Anderson, 1935—1936 гг.). В связи с этим возникает вопрос, правомерно ли вообще относить эти массивы к интрузиям центрального типа?

В настоящей статье предпринята попытка реконструировать структуру сложных интрузивов щелочного и ультраосновного составов платформ на примере одного из характерных массивов этого типа — Ковдорского (Кольский плуостров) путем сранительного анализа геологического положения, состава и времени проявления слагающих его пород.

В современном эрозионном срезе Ковдорский массив имеет сложное концентрически-зональное строение. Детальные исследования, проведенные нами на массиве в 1961—1965 гг., дали основание считать, что на магматическом этапе образовалось ядро массива, сложенное оливинитами, и произошло внедрение щелочных пород. Разнообразные существенно флогопитовые, мелилитовые, монтичиллитовые породы залегают по границе оливинитов и щелочных пород периферического кольца, обусловливая наложенную метасоматическую зональность. Все эти магматические и метасоматические породы массива пересекаются по линейным зонам самыми поздними форстерит-апатит-магнетитовыми рудами и карбонатитами. Для восстановления первичной структуры массива особое значение приобретают щелочные породы, относящиеся к многофазным образованиям. Они фиксируют главные элементы развития структуры, как это будет показано далее.

Ковдорский массив изучался многими геологами, а некоторые исследователи проводили многолетние детальные работы. Но до сих пор отсутствует общепризнанная схема последовательности формирования щелочных пород даже среди сторонников гипотезы об интрузивном происхождении бóльшей их части. Так, Н. А. Волотовская (1957) помимо жильных ийолитов выделяла две субфазы в истории становления щелочной интрузии: 1) мелкозернистые ийолиты, мельтейгиты и 2) средне- и крупнозернистые ийолиты и ийолит-уртиты. А. А. Кухаренко и др. (1965) развивают представление об однофазном формировании нефелин-пироксеновых пород с явлениями дифференциации в камере интрузии и относят к самостоятельной субфазе лишь жильные породы.

Детальные исследования, проведенные в последние годы на Ковдорском массиве, позволили нам выявить пять фаз щелочного магматизма.

Ранние пегматоидные ийолиты. Их дайки приурочены исключительно к оливинитам ядра массива. Имеют сравнительно выдержанный минеральный состав: нефелин, отчасти замещенный канкринитом (около 60%), диопсид (около 38%), магнетит, замещенный частично сфеном, редкие зерна апатита, иногда кальцит, флогопит. Состав одного из главных породообразующих минералов — нефелина — заметно отличается от состава нефелина из других групп щелочных пород Ковдорского массива пониженным содержанием окиси калия (4.84—5.86%) при повышенных количествах окиси натрия (16.62—17.18%), а также постоянным присутствием окиси кальция до 0.71% (Кононова, Органова, Ломейко, 1965). В составе пироксена обращают на себя внимание низкие содержания щелочей (Na_2O до 0.63%) и железа (3—5%) при высоких количествах магния (14—16%). Магнетит представлен разновидностью с невысоким (около 4%) содержанием окиси титана. Химический состав неизмененного пегматоидного ийолита характеризуется умеренной щелочностью ($Na_2O+K_2O/Al_2O_3=0.8$), преобладанием натрия над калием ($Na_2O : K_2O=4.0$), высокой магнезиальностью (табл. 1, анализ 1).

Метасоматические процессы — мелилитизация и флогопитизация — существенно меняют состав и строение пегматоидных ийолитов.

Мельтейгиты (главная фаза интрузии) периферического щелочного кольца первоначально, вероятно, слагали его полностью. В современном эрозионном срезе мельтейгиты представлены преимущественно метасоматически измененными разностями. В неизмененном виде они имеют мелкозернистое сложение, характерную аллотриоморфную структуру и состоят из нефелина (около 24%), пироксена (около 50%) и титанистого магнетита (около 14%), замещенного отчасти перовскитом, и акцессорного апатита. В нефелине из такого первичного мелкозернистого мельтейгита повышается кальсилитовая составляющая ($K_2O=6.16\%$) по сравнению с нефелином из пегматоидного ийолита. Обращает на себя внимание увеличение в пироксене эгириновой составляющей (окиси натрия 1.09%) при снижении роли магния (около 13%). В магнетите отмечается высокое содержание окиси титана (7.82%). В связи с большим количеством магнетита химический состав неизмененного мельтейгита не совсем обычен и приближается к якупирангиту (табл. 1, анализ 2).

Метасоматические процессы — нефелинизация, ослюденение — существенно изменили первичный облик и состав мельтейгитов, превратив их в разнообразные более лейкократовые породы нефелин-пироксенового (уртиты, ийолит-уртиты) и нефелин-пироксен-флогопитового состава.

Порфировидные ийолиты образуют главным образом кольцевые дайки, обычно во внешней части ядра оливинитов, реже они секут нефелин-пироксеновые породы щелочного кольца. Это мелкозер-

Таблица 1

Химический состав интрузивных щелочных пород главного Ковдорского массива (анализы 1—7) и гипабиссальных пород Малого массива (8)

Компоненты	Пегматоидный ийолит	Мельтейгит	Порфировидный ийолит	Канкринитовый сиенит	Нефелиновый сиенит, канкринитизированный	Меланократовый нефелиновый сиенит	Трахитоидный нефелиновый сиенит	«Трахитоидный ийолит», близкий по составу к нефелиниту
	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO_2	41.20	40.77	45.24	49.76	49.04	50.59	53.39	43.38
TiO_2	1.28	2.94	0.32	0.46	0.51	0.79	0.88	1.50
Al_2O_3	16.00	4.57	20.15	17.14	17.33	18.47	18.04	15.70
Fe_2O_3	7.10	7.04	3.95	5.71	5.61	4.26	2.52	4.70
FeO	4.39	7.45	2.34	0.85	3.25	1.71	3.31	5.20
MnO	0.11	0.29	0.08	0.08	0.10	0.16	0.12	0.10
MgO	7.34	8.86	2.08	1.11	1.64	2.56	2.47	7.53
CaO	12.10	19.80	7.94	3.97	4.68	4.12	3.81	12.70
Na_2O	6.76	3.04	12.49	11.74	10.18	10.42	7.10	6.20
K_2O	2.49	0.91	3.10	3.54	4.20	4.13	4.71	2.44
H_2O^-	0.06	Не обн.	0.20	0.56	0.03	0.28	0.24	0.34
H_2O+	0.84	0.36	0.50	2.45	1.28	0.84	0.88	
P_2O_5	0.04	2.87	0.95	0.15	0.32	0.39	0.35	0.50
CO_2	0.70	0.68	0.15	2.83	1.30	0.53	1.45	Не опр.
SO_3	Не определялся.		0.18	Не опр.	0.81	0.10	0.22	» »
Cl	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0.04	0.45	Не опр.	0.04
F	» »	0.06	» »	» »	0.10	0.09	0.05	Не опр.
V_2O_5	0.013	0.11	Не опр.	0.02	Не определялся.			» »
Cr_2O_3	Не опр.	Не обн.	» »	Не обн.	То же.			» »
BaO	Не обн.	» »	» »	0.06	0.32	0.04	0.31	» »
SrO	Не опр.	0.03	0.042	0.11	0.06	0.06	0.049	» »
ZrO_2	» »	0.03	Не опр.	0.04	0.034	0.025	0.03	» »
П. п. п.	Не определялся.							0.34
Сумма	100.42	99.81	100.512	100.48	100.80	99.99	99.85	100.12
$-O=F$	—	0.03	—	—	0.04	0.04	0.02	—
$-O=Cl$	—	—	—	—	0.01	0.10	—	0.1
Сумма	100.42	99.78	100.512	100.48	100.75	99.79	99.83	100.11
Li_2O	Не опр.	0.000	0.000	0.000	0.000	0.007	0.00038	Не опр.
Rb_2O	» »	0.000	0.0006	0.001	0.0032	0.0063	0.01	» »
Cs_2O	» »	0.000	0.000	0.000	0.000	0.0002	0.000	» »
$(Na_2O+K_2O) : Al_2O_3$	0.8	1.3	1.2	1.3	1.2	1.1	0.9	0.7
$CaO : (Na_2O+K_2O)$	1.3	6.0	0.6	0.3	0.4	0.3	0.4	1.8

Примечание. Анализы 1—7 выполнены в ЦХЛ ИГЕМ АН СССР по материалам автора; аналитики Арапова, Нестерова, Н. В. Воронкова, Н. В. Корсакова, Н. Н. Никольская, Е. М. Нактинас, Г. Е. Каленчук. Анализ 8 заимствован у Н. А. Волотовской (1957).

нистые породы черного цвета, сложенные нефелином и эгирин-авгитом. Среди акцессорных примесей особенно типичны апатит, сфен и магнетит. Породы имеют порфировидную структуру с порфировыми выделениями зонального пироксена (ядро — авгит; кайма — эгирин-авгит). Местами структура их становится панидиоморфнозернистой. По химическому составу порфировидные ийолиты из даек заметно отличаются от похожих по составу пород, описанных выше, увеличением роли глинозема, натрия, железа (табл. 1, анализ 3). Метасоматические изменения порфировидных ийолитов разнообразны. Особенно характерен процесс микроклинизации.

Гипабиссальные породы встречены в виде жил, секущих мельтейгиты и другие нефелин-пироксеновые породы щелочного кольца, а также фениты. Они детально изучались А. В. Лапиным (1968). Наиболее распространены разности, близкие по составу к нефелинитам и имеющие порфировидную структуру с вкрапленниками оливина и авгита, которые четко выделяются на фоне основной массы, состоящей из авгита и нефелина. Как правило, нефелиниты интенсивно карбонатизированы и поэтому диагностика основной массы затруднена. К нефелинитам близко примыкают породы, описанные Н. А. Волотовской (1957) как «трахитоидные ийолиты». Они образуют в лежачем боку Малого массива удлиненное тело площадью 300×20—30 м. Так же как и нефелиниты, трахитоидные ийолиты состоят из вкрапленников и основной массы (нефелин, эгирин-авгит). Из акцессорных минералов для гипабиссальных пород характерны магнетит, апатит, сфен. Химический состав этих пород характеризуется умеренной щелочностью, преобладанием натрия над калием при очень высоком содержании кальция. Метасоматические изменения проявлены в «трахитоидных ийолитах» слабо и ограничены, как правило, образованием вторичного биотита по пироксену и канкринита по нефелину. Помимо этого вблизи нефелиновых сиенитов отмечается слабое развитие процесса калишпатизации.

Поздние дайки фельдшпатоидных сиенитов включают несколько разновидностей, среди которых наиболее распространены канкринитовые, канкринит-нефелиновые и нефелиновые разности.

Канкринитовые сиениты представлены мелкозернистыми породами светло-серого цвета, состоящими из анортоклаза и канкринита, в интерстициях которых расположены зерна эгирина. Структура породы призматически-зернистая. При автометасоматических изменениях, сопровождающихся развитием альбита по калиевому полевому шпату и биотита по пироксену, структура породы нарушается. Среди канкринитовых сиенитов обнаружена своеобразная по составу разновидность с нефелином. Для нее характерно появление таблиц свежего нефелина и пластинок анортоклаза среди призматически-зернистой массы главных породообразующих минералов, представленных канкринитом, эгирином и микроклин-пертитом. Из акцессорных минералов присутствуют сфен, апатит, магнетит.

Нефелиновые сиениты встречаются сравнительно редко. Это светлые, массивные, средне- и мелкозернистые породы, в составе которых преобладают нефелин, микроклин-пертит и эгирин. Эти породы сильно изменены и в них широко распространены агрегаты позднего альбита, мусковита, канкринита и биотита. В некоторых участках появляются новообразования водянопрозрачного калиевого шпата типа анортоклаза. Акцессорные минералы представлены сфеном, иногда присутствуют апатит, магнетит и редкие зерна кальцита. Структура породы гипидиоморфнозернистая. Первичная структура, как правило, нарушена в связи с интенсивным развитием автометасоматических процессов. Значительный по площади выход нефелиновых сиенитов зафиксирован на Малом массиве (Волотовская, 1957). Здесь описаны две текстурные разновидности — трахитоидные и пойкилитовые нефелиновые сиениты, несколько различающиеся и по вещественному составу. В составе трахитоидных нефелиновых сиенитов преобладают нефелин, микроклинпертит и зональный пироксен с ядром бесцветного авгита и зеленой каймой эгирин-авгита. В составе пойкилитовых нефелиновых сиенитов помимо нефелина, микроклина, пироксена в числе главных породообразующих минералов отметим альбит и биотит. Акцессорные минералы — титаномагнетит, сфен, апатит.

Химический состав канкринитовых и нефелиновых сиенитов необычен (табл. 1, анализы 4—7). Коэффициент агпаитности для этих пород несколько превышает единицу. Определенно повышена роль окиси каль-

ция (4—5%), как и величина отношения $CaO : (Na_2O+K_2O)=0.3—0.4$, которая, по данным В. И. Герасимовского (1963), составляет для миаскитовых нефелиновых сиенитов 0.2, для агпаитовых нефелиновых сиенитов — 0.1.

Петрографические особенности щелочных пород, участвующих в строении Ковдорского массива, позволяют наметить определенную тенденцию в изменении их состава и сложения. Характерно изменяется минеральный состав щелочных пород начиная от более ранних нефелин-пироксеновых разностей (пегматоидные ийолиты, мельтейгиты кольцевой интрузии) через нефелин-пироксеновые породы с единичными зернами калиевого полевого шпата (порфировидные ийолиты кольцевых даек) до микроклин-нефелин-пироксеновых (поздние дайки нефелиновых сиенитов).

В поздних фазах накапливаются кремнекислота, щелочи, глинозем, а также летучие (CO_2, SO_3, Cl) и падает содержание железа, магния, кальция. Явное увеличение кислотности пород подтверждается и постепенным нарастанием величины условных потенциалов ионизации пород, вычисленных по методу В. А. Жарикова (1967), от 188.9 до 205.9 (табл. 1).

Полнокристаллическое сложение мельтейгитов и ийолитов, выдержанное в пределах больших тел, сменяется порфировидным, крайне неустойчивым в поздних дайках.

Рассмотренные особенности щелочных пород, по-видимому, указывают не изменение во времени состава питающего источника, а также на изменение глубины их формирования.

О последовательности формирования пород Ковдорской структуры по радиологическим данным

Для оливинитов ядра Ковдорского массива, к сожалению, из-за отсутствия в неизмененных разностях необходимого количества калия не удалось получить радиологических данных, однако наиболее древний их возраст ни у кого из исследователей не вызвал сомнения.

Для щелочной интрузии измерено Ar/K-отношение в 20 пробах нефелинов. Возможность измерения абсолютного возраста по нефелину методически обоснована (Шанин и др., 1967). Определение возраста нефелина из разнообразных щелочных пород дало цифры пяти порядков, отвечающих вполне определенным моментам развития интрузивной деятельности, установленным при геолого-петрографических исследованиях.

1. Самые ранние щелочные породы, представленные пегматоидными ийолитами, залегающими только в оливинитовом ядре, вероятно, знаменуют начальную фазу, проявленную еще в докембрии. Возраст нефелина из наиболее свежих образцов составил 600 млн лет (табл. 2, анализы 1, 2), а для одного образца (скв. 399) получена цифра 835 ± 30 млн лет при содержании радиогенного аргона 262 ± 3.9 нг/г и калия 3.68%. Для измененных пегматоидных ийолитов и частично перекристаллизованных (выделения нефелина имеют более значительные размеры) также по нефелину получен более молодой возраст: 503 ± 20 и 496 ± 15 млн лет.

2. Мельтейгиты главной интрузивной фазы, расположенные во внутренней части щелочного кольца, как и ийолиты внешней части кольца, имеют возраст нефелина около 500 млн лет (табл. 2, анализы 4—6).

3. Порфировидные ийолиты кольцевых даек — нефелины, выделенные из трех даек ийолитов, достаточно удаленных друг от друга, дали цифры, колеблющиеся от 470 ± 16 до 420 ± 13 млн лет (табл. 2, анализы 7—9).

4. «Трахитоидные ийолиты» Малого массива, близкие по составу к гипабиссальным породам типа нефелинитов, имеют возраст, определенный

Таблица 2

Результаты определения Ar/K-методом возраста щелочных пород Ковдорского массива

Фаза внедрения	Порода, из которой выделен минерал	Минерал, по которому определен возраст	Место взятия образца	Номер анализа	Содержание		Возраст, млн лет
					калия, %	радиогенного аргона, нг/г	
Пегматоидные ийолиты, секущие ультраосновное ядро	Дайки ийолита, пегматоидные, местами ослюденелые.	Нефелин.	Скв. 128, глубина 40 м.	1	4.35	215 ± 3.2	610 ± 18
			Вблизи вермикулитовой фабрики.	2	4.08	202 ± 3.0	610 ± 15
	Дайка ийолита среднезернистая.		Скв. 131, глубина 60 м.	3	3.29	154 ± 2.3	590 ± 15
Мельтейгиты и ийолиты кольцевой интрузии, окружающей оливиниты ядра	Мельтейгит мелкозернистый.		Скв. 418, глубина 24 м.	4	4.72 ± 0.04	187.0 ± 2.8	510 ± 26
	Ийолит мелкозернистый.		Гора Мого-вид.	5	4.51 ± 0.04	—	510
	Ийолит массивный.		Скв. 428, глубина 30 м.	6	5.27 ± 0.04	218 ± 3.0	530 ± 25
Порфировидные ийолиты кольцевых даек	Порфировидные ийолиты.		В 200 м к В—СВ от шахты.	7	4.00 ± 0.0	142 ± 2	464 ± 14
			Скв. 415, глубина 40 м.	8	3.98 ± 0.04	149 ± 2.4	470 ± 16
			Скв. 402, глубина 170 м.	9	4.44 ± 0.04	141 ± 2	420 ± 13
Гипабиссальные породы	«Трахитоидный» ийолит, близкий по составу к нефелиниту.	Биотит.	Малый массив к СВ от Ковдорского массива.	10	3.93 ± 0.04	135 ± 2	448 ± 14
				11	7.02 ± 0.07	215 ± 3	406 ± 12
Фельдшпатоидные сиениты	Меланократовая разновидность нефелинового сиенита.	Нефелин.		12	4.00 ± 0.04	127 ± 1.9	418 ± 12
	Пойкилитовый нефелиновый сиенит.	Биотит.		13	6.00 ± 0.05	167 ± 2.5	370 ± 10

по нефелину 448±12 млн лет и автометасоматической слюде — 406±12 млн лет (табл. 2, анализы 10—11).

5. Нефелиновые сиениты Малого массива, секущие «трахитоидные ийолиты», имеют возраст нефелина из меланократовой их разновидности 418±12 млн лет (табл. 2, анализ 12). Лепидомелан из этой же породы явно автометасоматического происхождения дал цифру 370±10 млн лет.

Таким образом, измерения абсолютного возраста показали, что формирование большей части щелочных пород происходило в интервале от 500 до 400 млн лет при значительном отрыве ранней фазы щелочного магматизма — пегматоидных ийолитов (около 600 млн лет). Столь большие цифры истории интрузивной деятельности в пределах одной структуры могут вызвать возражения. Однако исследования, выполненные в различных частях мира, показали, что для комплексных массивов длительность формирования является скорее правилом, чем исключением. Причем, естественно, для более древних массивов абсолютная величина продолжительности более значительна, чем для более молодых, поскольку сами древние эпохи более длительны (палеозой ~300 млн лет, третичная ~55 млн лет *).

Роль метасоматических преобразований в настоящей статье отражена лишь в общем виде. Более подробно она освещена в специальной работе (Кононова и др., 1968).

История развития сложной центральной структуры ковдорского типа

Изучение щелочного магматизма (и сопутствующего ему метасоматизма) позволило произвести гипотетическую реконструкцию Ковдорской структуры (рисунок, *а*).

В гнейсах архейского возраста образовалось штокообразное тело оливинитов. В консолидированных оливинитах возникли системы трещин, заполненных дайками пегматоидных ийолитов (~600 млн лет), которые прорывали оливиниты преимущественно в центральной части тела (рисунок, *а*).

Затем развился кольцевой разлом, и по нему внедрилась главная масса щелочных пород мельтейгитового состава (~500 млн лет), частично ассимилируя оливиниты западной и южной частей штокообразного тела. Видимо, в соответствии с существовавшими в то время двумя ослабленными тектоническими зонами интрузия мельтейгитов образовала линейные выступы субширотного (З—ЮЗ) и субмеридионального (С—СЗ) направления (рисунок, *б*)

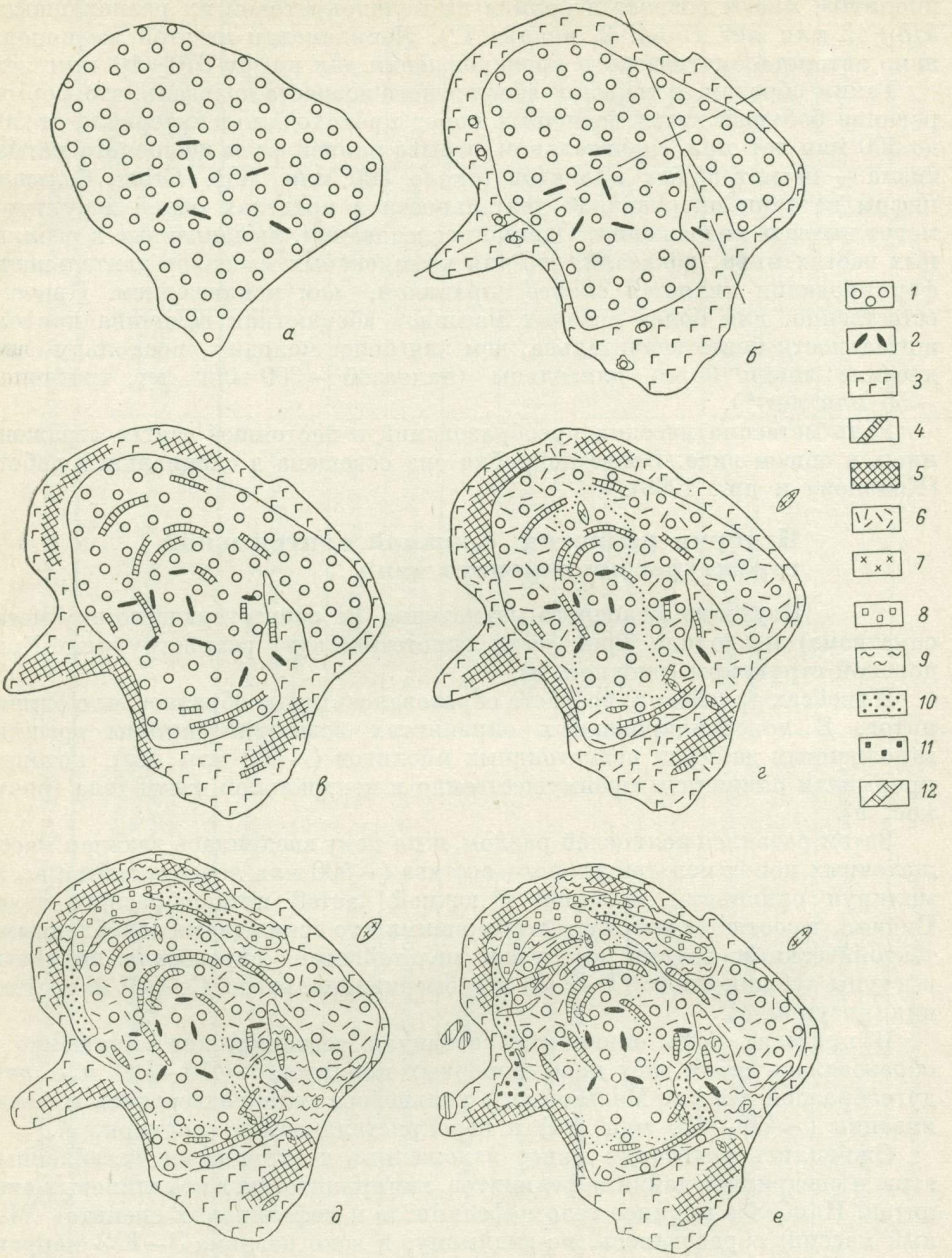
В пределах тела оливинитов возникли тектонические нарушения и образовалась серия даек порфировидных ийолитов (~470—420 млн лет) дугообразной формы. Мельтейгиты кольцевого тела подверглись нефелинизации (~470—430 млн лет) и перекристаллизации (рисунок, *в*).

Оживились некоторые ранее заложенные тектонически ослабленные зоны и внедрились дайки нефелинитов, канкринитовых и нефелиновых сиенитов. Наиболее крупное тело нефелинитов и нефелиновых сиенитов (Малый массив) образовалось, по-видимому, в зоне разлома З—ЮЗ направления (~400 млн лет, рисунок, *г*). С этим периодом, по всей вероятности, совпадает также площадное ослюденение пород (430—400 млн лет), не захватившее только центральную часть тела оливинитов.

Активизировались метасоматические процессы и образовались мелилитовые, гранатовые и монтичеллитовые породы (400—380 млн лет); их пространственное положение определяется возникшим ранее кольцевым разломом и мелкими нарушениями разного направления (рисунок, *д*).

* По шкале, принятой в 1964 г.

Заключительный этап формирования характеризуется развитием линейных разломов, секущих кольцевую структуру с размещением в них штокообразных тел и жил форстерит-апатит магнетитовых пород и карбона-



Гипотетическая реконструкция истории развития Ковдорской структуры.

1 — оливиниты; *2* — пегматоидные ийолиты; *3* — мельтейгиты; *4* — порфировидные ийолиты; *5* — нефелинизация; *6* — ослюденение; *7* — нефелиниты и фельдшпатоидные сиениты; *8* — монтичеллитовые породы; *9* — мелилитовые породы; *10* — гранатовые породы; *11* — форстерит-апатит-магнетитовые породы; *12* — карбонатиты.

титов (~400—380 млн лет). Строение массива на этом этапе, вскрытое современным эрозионным срезом, схематически показано на рисунке, *е*.

Формирование Ковдорского многофазного магматического комплекса контролировалось продолжительно существовавшим кольцевым разломом

и сопровождавшими его радиальными и другими разрывами. Интенсивное развитие метасоматических преобразований в значительной мере затушевало первичные элементы структуры.

Среди сложных типов центральных магматических комплексов ковдорский тип структур имеет свои особенности: на штокообразное тело накладывается структура центрального типа с кольцевыми разломами, сменяющимися на заключительном этапе линейными тектоническими нарушениями.

Характерно многофазное длительное развитие магматических процессов с заметным изменением во времени питающего источника, а также многократным наложением разнообразных метасоматических преобразований. Помимо Ковдорского массива этого типа сложные центральные структуры представлены в некоторых сибирских массивах (Маган, Маймеча-Котуйская провинция). Судя по исследованиям Темпл и Гроган (Temple, Grogan, 1965), к данному типу относятся и такие Североамериканские массивы, как Паудерхорн (Айрон Хилс), а также Кругер, Роки Бой и др.

ЛИТЕРАТУРА

Волотовская Н. А. Щелочной комплекс Малого массива. Материалы ВСЕГЕИ, новая серия, вып. 21, 1957.

Герасимовский В. И. Геохимические особенности агпаитовых нефелиновых сиенитов. В кн. «Химия земной коры», т. 1, изд. АН СССР, М., 1963.

Гинзбург А. И., Э. М. Эпштейн. Карбонатитовые месторождения. В кн. «Генезис эндогенных рудных месторождений», изд. «Недра», М., 1968.

Жариков В. А. Кислотно-основные характеристики минералов. «Геология рудных месторождений», № 5, 1967.

Кононова В. А., И. В. Борисевич, Е. И. Ломейко. Слюды как минералы-индикаторы метасоматических процессов в массивах ультраосновных и щелочных пород. Изв. АН СССР, сер. геол., № 10, 1968.

Кононова В. А., Н. И. Органова, Е. И. Ломейко. О составе и температуре кристаллизации нефелина из пород ийолит-мельтейгитовой серии. Изв. АН СССР, сер. геол., № 7, 1965.

Кухаренко А. А., М. П. Орлова, А. Г. Булах, Э. А. Богдасаров, О. М. Римская-Корсакова, Е. И. Нефедов, Г. А. Ильинский, А. С. Сергеев, И. Б. Абакумова. Каледонский комплекс ультраосновных щелочных пород и карбонатитов Кольского полуострова и северной Карелии (геология, петрология, минералогия и геохимия). Изд. «Недра», М., 1965.

Лапин А. В. Закономерности формирования щелочных дайковых комплексов в связи с проблемой генезиса карбонатитов (на примере Ковдорского массива). В сб. «Региональное петрографическое совещание по магматизму Балтийского щита», Тезисы докладов, Апатиты, 1968.

Шанин Л. Л., В. А. Кононова, И. Б. Иванов. О применении нефелина в К-Ar геохронометрии. Изв. АН СССР, № 5, 1967.

Temple A. K., R. M. Grogan. Carbonatite and related alkalic rocks at Powderhorn, Colorado Econ. Geology, vol. 60, № 4, 1965.

А. В. Лапин

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ЩЕЛОЧНЫХ ДАЙКОВЫХ КОМПЛЕКСОВ В СВЯЗИ С ПРОБЛЕМОЙ ГЕНЕЗИСА КАРБОНАТИТОВ (НА ПРИМЕРЕ КОВДОРСКОГО МАССИВА)

Для многих карбонатитовых комплексов мира весьма характерна тесная пространственная и временная ассоциация карбонатитов с дайками щелочных силикатных пород. Эта особенность карбонатитовых комплексов со всей очевидностью обнаруживается при ознакомлении с работами по африканским, скандинавским и другим карбонатитовым провинциям. Не случайно, что в последние годы эта важная как в петро-

логическом, так и в практическом отношении сторона карбонатитовой проблемы привлекает внимание исследователей. Не касаясь всех ее возможных аспектов, укажем на главнейшие задачи, которые возникают при изучении щелочных дайковых пород, сопровождающих карбонатитоносные массивы.

Во-первых, это систематическая характеристика условий залегания, петрографических особенностей и геологических взаимоотношений дайковых пород с различными магматическими породами и послемагматическими образованиями сложных карбонатитоносных массивов.

Во-вторых, это решение вопроса о генетической связи карбонатитов с предшествующими им магматическими породами. Значение этой проблемы тем более очевидно, что магматические породы в сложных карбонатитовых комплексах, как правило, характеризуются длительной историей формирования и существенной эволюцией состава в процессе становления массивов. Карбонатиты, которые большинством наших исследователей относятся к послемагматическим гидротермально-метасоматическим образованиям, появляются на самом заключительном этапе становления массивов, когда формирование магматических пород уже в основном заканчивается и собственно магматическая деятельность проявляется лишь в образовании щелочных дайковых пород.

Изучение щелочных дайковых комплексов как наиболее близких по времени к карбонатитам проявлений магматизма представляет большой интерес и для выяснения самой природы карбонатитов. Достаточно сказать, что по данным ряда исследователей в щелочных дайковых комплексах некоторых карбонатитовых провинций встречаются как собственно карбонатитовые дайки, так и дайки щелочных силикатных пород, содержащих первичномагматический кальцит (Егоров, 1964; Жабин, 1967; Жабин, Черепивская, 1965; Лапин, 1965; Егоров, Сурина, 1967).

В последние годы автором получены новые данные о щелочных дайковых породах Ковдорского массива и их взаимоотношениях с карбонатитами, что представляет большой интерес в связи со сказанным выше.

Ковдорский массив располагается среди гнейсов и гранито-гнейсов архея и занимает площадь около 40 км². Массив имеет в плане округлую форму и характеризуется концентрически зональным строением. Ядро массива сложено оливинитами, а самая краевая зона — ийолитами и нефелин-пироксеновыми породами. Последние отделяются от оливинитов серией реакционных зон, сложенных мелилитовыми, монтичеллитовыми и флогопит-пироксеновыми породами. В геологическом строении массива принимают участие также жилы и линзовидные тела карбонатитов и крупное тело предкарбонатитовых апатит-форстерит-магнетитовых пород. Вмещающие гнейсы и гранито-гнейсы в экзоконтактовой полосе шириной до 2—3 км интенсивно метасоматически изменены и превращены в фениты.

Дайки щелочных силикатных пород широко распространены как во внутренних частях массива, так и в пределах экзоконтактового ореола фенитов и фенитизированых гнейсов. При этом дайки щелочных пород и жилообразные тела карбонатитов непосредственно сопряжены во времени образования и нередко локализуются в одних и тех же тектонических структурах.

Комплекс щелочных дайковых пород отличается большим разнообразием петрографических разновидностей и содержит целый ряд чрезвычайно своеобразных и ранее не известных в Ковдорском массиве типов пород. В то же время устанавливается его подчас удивительное сходство с известным комплексом щелочных даек Турьего мыса, описанным Д. С. Белянкиным и В. И. Влодавцем (1932), и со щелочными дайковыми комплексами ряда карбонатитовых массивов в нашей стране и за рубежом (Saggerson, 1952; Mc Call, 1963; Eckermann, 1948; Егоров, Сурина, 1967).

В щелочном дайковом комплексе Ковдорского массива выделяются две группы пород, различающихся по геологическому положению, особенностям состава, структуры и текстуры и характеру взаимоотношений с карбонатитами. Дайки щелочных пород, относящиеся к первой группе, локализуются во внутренних частях массива и контролируются системой конических трещин преимущественно со средними и пологими углами падения к центру массива. Жильные породы этой группы представлены главным образом мелкозернистыми, реже пегматоидными ийолитами и нефелиновыми сиенитами; менее распространены канкринитовые и щелочные сиениты.

Дайки такого состава наиболее широко распространены в краевых частях ультраосновного ядра, они встречаются также среди слюдяно-пироксеновых, мелилитовых, монтичеллитовых и реже среди нефелин-пироксеновых пород. Дайки образуют секущие тела мощностью от долей метра до нескольких десятков метров и протяженностью до нескольких сотен метров. В структурном отношении жильные породы, относящиеся к первой группе, характеризуются равномернозернистым, реже порфировидным строением и отсутствием явлений контактовой закалки. Геологические взаимоотношения показывают, что жильные щелочные породы рассматриваемой группы по отношению к карбонатитам всегда являются более ранними и под воздействием карбонатитов испытывают кальцитизацию и флогопитизацию.

Дайковые породы, которые могут быть отнесены ко второй группе, располагаются преимущественно за пределами массива, в экзоконтактовом ореоле фенитов и фенитизированных гнейсов. Значительно реже они встречаются внутри массива, в непосредственной близости от его контактов. Во вмещающих породах дайки распределены неравномерно, образуя сгущения в отдельных участках и зонах; максимальное расстояние от контактов, на котором прослежены выходы дайковых пород, составляют 3.5—4 км, однако вполне вероятно их нахождение и на значительно большем удалении от массива.

Дайки контролируются системой кольцевых и конических трещин; последние падают в сторону массива под средними и крутыми углами. Дайковые породы либо непосредственно контактируют с фенитами, либо залегают среди разнообразного комплекса магматических и метасоматических пород (ийолитов, нефелин-пироксеновых и существенно пироксеновых пород, карбонатитов), формирование которых предшествует внедрению даек и контролируется длительно живущими тектоническими зонами, пересекающими фениты.

Жильные породы второй группы значительно более разнообразны по набору петрографических разновидностей и включают нефелиниты, биотитовые и оливиновые нефелиниты, мелонефелиниты, оливиновые мелонефелиниты, пикритовые порфириты, биотит-пироксеновые пикритовые порфириты, альнеиты, мончикиты, кальцитовые тингуаит-порфиры, кальцитовые шонкинит-порфиры, кальцитовые фонолиты и др. Замечательной особенностью состава жильных пород второго этапа и их исходных магм является существенное обогащение летучими компонентами (CO_2, H_2O, P_2O_5, F), которое проявляется не только в интенсивном развитии в дайках автометасоматических процессов с образованием кальцита, слюд и других минералов, но во многих случаях также и в первичномагматической кристаллизации биотита, кальцита, канкринита и амфибола.

Весьма характерны структурные особенности дайковых пород рассматриваемой группы: четко выраженное порфировое строение, флюидальная ориентировка вкрапленников, постоянное развитие зон контактовой закалки. Специфика щелочных дайковых пород второй группы находит выражение и в их возрастном положении. Во всех случаях, когда непосред-

ственно наблюдались геологические взаимоотношения даек второго этапа с карбонатитами, устанавливается послекарбонатитовый возраст щелочных дайковых пород.*

Таким образом, при рассмотрении характерных особенностей двух указанных групп жильных пород мы приходим к выводу, что в формировании щелочного дайкового комплекса Ковдорского массива выделяются два возрастных этапа, каждый из которых достаточно специфичен по характеру проявления. Это дает основание предполагать, что формирование дайковых комплексов карбонатитовых массивов подчиняется некоторым общим закономерностям, которые были отмечены О. С. Полквой (1950) и В. С. Коптевым-Дворниковым (1952) при изучении жильных пород гранитоидных интрузий.

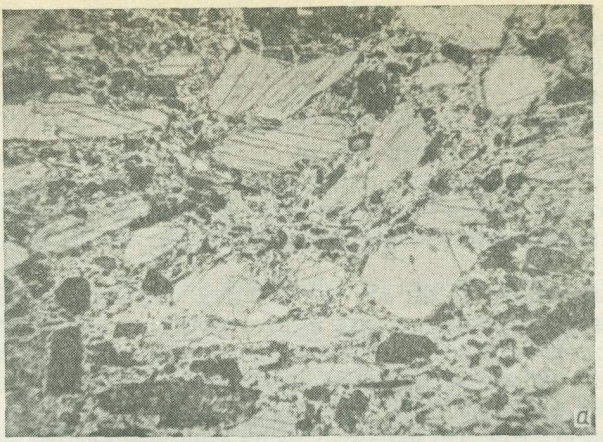
Условия залегания жильных пород второго этапа указывают на то, что по сравнению с дайками первого этапа их источник располагается на более глубоких горизонтах. Отсюда следует, что щелочные дайки второго этапа, поскольку они связаны с более глубокими очагами остаточной щелочной магмы и контролируются глубоко заложенными тектоническими структурами, в большей степени способны удаляться от своего магматического источника и образовывать широкие ореолы вокруг карбонатитовых массивов. Это обстоятельство может иметь значение при поисках карбонатитовых массивов.

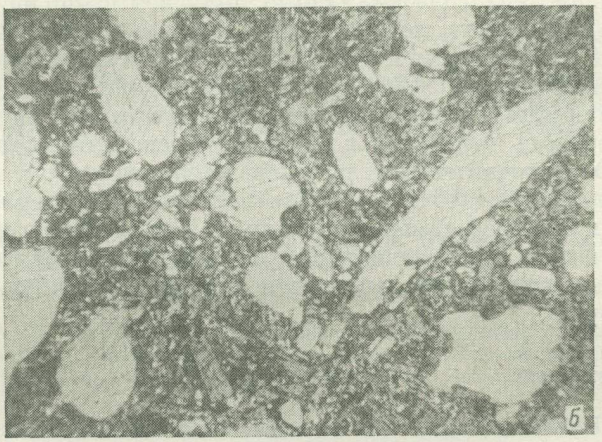
Некоторые особенности жильных щелочных пород Ковдорского массива несомненно представляют большой интерес при решении проблемы происхождения карбонатитов. Большинство геологов, занимающихся изучением карбонатитов, приходят к выводу о существовании генетической связи между карбонатитами и предшествующими им магматическими щелочными породами (ийолит-мельтейгитами, щелочными и нефелиновыми сиенитами). При этом, по крайней мере для части карбонатитов, наряду с гидротермально-метасоматическим способом образования некоторыми исследователями допускается возможность магматического генезиса. Однако до последнего времени отсутствовало важнейшее доказательство такой возможности — в эволюционном ряду магматических пород не были известны разновидности, промежуточные по составу между карбонатитами и щелочными силикатными породами. Лишь недавно были описаны породы, содержащие в небольшом количестве первичномагматический кальцит (Егоров, 1964; Егоров, Сурина, 1967; Жабин, 1967).

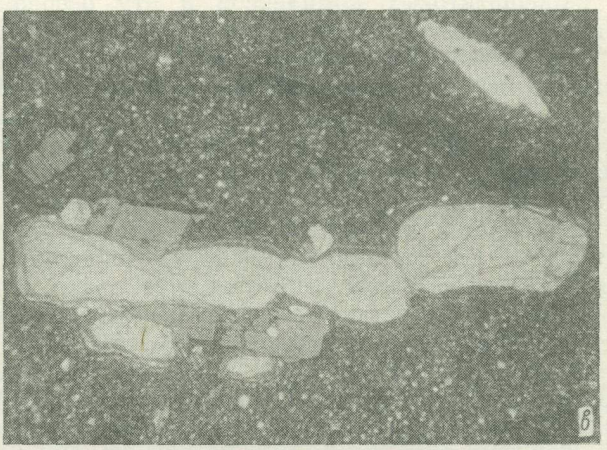
В связи с этим особенный интерес представляют обнаруженные автором совместно с А. Г. Жабиным дайковые породы смешанного карбонатно-силикатного состава, пользующиеся широким развитием в фенитовом ореоле Ковдорского массива. Эти породы по составу отвечают кальцит-канкринитовым тингуаит-порфирам, кальцитовым шонкинит-порфирам и кальцитовым фонолитам. Кальцит представлен в них интрателлурическими вкрапленниками, количество которых в некоторых дайках составляет до 30—35% от объема породы (рисунок). Морфологические особенности вкрапленников кальцита весьма характерны: кальцит образует таблитчатые кристаллы, уплощенные по базису (0001). В поперечных срезах такие кристаллы имеют две пересекающиеся системы спайности и обладают прямым угасанием по отношению к удлинению.

Очевидно, что исходный расплав в таких случаях имеет по существу характер щелочно-карбонатно-силикатного расплава. Обособление щелочно-карбонатно-силикатных расплавов, вероятно, требует специ-

* Здесь имеется в виду устанавливаемый по непосредственным пересечениям возраст щелочных дайковых пород по отношению к ранним кальцитовым карбонатитам; учитывая же длительность процесса формирования карбонатитов в целом, можно предполагать, что щелочные дайки второй группы по времени образования скорее всего являются интракарбонатитовыми.







Характер выделений кальцита в кальцит-канкринитовом тингуаит-порфире (*а*), кальцитовом шонкинит-порфире (*б*) и кальцитовом фонолите (*в*).

Прозрачные шлифы. Николи параллельны. Увеличение 14.

фических условий. Представляется, что одним, а возможно и главным, из таких условий является существование очага остаточной щелочной магмы в условиях относительно закрытой системы, способствующих удержанию летучих, и в первую очередь CO_2, в магматическом расплаве.

Для остаточных щелочных расплавов, обогащенных углекислотой, вероятно, возможен специфический путь развития, заключающийся в расщеплении (ликвации) на существенно алюмосиликатную и существенно карбонатную жидкости. Возможность явлений такого рода экспериментально показана рядом исследователей (Koster, van Groos, Wyllie, 1963; Wyllie, 1964).

Присутствие кальцита во вкрапленниках жильных щелочных пород, морфологические особенности этих вкрапленников, обтекание их зернами основной массы и другие признаки определенно указывают на раннюю кристаллизацию кальцита из щелочно-карбонатно-силикатного расплава. Однако ни один из указанных признаков, по-видимому, не противоречит и предположению о том, что магматической кристаллизации кальцита могут предшествовать явления ликвации щелочно-карбонатно-силикатного расплава с обособлением существенно карбонатной жидкости.

Таким образом, геологические данные, получаемые при изучении щелочных дайковых комплексов, почти не оставляют сомнения в том, что в некоторых случаях карбонатиты могут кристаллизоваться из магматического расплава. Главной предпосылкой для реализации такой возможности является, по-видимому, существование очага остаточной щелочной магмы в условиях режима относительно закрытой системы, способствующих удержанию CO_2 в магматическом расплаве. Вероятно, что и петрографические различия между щелочными дайковыми породами первого и второго этапов также в большей степени объясняются различным режимом летучих в магматическом очаге, зависящим, в свою очередь, от глубины расположения очага и степени проницаемости каналов, дренирующих магматогенные растворы.

Выводы

1. Щелочные дайковые породы, аналогичные жильным породам Ковдорского массива, ассоциируют с карбонатитами во многих карбонатитовых комплексах мира. Эта ассоциация может считаться характерной особенностью карбонатитовых комплексов и эту особенность следует учитывать как при рассмотрении проблемы генезиса карбонатитов, так и при поисках редкометальных карбонатитовых месторождений.

2. В результате изучения жильных пород Ковдорского массива мы приходим к выводу о том, что в формировании щелочного дайкового комплекса Ковдорского массива выделяются два возрастных этапа, каждый из которых достаточно специфичен по характеру проявления. Это дает основание полагать, что формирование дайковых комплексов карбонатитовых массивов подчиняется некоторым общим закономерностям, которые были отмечены и при изучении жильных пород гранитоидных интрузий.

3. Петрографические особенности щелочных дайковых пород свидетельствуют о том, что на поздних стадиях формирования карбонатитовых комплексов могут обособляться магматические жидкости, резко обогащенные углекислотой и имеющие по существу характер щелочно-карбонатно-силикатных расплавов. Это является одним из серьезных аргументов в пользу того, что в некоторых случаях кальцитовые карбонатиты могут кристаллизоваться из магматического расплава. Из сказанного следует, что проблема образования карбонатитов, рассматриваемая в общем аспекте, отнюдь не подразумевает необходимости выбора той или иной альтернативной концепции (интрузивно-магматической, гидротермально-метасомати-

ческой и др.). В настоящее время достаточно, очевидно, что реализация того или иного из возможных способов образования карбонатитов зависит от конкретных геологических условий. Поэтому и решение проблемы образования карбонатитов в общем плане требует изучения всего разнообразия условий, форм и способов их развития в различной геологической обстановке.

ЛИТЕРАТУРА

Белянкин Д. С., В. И. Влодавец. Щелочной комплекс Турьего мыса. Тр. Петрогр. инст., вып. 2, 1932.

Егоров Л. С. К проблеме происхождения карбонатитов. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1964.

Егоров Л. С., Н. П. Сурина. Об интрателлурических выделениях кальцита в жильных щелочных породах. Докл. АН СССР, т. 177, № 4, 1967.

Жабин А. Г. Кальцит магматического генезиса. Зап. ВМО, ч. 96, вып. 3, 1967.

Жабин А. Г., Г. Е. Черепивская. Дайки карбонатитов в связи с ультраосновным—щелочным эффузивным магматизмом. Докл. АН СССР, т. 160, № 1, 1965.

Коптев-Дворников В. С. К вопросу о некоторых закономерностях формирования интрузивных гранитоидов (на примере центрального Казахстана). Изв. АН СССР, сер. геол., № 4, 1952.

Лапин А. В. О скарноподобных образованиях в Ковдорском массиве. В сб. «Петрология и геохимические особенности комплекса ультрабазитов, щелочных пород и карбонатитов», изд. «Наука», М., 1965.

Полквой О. С. Образование жильных пород кислых интрузий (Центральный Казахстан). Тр. Инст. геол. наук АН СССР, вып. 107, сер. петрогр. (№ 31), 1950.

Eckermann H. von. The Alkaline District of Alno Island. Sveriges Geologiska Undersökning, Ser. Ca., N 36, 1948.

Koster A. F., van Groos, P. J. Wyllie. Experimental data bearing on the role of liquid immiscibility in the genesis of carbonatites. Nature, vol. 199, N 4895, 1963.

Mc Call G. J. H. A reconsideration of certain aspects of the Rangwa and Ruri Carbonatite Complexes in Western Kenia. Geological Magazine, vol. 100, N 2, 1963.

Saggerson E. P. Geology of the Kisumu District. Geol. Serv. of Kenya, Report № 21, 1952.

Wyllie P. J. Experimental data bearing on petrogenetic connections of Kimberlite and Carbonatite. Intern. Miner. Assoc., Fourth General Meeting, December, 18—19, 1964. (Kimberlite-Carbonatite Simposium, New Delhi, India, Programm and abstracts).

С. В. Икорский, В. А. Припачкин

О НЕКОТОРЫХ ОСОБЕННОСТЯХ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ УГЛЕВОДОРОДНЫХ ГАЗОВ В ИНТРУЗИВНЫХ КОМПЛЕКСАХ ХИБИНСКОГО МАССИВА

Одной из характерных особенностей Хибинского массива является присутствие в породах углеводородных газов, распределенных в интрузивных комплексах крайне неравномерно (Петерсилье, 1958, 1964; Линде, 1961). Состав газов при этом остается довольно постоянным, и главным их компонентом является метан (>90%). Изучение формы нахождения и баланса газов в породообразующих минералах показало, что основное количество углеводородных газов, выделяющихся при дроблении пород, заключено в полостях микроскопических включений в кристаллах нефелина (Икорский, 1967). Неравномерное распределение газов связывается в определенной степени с особенностями химического состава горных пород: колебанием содержания алюминия (Петерсилье, 1964) и степенью окисленности, выраженной величиной отношения Fe_2O_3/FeO (Маслякевич, 1966).

В настоящей работе приводятся результаты изучения состава и содержания углеводородных газов в главных интрузивных комплексах Хибин,

проведенного в последние годы в Лаборатории природных газов Кольского филиала АН СССР. Данные, полученные на основе исследования большого количества проб, позволили выявить определенную закономерность в распределении углеводородных газов в пределах массива.

По существующим взглядам, Хибинский щелочной массив представляет собой многофазовую интрузию центрального типа (Елисеев, Ожинский, Володин, 1939; Зак, Каменев, 1964). Возраст массива постдевонский, вмещающими породами являются протерозойские эффузивно-осадочные образования и гнейсы архея. Свыше 90% площади массива сложено нефелиновыми сиенитами — хибинитами, рисчорритами, среднезернистыми эгириновыми нефелиновыми сиенитами (лявочорритами) и фойяитами. Эти разновидности отличаются друг от друга главным образом по текстурно-структурным признакам. Для массива характерно зонально-кольцевое расположение слагающих его интрузивных комплексов (от периферии к центру массива): хибинитов, трахитоидных хибинитов, рисчорритов, ийолит-уртитов, лявочорритов и фойяитов (рис. 1).

Изучались пробы, отобранные двумя методами: а) частные пробы, взятые по разрезам, направленным от периферии к центру массива,

Состав и содержание газов в средних пробах, $см^3/кг$ породы

Номер пробы	Положение в комплексе (от периферии к центру массива)	CH_4	C_2H_6	C_3H_8	H_2	CO
	Комплекс хибинитов					
Iа	Наружная часть	12.48	0.46	0.02	0.23	0.00
Iб	Средняя часть	10.43	0.46	0.01	0.19	0.44
Iв	Внутренняя часть	16.47	0.57	0.02	0.22	0.00
	Комплекс трахитоидных хибинитов					
IIа	Наружная часть	42.38	1.40	0.07	0.48	0.00
IIб	Средняя часть	51.36	1.59	0.08	0.63	0.00
IIв	Внутренняя часть	26.83	0.66	0.02	0.30	0.02
	Комплекс рисчорритов					
IIIа	Массивные рисчорриты полнокольцевой интрузии	10.54	0.42	0.02	0.57	0.23
IIIб	Массивные рисчорриты неполнокольцевой интрузии	9.37	0.37	0.01	0.44	3.20
IIIв	Гнейсовидные рисчорриты неполнокольцевой интрузии	12.67	1.12	0.09	1.24	1.04
	Комплекс ийолит-уртитов					
IVа	Трахитоидные ийолиты 1 субфазы	20.75	0.88	0.07	0.57	0.00
IVб	Ийолит-уртиты 3 субфазы	17.00	0.54	0.03	0.39	0.10
IVв	Малиньиты 4 субфазы	12.33	0.40	0.02	0.88	0.00
IVг	Ювиты 5 субфазы	16.11	0.88	0.09	0.76	1.55
	Комплекс лявочорритов					
V	Лявочорриты	24.21	0.20	0.00	0.16	0.00
	Комплекс фойяитов					
VIа	Наружная часть	13.14	0.00	0.00	0.08	0.00
VIб	Средняя часть	8.00	0.00	0.00	0.17	0.00
VIв	» »	4.16	0.00	0.00	0.15	0.00
VIг	Ядро комплекса	0.02	0.00	0.00	0.20	0.00
	Хибинский массив					
	Средняя проба	16.05	0.45	0.01	0.27	0.00

Примечание. Двуокись углерода и C_4H_{10} в пробах не обнаружены.

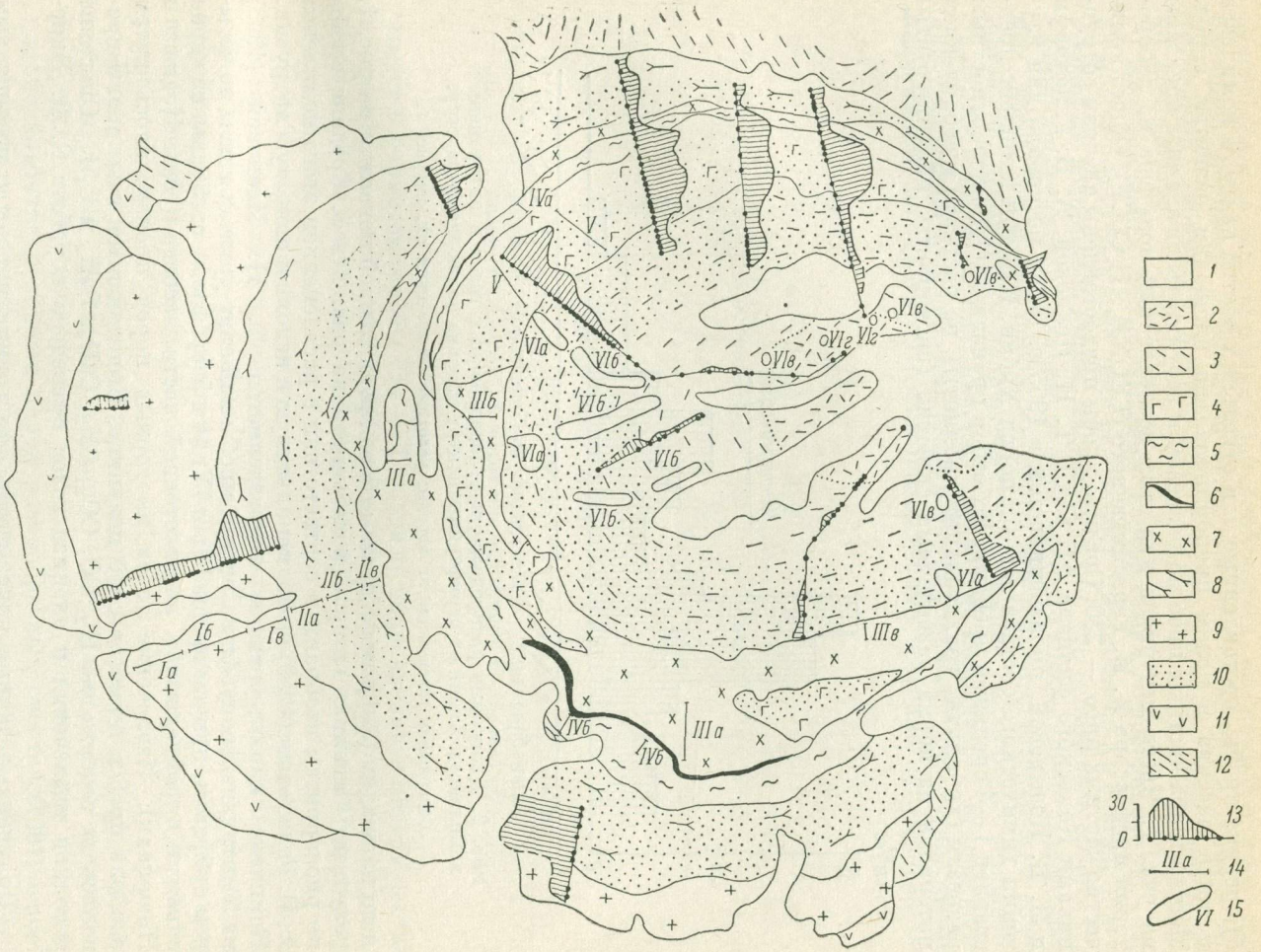


Рис. 1. Схема опробования интрузивных комплексов Хибинского массива. (Геологическая основа взята из работы Зака и Каменева, 1964).
1 — четвертичные отложения; *2* — массивные пироксеновые фойяиты; *3* — трахитоидные фойяиты; *4* — лявочорриты; *5* — ийолит-уртиты; *6* — апатит-нефелиновые породы; *7* — рисчорриты; *8* — трахитоидные хибиниты; *9* — хибиниты; *10* — зоны интенсивной альбитизации пород массива; *11* — эффузивно-осадочные породы; *12* — гнейсы; *13* — содержание углеводородных газов в частных пробах по разрезам; *14* — место отбора и номера средних проб, отобранных по разрезам; *15* — место отбора и номера средних проб, отобранных по площадям.

б) средние пробы, составленные для отдельных частей каждого комплекса и всего массива в целом пропорционально площадям развития пород. Места отбора частных проб по разрезам и результаты их анализа показаны на рис. 1. Часть материала для этих исследований получена из лаборатории профессора В. И. Герасимовского (ГЕОХИ АН СССР). Общее количество частных проб — 230. Средние пробы предоставлены авторам сотрудниками Кольского филиала АН СССР Т. Н. Ивановой, А. В. Галаховым и Л. В. Козыревой, производившими в 1965 г. отбор материала для изучения химического состава горных пород Хибин. Каждый комплекс представлен 1—4 средними пробами. Их отбор производился по поверхностным разрезам (хибиниты, трахитоидные хибиниты), по разрезам с добавлением материала из керна разведочных скважин (рисчорриты, ийолит-уртиты)

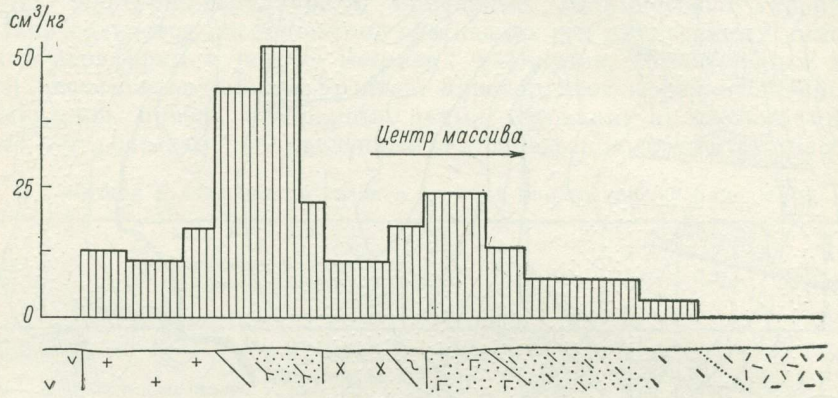


Рис. 2. Диаграмма распределения углеводородных газов в интрузивных комплексах Хибин от периферии к центру массива по сводному разрезу.

Содержание газов в см³/кг породы; условные обозначения см. на рис. 1.

и по площадям (фойяиты). Места отбора средних проб показаны на рис. 1, результаты анализа газов — в таблице и на рис. 2 и 3. Средние пробы по рисчорритам отобраны в соответствии с расчленением этого комплекса А. В. Галаховым (1959) на полнокольцевую и неполнокольцевую интрузии. Комплекс ийолит-уртитов подразделяется Т. Н. Ивановой (1963) на 5 интрузивных субфаз. Средние пробы в ийолит-уртитах взяты по четырем субфазам, причем пробы IVв и IVг (4 и 5 субфазы) отобраны из керна скважин, пройденных в юго-восточной части массива (горы Коашва и Ньюрпахк). Извлечение газов из горных пород производилось путем размола проб в герметической мельнице. Выделившиеся газы анализировались на содержание H_2, CO, CO_2, CH_4, C_2H_6, C_3H_8 и C_4H_{10}. Описание методики извлечения и анализа газов приведено в работе С. В. Икорского (1967).

Полученные данные показывают, что горные породы с повышенным содержанием углеводородных газов образуют в пределах массива две зоны — внутреннюю и внешнюю, располагающиеся симметрично относительно дугообразной полосы, сложенной ийолит-уртитами и рисчорритами (рис. 1 и 2). Внутренняя (ближе к центру массива) зона проходит по лявочорритам и краевой части комплекса фойяитов. Содержание углеводородных газов в ней достигает 30—40 см³/кг породы. По направлению к центру массива содержание газов в фойяитах постепенно уменьшается до полного исчезновения их в массивных пироксеновых фойяитах, слагающих ядро комплекса. Внешняя зона окаймляет ийолит-уртиты и рисчорриты с наружной стороны и приурочена к трахитоидным хибинитам. Максимальное содержание углеводородных газов (до 50—70 см³/кг)

отмечается в ее западной и юго-западной частях, где комплекс имеет наибольшую мощность. В северной части массива содержание газов в трахитоидных хибинитах уменьшается. Юго-восточная часть комплекса не исследована.

Возникновение зон с высоким содержанием углеводородных газов не может быть объяснено теми особенностями химического состава пород, о которых говорилось выше. Из рис. 3 видно, что одинаковое содержание алюминия характерно как для пород с высоким содержанием углеводородных газов, так и для пород, в которых эти газы отсутствуют или содержатся в небольших количествах. Колебание величины отношения Fe_2O_3/FeO также в большинстве случаев не совпадает с возрастанием или уменьшением содержания газов в средних пробах.* Отсутствие прямой зависимости между этими тремя показателями особенно наглядно прояв-

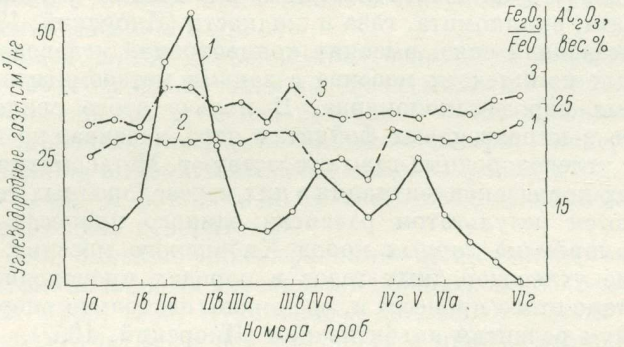


Рис. 3. Сопоставление содержания углеводородных газов (*1*), Al_2O_3 (*2*) и величины отношения Fe_2O_3/FeO (*3*) в средних пробах.

ляется в фойяитах (пробы VIa—VI г), где по направлению к центру массива постепенное исчезновение углеводородных газов сопровождается не уменьшением, а возрастанием в породах содержания алюминия и степени окисленности.

В то же время в положении зон с высоким содержанием углеводородных газов проявляется определенная закономерность: их границы в общих чертах совпадают с границами двух зон интенсивной альбитизации пород, которые в плане имеют вид подковообразных полос, обрамляющих с внутренней и внешней стороны комплексы ийолит-уртитов и рисчорритов.

Внутренняя зона альбитизации проходит по лявочорритам и краевой части интрузии фойяитов, внешняя — по трахитоидным хибинитам. В пределах зон альбитизация развита очень неравномерно и участки сильно альбитизированных пород разнообразных очертаний и размеров перемежаются с участками, где альбитизация проявлена слабо. В связи с этим границы зон альбитизации расплывчаты и на геологической схеме массива (рис. 1) показаны, по данным И. П. Тихоненкова (1963), С. И. Зака и Е. А. Каменева (1964), весьма приблизительно. Необходимо отметить, что та или иная степень альбитизации присуща и нефелиновым сиенитам, лежащим вне описываемых зон, за исключением рисчорритов и фойяитов ядра массива, в которых альбитизация практически отсутствует. Согласно представлениям И. П. Тихоненкова (1963), образование дугообразных зон альбитизации связано с процессом метасоматического превращения

* Химические анализы средних проб предоставлены авторам Т. Н. Ивановой, А. В. Галаховым и Л. В. Козыревой.

трахитоидных хибинитов, лявочорритов и фойяитов в рисчорриты, который сопровождался ортоклазизацией полевого шпата первичномагматических пород и выносом высвобождающегося натрия за пределы рисчорритов. По мнению других исследователей (Зак, Каменев, 1964), возникновение альбитизированных зон непосредственно не связано с формированием отдельных комплексов. Предполагается, что процесс альбитизации протекал после формирования всех главных интрузивных фаз в результате метасоматического воздействия на породы растворов, поднимающихся из глубин магматического очага. В породах альбитизация проявляется в замещении калинатрового полевого шпата лейстовым альбитом. Другими характерными минералами процесса альбитизации являются содалит и канкринит, развивающиеся по нефелину (Тихоненков, 1963). Кроме того, в нефелине пород с высоким содержанием углеводородных газов, как правило, присутствуют многочисленные включения эгирина, калиевого полевого шпата, виллиомита, газа и жидкости (Икорский, 1967).

Пространственная связь высоких концентраций углеводородных газов в интрузивных комплексах массива с зонами метасоматического изменения щелочных пород закономерна. В пользу этого свидетельствует и тот факт, что в пироксеновых фойяитах ядра́ массива, не подвергшихся изменениям, углеводородные газы отсутствуют. Метасоматическое изменение щелочных пород и концентрация в них углеводородных газов, по-видимому, являются результатом развития единого процесса постмагматического метаморфизма горных пород Хибинского массива. Образование и накопление углеводородных газов в породах происходило, вероятно, на раннем этапе этого процесса и, возможно, несколько опережало во времени максимум развития альбитизации (Икорский, 1967).

Авторы выражают благодарность Т. Н. Ивановой, Л. В. Козыревой, А. В. Галахову, В. И. Герасимовскому, А. И. Полякову и В. П. Волкову, предоставившим свои пробы для анализов.

ЛИТЕРАТУРА

Галахов А. В. Рисчорриты Хибинского щелочного массива. Изд. АН СССР М.—Л., 1959.

Елисеев Н. А., И. С. Ожинский, Е. Н. Володин. Геологическая карта Хибинских тундр ГОНТИ-НКТП, М.—Л., 1939.

Зак С. И., Е. А. Каменев. Новые данные о геологии Хибинского щелочного массива. «Сов. геология», № 7, 1964.

Иванова Т. Н. Апатитовые месторождения Хибинских тундр. Госгеолтехиздат, М., 1963.

Икорский С. В. Органическое вещество в минералах изверженных горных пород (на примере Хибинского щелочного массива). Изд. «Наука», Л., 1967.

Линде И. Ф. О природных газах в горных породах Хибинского щелочного массива. Изв. вузов, Геология и разведка, № 9, 1961.

Маслякевич Я. В. Некоторые петрологические аспекты проблемы абиогенных углеводородов. В сб. «Проблема происхождения нефти и газа и образование их промышленных залежей», изд. «Наукова думка», Киев, 1966.

Петерсилье И. А. Углеводородные газы интрузивных массивов центральной части Кольского полуострова. Докл. АН СССР, т. 122, № 6, 1958.

Петерсилье И. А. Геология и геохимия природных газов и дисперсных битумов некоторых геологических формаций Кольского полуострова. Изд. «Наука», М.—Л., 1964.

Тихоненков И. П. Нефелиновые сиениты и пегматиты Хибинского массива и роль постмагматических явлений в их формировании. Изд. АН СССР, М., 1963.

И. П. Паньшин

О СТАДИЙНОСТИ КАРБОНАТИТОВОГО ПРОЦЕССА В МАССИВАХ УЛЬТРАОСНОВНЫХ—ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА (НА ПРИМЕРЕ МАССИВА ВУОРИЯРВИ)

Карбонатиты известны во многих массивах ультраосновных—щелочных пород Кольского полуострова: Ковдорском, Вуориярвинском, Салланлатвинском и др. Формы их проявления разнообразны, они часто различаются по составу. Но в то же время все карбонатитовые образования из разных массивов характеризуются общими чертами, сближающими их не только друг с другом, но и с аналогичными образованиями других районов Советского Союза: Гули-Маймеча-Котуйская провинция, Саянские и Алданские массивы и др.

Наиболее общей чертой карбонатитового процесса в целом, ярко проявляющейся во всех без исключения массивах, является четкая его направленность, выражающаяся в последовательной смене основного минерала этих пород — карбоната: кальцит—доломит—анкерит—сидерит. Эта особенность позволила выделить главные типы карбонатитов, сменяющих друг друга во времени: ранние кальцитовые, поздние кальцитовые, доломитовые, анкеритовые, сидеритовые.

Подобной или близкой классификации придерживаются некоторые исследователи, занимавшиеся изучением карбонатитов Кольского полуострова (Капустин, 1960, 1966; Кухаренко и др., 1965). Однако такое разделение неполностью учитывает все сложности и многообразие постмагматических карбонатитовых образований. Достаточно сказать, что среди кальцитовых карбонатитов известны разновидности, в состав которых помимо кальцита входят различные породообразующие минералы, которые имеют различную акцессорную и редкометальную минерализацию. При этом остается невыясненной связь акцессорной и редкометальной минерализации с парагенезисами породообразующих минералов. Разные по составу и несущие различную редкометальную минерализацию породы оказываются на геологической карте объединенными в единые поля.

Впервые петрографо-возрастное расчленение карбонатитового процесса на основе теории метасоматической зональности, разработанной акад. Д. С. Коржинским, было проведено для массивов Восточной Сибири (Пожарицкая, Эпштейн, 1964).

Предлагаемое разделение карбонатитового процесса, основанное на выделении последовательно сменяющих друг друга разновидностей карбонатитов, устанавливает четкую взаимосвязь акцессорных и породообразующих минералов. Не претендуя на абсолютную полноту и завершенность, эта классификация служит достаточно хорошей основой для геолого-структурного картирования карбонатитовых образований и позволяет уже в поле выделять участки, в различной степени перспективные в отношении рудоносности.

В результате проведенных на Вуориярвинском массиве в 1966—1967 гг. работ удалось разделить карбонатитовый процесс на 4 стадии (таблица). Относительный возраст каждой из выделяемых разновидностей пород устанавливается не только на основании фактов пересечения жильных тел разновозрастных образований, но и на основании наблюдавшихся случаев смены минералов одной парагенетической ассоциации минералами другого парагенезиса.

Наиболее четко фиксируются такие замещения: флогопит I+дизаналит—флогопит II+бадделеит+Та-пирохлор; форстерит+флогопит I+дизаналит—амфибол+тетрафлогопит+пирохлор; форстерит+бадделеит+

Стадии карбонатитового процесса

Стадия	Порода	Минеральные парагенезисы		Стадия	Порода	Минеральные парагенезисы	
		породообразующие минералы	акцессорные минералы			породообразующие минералы	акцессорные минералы
I	Апатит-форстерит-магнетитовая.	Апатит. Форстерит. Магнетит. (Флогопит I). (Пирротин). (Кальцит).	Дизаналит.	II	Форстерит-кальцитовые карбонатиты.	Кальцит. Форстерит. Флогопит II.	
					Флогопит-кальцитовые карбонатиты.	Магнетит. Апатит. (Пирротин).	
	Форстерит-кальцитовые карбонатиты.	Кальцит. Форстерит. Флогопит II.	Дизаналит. (Кальциртит).	III	Амфибол-кальцитовые карбонатиты.	Кальцит. Амфибол.	Пирохлор. Ильменит.
	Флогопит-кальцитовые карбонатиты	Апатит. Магнетит. (Пирротин).			Флогопит-кальцитовые карбонатиты.	Тетрафлогопит. (Апатит). Пирит.	Циркон.
	Апатит-форстерит-магнетитовая.	Апатит. Форстерит. Магнетит. (Флогопит I). (Пирротин). (Кальцит).	Бадделеит. Та-пирохлор. (Циркелит).	IV	Доломитовые карбонатиты.	Доломит.	Бастнезит.
					Анкеритовые карбонатиты.	Анкерит. Барит. Кварц.	Бербанкит Сфалерит. Галенит.
					Кварц-сидеритовые карбонатиты.	Сидерит. Кварц.	(Торит ?). Сульфатмонацит.

Примечание. В скобках указаны малораспространенные минералы.

+Та-пирохлор—амфибол+тетрафлогопит+пирохлор+циркон; флогопит II+бадделеит+Та-пирохлор — тетрафлогопит+пирохлор.

На основе этой схемы разделения карбонатитового процесса впервые было проведено картирование отдельных участков распространения карбонатитов на Вуориярвинском массиве с выделением петрографических разновидностей карбонатитов. При этом удалось установить горизонтальную зональность распределения карбонатитов разных стадий.

Наиболее ранние карбонатитовые образования — породы, содержащие дизаналит и кальциртит, встречаются главным образом в центре восточной половины массива (участок Тухта-ваара). Породы II стадии занимают площадь радиусом примерно 1.5 км с центром на участке Тухта-ваара. Карбонатиты III стадии пользуются преимущественным распространением в кольцеобразной зоне с внешним радиусом 1.7—2.0 км, центр которой также совпадает с этим же участком. И, наконец, максимум развития наиболее поздних карбонатитов находится за пределами площади, занятой кальцитовыми карбонатитами.

Таким образом, установленные парагенетические связи акцессорной минерализации и пространственное распределение различных типов карбонатитов позволяют более целенаправленно подходить к вопросу поисков рудоносных пород.

ЛИТЕРАТУРА

Капустин Ю. Л. К минералогии карбонатитов массива Вуориярви. Тезисы докл. на II конференции молодых научных сотрудников ИМГРЭ АН СССР, М., 1960.

К а п у с т и н Ю. Л. Генетические типы карбонатитов и особенности их формирования. Материалы НО II конференции по околорудному метасоматизму (29 ноября—4 декабря 1966 г.). Л., 1966.

К у х а р е н к о А. А., М. П. О р л о в а и др. Каледонский комплекс ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов Кольского полуострова и Северной Карелии. Изд. «Недра», М., 1965.

П о ж а р и ц к а я Л. К., Е. М. Э п ш т е й н. Петрохимические особенности процесса образования карбонатитов. В сб. «Происхождение щелочных пород», изд. «Наука», М., 1964.

Ю. Д. Пушкарев

ЗНАЧЕНИЕ ПРИНЦИПА ОБРАТНОЙ СВЯЗИ К-Ar-МЕТОДА И МЕТОДОВ СТРУКТУРНОЙ ПЕТРОЛОГИИ ПРИ ГЕОЛОГО-ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЯХ (НА ПРИМЕРЕ ГИПЕРСТЕНСОДЕРЖАЩИХ ГРАНИТОИДОВ СЕВЕРНОЙ КАРЕЛИИ)

Практика применения K-Ar-метода определения возраста пород показывает, что под воздействием наложенных процессов в природе очень часто происходит нарушение K-Ar-отношений и не соблюдается основной принцип метода — закрытость системы в отношении K и Ar. Причиной, искажающей отношение Ar^{40}/K^{40}, может быть как потеря, так и захват материнского или дочернего элемента. Не останавливаясь подробно на каждой из этих причин, ограничимся лишь перечислением тех природных процессов, которые их могут вызывать (рис. 1).

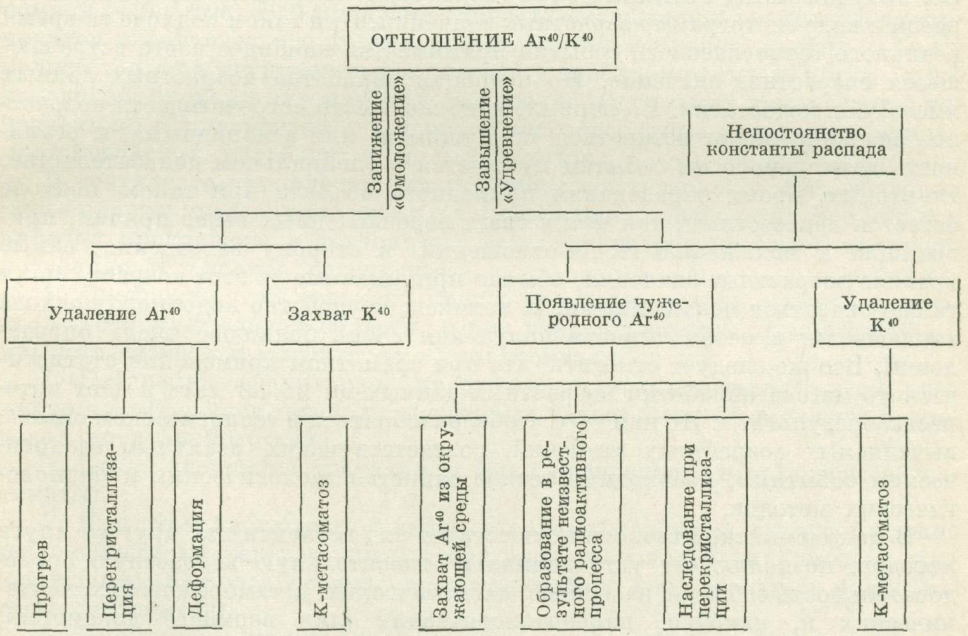


Рис. 1. Схематическое изображение причин, приводящих к искажению K-Ar-отношений в природе (по данным отечественных и зарубежных исследований).

Потери аргона в природных объектах возможны под воздействием ряда постериорных факторов. К ним относятся прогрев, стрессовое давление, механическое дробление или катаклаз и влияние химически активных растворов. Причины, приводящие к появлению избыточного аргона, в настоя-

щий момент до конца не изучены. Скорее всего их несколько. К ним относят захват аргона из окружающей среды (главным образом из газовой фазы) в момент кристаллизации и при прогреве; образование Ar^{40} в результате неизвестной радиоактивности; наследование при перекристаллизации одного минерала в другой или метасоматическом его замещении и, наконец, непостоянство константы K захвата — гипотеза, развиваемая в последнее время Э. К. Герлингом и др.). Еще в меньшей степени изучено влияние на искажение возраста процессов, вызывающих перемещение калия, которые, как известно, широко распространены в природе.

По мере того как устанавливались все новые и новые факты искажения K-Ar-возраста и прояснялись причины такого искажения, все туманней становилась основа методического подхода к геолого-геохронологическим исследованиям с использованием K-Ar-метода. Действительно, если под воздействием любой из перечисленных причин или их совокупности не произойдет полной или адекватной потери аргона (не говоря уже о случаях появления чужеродного аргона), то рассчитываемые возрастные значения практически теряют геологический смысл.

По мере накопления фактического материала становилось очевидным, что первоначальный подход — любое K-Ar-отношение отражает время образовния объекта — не пригоден. Поскольку раньше других достоверно была обнаружена возможность занижения возрастных значений за счет потерь Ar^{40}, возникла такая тенденция в понимании возраста, определяемого этим методом: самое древнее значение — возраст геологического объекта, самое молодое — время наложенного процесса, а промежуточные значения — «гибридные» или «кажущиеся». В результате широкое развитие получил метод статистической обработки K-Ar-данных, главным образом в виде гистограмм возрастных значений. При таком подходе за время реального геологического события принимается наиболее часто встречающееся возрастное значение. Но подобная обработка возрастных данных имеет свои недостатки. Во-первых, наиболее часто встречающееся возрастное значение может оставаться «кажущимся» или «гибридным», и реальность датируемого им события нуждается в специальном доказательстве. Во-вторых, время образования природного объекта при таком подходе остается неизвестным, так как в свете перечисленных выше причин, приводящих к искажению K-Ar-отношений в сторону завышения, самые древние возрастные значения, обычно принимаемые за этот возраст, могут также оказаться искаженными. И наконец, неудобство подобного подхода заключается в необходимости получения очень большого числа определений. Все же следует отметить, что при грамотном применении статистического метода обработки возрастных данных он может дать и дает интересные результаты. Но для того чтобы разобраться в геологическом смысле выделяемых возрастных значений, соответствующих реальным геологическим событиям, необходимо тесное единство геологических и радиологических методов.

В докембрийской геологии существует ряд независимых друг от друга методов, позволяющих устанавливать относительную возрастную последовательность событий на основе магматических, метаморфических, тектонических и, наконец, палеонтологических (для верхнего докембрия) критериев.

Эти методы дают наилучшие результаты при их комплексном использовании. В такой же мере это положение относится и к K-Ar-методу. Как показывает практика его применения и проведенные автором исследования, этот метод оказывается перспективным только в комплексе со структурно-петрологическими и другими радиологическими методами, особенно для магматических образований.

Сущность комплексного подхода заключается в том, что применение

радиологических методов не ограничивается одним определением K-Ar-отношений в природных объектах, а предполагает последующий анализ (главным образом с помощью метода «темперинг») для суждения о степени их нарушенности. Основной результат такого анализа состоит в выделении среди получаемых K-Ar-отношений таких, которые соответствуют времени реальных геологических событий, и в выяснении возможности введения поправок в искаженные возрастные значения.

Геологические исследования при этом не ограничиваются механическим отбором проб на возрастные определения, а поставляют дополнительный материал для решения этих же вопросов с позиций структурной петрологии. В результате такого единства, основанного на принципе неразрывной связи двух методов в ходе исследования, появляется возможность осмысленного подбора материала для дополнительных возрастных определений, выделения значений возраста, соответствующих времени проявления наложенных процессов, установления времени становления интрузии и ее последующей истории. Такой подход был применен автором для анализа геологической жизни Топозерской интрузии гранитоидов (северная Карелия).

По геологическим и геофизическим данным (Пушкарев, Шуркин, 1967), Топозерский район представляет собой участок глубокого эрозионного среза зоны глубинного разлома, достигающего поверхности «М» и разделяющего в восточной части Балтийского щита крупнейшие блоки земной коры с различной мощностью гранитного слоя: Беломорский (~30 км) и Карельский (~40—42 км).

На основании структурно-петрологического картирования в этом районе было установлено, что в контакте названных блоков расположена огромная (~6.0 тыс. км^2) интрузия гиперстенсодержащих гранитоидов (чарнокитов магматического происхождения) и ряд сопровождающих ее более мелких тел. Эта интрузия выполняет зону дробления с гигантскими остроугольными блоками беломорских гнейсов (до нескольких километров в поперечнике) и мигматитов и содержит многочисленные ксенолиты нижнепротерозойских метабазитов и амфиболитов.

В результате проявления мощных процессов тектонобластеза основная масса пород в пределах интрузии и в прилежащих к ней частях беломорид и карелид превращена в тектониты. Детальное изучение самой интрузии позволило установить следующее.

1. Внедрение этой интрузии произошло после консолидации беломорской геосинклинальной области, о чем свидетельствуют ксенолиты беломорских гнейсов и мигматитов в гранитоидах.

2. Внедрению гранитоидов предшествовало отложение в этой зоне основных эффузивов, ксенолиты которых также были обнаружены в пределах интрузивного тела.

3. После внедрения гранитоиды были превращены в ортогнейсы (тектониты).

4. При этом наблюдаются дайки основных пород; а) предшествующие тектонобластезу (так как они подвергаются рассланцеванию вместе с гранитоидами), б) более поздние по отношению к нему (секущие сланцеватость тектонитов).

5. Кроме того, широко распространены кварцевые и кварц-полевошпатовые жилы, нередко с амфиболом и биотитом, а также пегматоидные выделения (реже аплиты), которые несомненно связаны с процессами тектонобластеза, но являются несколько более поздними по отношению к ним образованиями (так как в процессе рассланцевания они уже практически не участвуют).

Первый же анализ K-Ar-данных по этим основным возрастным группам пород отчетливо показал, что главная масса получаемых возрастных

значений является искаженной (табл. 1). Разные минералы из одних и тех же групп пород имели различный возраст.

Таблица 1

Результаты определения K-Ar-методом возраста различных пород района Топозера (10^6 лет)

Порода	Номер образца	Биотит	Амфибол	Калиевый полевой шпат	Прочие минералы
Породы беломорского комплекса	—	1900—2100	—	—	—
Амфиболиты в беломорских гнейсах	529-1		1690		
	529-2		1860		
Они же в ксенолитах внутри Топозерского массива гранитоидов:					
а) сильно переработанные основные породы	55	2260	1920	—	—
	608-1	2190	—	—	—
б) эффузивы основного состава	—	—	—	—	Py 3400
	Д-21	—	—	—	Pl 1800
Массивные гиперстенсодержащие гранитоиды (магматические чарнокиты)	54	2320	2200	—	Mgt 1800
	335	2250	2020	—	—
	547	3600	2500	1430	Pl 3000
	609	2300	2180	2060	Pl 4100
Дайки основного состава, секущие чарнокиты	27	1900	1820	—	—
	344	2360	1760	—	—
Тектониты (бластомилониты):					
а) по чарнокитам — катаклазированный порфирокластический линзокластический тонкосланцованный ультрабластомилонит	340-1	1930	1790	—	—
	Д-20	2950	1870	1480	—
	83	1800	—	—	—
	27	1800	—	—	—
	Д-16	1960	1830	1350	Sph 1700
	528	2460	—	—	—
	20-1	1800	—	—	—
б) по ксенолитам основных пород в чарнокитах	159	1890	1740	—	—
в) по гнейсам беломорского комплекса	532	1700	—	—	—
	864	1650	—	—	—
	1042	1680	—	—	—
	725г	1590	—	—	—
Жильные проявления после тектонобластеза (кварцевые, кварц-полевошпатовые жилы с биотитом и амфиболом)	159/3	—	1780	—	—
	159/6	—	1750	—	—

Примечание. Аналитическая часть выполнена в ИГГЕД АН СССР в лаборатории Э. К. Герлинга: определение аргона объемным методом — Ю. Д. Пушкарев, масспектрометрический контроль изотопного состава выделенного газа — И. Н. Толстихин, Ю. Д. Пушкарев, определение калия методом пламенной фотометрии — Н. Я. Фекина, С. З. Яковлева.

$\lambda_к = 5.50 \cdot 10^{-10}$ лет$^{-1}$; $\lambda_\beta = 4.72 \cdot 10^{-10}$ лет$^{-1}$.

Значительные колебания возраста даже в пределах одной и той же группы пород (табл. 1), как показали геологические наблюдения, обусловлены различной интенсивностью наложенных явлений, вызвавших разное искажение K-Ar-отношений в разных участках интрузии.

Обращают на себя внимание более высокие K-Ar-отношения в биотите по сравнению с амфиболом, полученные для одного и того же образца, хотя петрографические наблюдения в шлифах фиксируют одновременное образование этих минералов. Отмеченное явление представляет собой аномалию по сравнению с обычно наблюдаемой закономерностью при нарушении K-Ar-отношений в этой паре минералов. Практически почти всегда в подобных случаях K-Ar-отношение в амфиболе выше, чем в биотите, и такая закономерность определяется тем, что в амфиболе, по сравнению с биоти-

том Ar удерживается прочнее. Установленная аномалия вызвала необходимость получения более представительного материала в виде дополнительных определений по таким парам. При этом обнаружилась определенная закономерность в соотношении возраста биотита и возраста амфибола в одном образце. Эта закономерность видна на диаграмме $T_{Bi}-T_{Amf}$ (рис. 2), где на фоне общего завышения возраста биотита по сравнению с возрастом сосуществующего с ним амфибола отчетливо намечается тенденция к уменьшению разницы в возрасте этих минералов с общим уменьшением возраста каждого из них. Эта разница исчезает полностью при значении 1800 ± ±100 млн лет, отбивая время проявления реального геологического события.

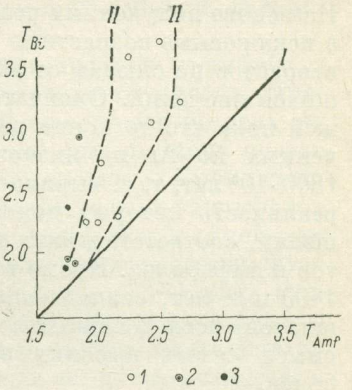


Рис. 2. Характер зависимости возраста биотита (T_{Bi}) от возраста сосуществующего с ним амфибола (T_{Amf}) в породах района Топозера.

I — линия равенства возрастов биотита и амфибола; *II* — граница зоны точек только массивных чарнокитов; *1* — массивные чарнокиты; *2* — тектониты чарнокитов; *3* — основные породы в пределах интрузивного тела чарнокитов.

Петрографическое и петрохимическое изучение тех минералов, по которым получалось такое значение, показало, что оно отражает время процесса тектонобластеза в условиях дистен-ставролитовой субфации амфиболитовой фации метаморфизма, широко проявленных в пределах изученной территории.

Оставалась неясной степень нарушенности других K-Ar-отношений, соответствовавших более высоким значениям возраста. С целью ответа на эти вопросы вновь последовало возвращение в область радиологических изысканий. На этот раз все минералы и главным образом слюды и амфиболы были изучены методом «темперинг». Кривые выделения Ar при нагревании, получаемые с помощью этого метода, являются такой же важной характеристикой при исследовании K-Ar-отношений, как ренгтенограммы или термограммы при изучении кристаллохимических свойств минералов. В результате применения этого метода были получены аргонограммы по биотитам и амфиболам, а также вычислены соответствующие значения энергии активации выделения аргона в этих минералах (табл. 2), которые показали, что в биотитах есть аргон с энергией активации выделения, примерно равной этой энергии в амфиболах. Кроме того, был установлен ряд закономерностей в конфигурации полученных кривых, что позволило наметить дополнительный критерий для выделения слюд с нарушенными и ненарушенными K-Ar-отношениями.

Таблица 2

Энергия активации аргона в биотите и амфиболе, определенная методом динамического отжига «темперинг»

Номер образца, минерал	Первое энергетическое положение аргона			Второе энергетическое положение аргона		
	энергия активации, ккал. / град. · ат	содержание Ar^{40}, ±5%	t °C, при которой за 10^8 лет сохраняется 99% Ar, ±50° C	энергия активации, ккал. / град. · ат	содержание Ar^{40}, ±5%	t °C, при которой за 10^8 лет сохраняется 99% Ar, ±50° C
547, Bi	30 ±5	50	170	⩾200	50	⩾700
528, Bi	30 ±5	45	170	⩾150	55	⩾600
532, Bi	40 ±5	45	220	⩾140	55	⩾550
Т-609, Bi	70—10	25	350	⩾200	50	⩾700
547, Amf	—	—	—	⩾200	100	⩾700

Суть этого критерия сводится к тому, что биотиты с ненарушенными K-Ar-отношениями показывают примерное равенство площадей, заключенных под частями аргонограмм, соответствующих двум максимумам, всегда наблюдаемым на аргонограммах этого минерала. В биотитах с нарушенными K-Ar-отношениями это равенство не соблюдается в связи с частичным или полным удалением аргона из низкоэнергетического положения. На основе полученных результатов оказалось возможным ввести поправки в искаженные возрастные значения. После введения этих поправок спектр возрастов по слюдам от 3600 до 1600 млн лет распался на ряд повторяющихся значений. Окончательная интерпретация некоторых из этих рубежей пока что до конца не ясна, но часть исправленных возрастов, полученных по Ar из низкоэнергетического положения, оказалась равной $1800 \cdot 10^6$ лет, т. е. выявилось совпадение с теми возрастными значениями, реальность которых доказывалась на основании совпадения K-Ar-отношений, соответствующих такому возрасту в ряде сосуществующих биотитов и амфиболов. Кроме того, получалось повторяющееся значение 1300—1400 млн лет, совпадающее с возрастом большей части калиевых полевых шпатов, исследованных в пределах интрузии. Все же оставался неясным смысл самых высоких возрастных значений — 3.0—3.5 млрд лет и более.

Одним из возможных объяснений, с точки зрения автора, являлось предположение о наличии в минералах, показывающих высокий возраст, чужеродного аргона, захваченного ими в момент кристаллизации. К такому заключению склонял ряд фактов, главными из которых являлись более высокие возрасты, устанавливаемые в слюдах, извлеченных из тектонитов чарнокитов, по сравнению со слюдами из массивных разновидностей, а также более высокий возраст биотитов по сравнению с сосуществующими с ними амфиболами. Кроме того, анализ геологического положения интрузии в регионе вскрывал удивительную закономерность. Она заключалась в отчетливой приуроченности к зоне сочленения беломорид и карелид различных, преимущественно основных магматических пород (Ветреный пояс, Топозеро, Кундозеро, Оланга, Ципринга, Монча и др.), в которых наблюдаются аномально высокие отношения Ar^{40} к K^{40}, соответствующие возрасту от 3 до 5—6 млрд лет и более.

Все эти обстоятельства вызвали необходимость постановки специальных экспериментальных исследований по выяснению и уточнению тех условий, при которых возможен захват ксеногенного аргона. С этой целью автором было изучено поведение различных минералов при нагревании их под давлением Ar (Герлинг и др., 1965). В результате этой работы и ряда других экспериментов было установлено, что минимальное парциальное давление аргона, которое могло бы исказить отношение Ar^{40}/K^{40} в сторону завышения, в некоторых минералах должно оцениваться в 0.1 атм. и меньше. Эти результаты в сочетании с данными других авторов, показывающими, что в природе иногда возможно парциальное давление аргона до 1 атм. (Герлинг и др., 1967), позволяли уже более уверенно в качестве одной из возможных гипотез объяснения самых высоких значений возраста биотитов, амфиболов и плагиоклазов считать присутствие в этих минералах чужеродного аргона. Более того, выявленное в процессе эксперимента различие в поглотительной способности плагиоклаза и амфибола дало возможность оценить вероятную величину искажения K-Ar-возраста чарнокитовых минералов в сторону завышения и принять реальное время их образования не древнее 2.5 млрд лет.

Изложенный подход к пониманию высоких возрастных значений не является, однако, единственным и встречает ряд возражений. Основанием для рассмотрения этих же данных в другом аспекте служит прежде всего то обстоятельство, что за всю практику применения K-Ar-метода ни разу

не удалось достоверно обнаружить присутствие избыточного (фонового) аргона в таких минералах, как слюды и амфиболы. В данном случае не в пользу рассмотренной гипотезы следует отнести и то, что при пересчете возрастов, полученных по биотитам с нарушенными K-Ar-отношениями, получаются повторяющиеся высокие значения (2.5, 3.0 млрд лет и более). Такая повторяемость, скорее всего, не случайна и может рассматриваться как подтверждение реальности геологических событий, датируемых этими значениями.

Характер аномалии в соотношении возрастов биотита и амфибола также может быть объяснен без привлечения чужеродного аргона. Причина подобного явления может заключаться в неодинаковых потерях Ar этими минералами при таких $p—T$ условиях, в которых амфибол оказывается менее устойчивым, чем биотит, и теряет аргон легче. Кроме того, настораживает не слишком большое различие в возрасте таких минералов нерассланцованных гранитоидов, как плагиоклаз и амфибол, с одной стороны, и биотит — с другой. С позиций проведенных экспериментов по насыщению этих минералов аргоном (Герлинг и др., 1965) здесь следовало бы ожидать значительно большей разницы. Другими словами, не исключена возможность, что древний возраст биотитов, плагиоклазов и амфиболов свидетельствует о древнем возрасте как самих магматических чарнокитов, так и прорываемых ими толщ. В целом совокупность всех данных, как геологических, так и радиологических, полученных в ходе такого комплексного изучения, позволила установить следующее.

1. Топозерская интрузия гранитоидов имела сложную и длительную геологическую историю, в результате чего постериорные процессы привели к возникновению спектра K-Ar возрастных значений от 4100 до 1300 млн лет.

2. Среди указанного спектра возрастов возможно выделение таких, которые отвечают времени реальных геологических событий, датируя, таким образом, основные этапы активизации геологической жизни в пределах интрузии.

3. Время внедрения и становления Топозерского интрузивного тела в свете двух изложенных выше концепций либо не древнее 2500 млн лет, если считать, что в минералах неизмененных чарнокитов содержится избыточный аргон, либо не моложе 3500 млн лет, если стоять на позициях, что этот избыток в них отсутствует.

4. Время проявления первого достоверно устанавливаемого наложенного процесса, которым явилась переработка пород интрузии в ортогнейсы, 1800 млн лет.

5. Окончание активной геологической жизни в пределах интрузии 1700—1600 млн лет.

6. Полная консолидация и выведение на поверхность не древнее 1400—1300 млн лет.

Как видно из приведенного примера, даже длительные и кропотливые исследования не всегда позволяют до конца разобраться в геологическом смысле K-Ar-данных. Во всяком случае, следует отметить, что окончательная разгадка смысла высоких возрастов вообще и в Топозерской интрузии в частности требует продолжения комплексных геолого-радиологических исследований.

Главная их основа заключается в обязательном соблюдении принципа обратной связи в ходе работы. Только на такой основе K-Ar-метод может служить тонким «инструментом» для исследования геологической жизни природных объектов и для корреляционных целей. В противном случае неизбежна абсолютизация либо геологических, либо геохронологических данных.

ЛИТЕРАТУРА

Герлинг Э. К. Современное состояние аргонового метода определения возраста и его применение в геологии. Изд. АН СССР, М.—Л., 1961.

Герлинг Э. К., Ю. Д. Пушкарев, Н. В. Котов. Поведение некоторых минералов при нагревании в условиях повышенного давления аргона. Изв. АН СССР, сер. геол., № 11, 1965.

Герлинк Э. К., И. Н. Толстихин, Ю. А. Щуколюков, З. Н. Несмелова, И. Я. Асбель. Изотопы аргона и гелия в природных углеводородных газах. «Геохимия», № 5, 1967.

Пушкарев Ю. Д., К. А. Шуркин. Особенности строения зоны сочленения беломорид и карелид и морфологические типы бластомилонитов. В сб. «Деформации и структуры докембрийских толщ», изд. «Наука», Л., 1967.

И. В. Литвиненко, В. П. Захаров, Л. К. Кокорина

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ И СВЯЗЬ МАГМАТИЗМА С ТЕКТОНИКОЙ ПЕЧЕНГСКОЙ СТРУКТУРЫ ПО ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ

В Печенгском районе продолжительное время проводятся геофизические исследования различных масштабов в помощь геологическому картированию и в связи с поисками медно-никелевого оруденения. В последние годы выполнены также сейсморазведочные, гравиразведочные, аэромагнитные и электроразведочные работы с целью изучения структур данного района в региональном плане и, в частности, выяснения глубинного строения Печенгской структуры.*

В опубликованных ранее работах (Загородный и др., 1964; Гилярова, 1967) приводятся подробные сведения о геологическом строении Печенгской структуры, полученные при геологической съемке и бурении. Сведения о результатах геофизических работ в данном районе наиболее полно изложены в сборнике «Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита» (1968). Ниже приводятся некоторые новые результаты геофизических работ по изучению глубинного строения Печенгской структуры, представляющие интерес для выяснения связи магматизма с тектоникой и закономерностей размещения медно-никелевого оруденения. При этих исследованиях ведущей оказалась сейсморазведка, применяемая совместно с гравиразведкой.

Печенгская структура, как показало глубинное сейсмозондирование, приурочена к зоне глубинного разлома, захватывающего всю толщу земной коры и отделяющего относительно опущенный Печенгский блок от приподнятого Аллареченского блока. Печенгский блок, расположенный к северу от зоны глубинного разлома, включающего и Порьиташское нарушение, изучен геофизическими методами более полно. Здесь на древнем фундаменте залегают породы печенгской осадочно-эффузивной серии, которые представлены четырьмя вулканогенными покровами, разделенными осадочными толщами. В пределах серии ряд геологических границ благодаря заметному изменению физических свойств контактирующих горных пород находит отражение в физических полях. В частности, гравитационные и магнитные поля отмечают в общих чертах наличие локальных структур печенгской осадочно-эффузивной серии.

В пределах площади развития пород четвертого вулканогенного покрова печенгской серии многими исследователями предполагаются локальные мульдообразные структуры. Существование двух таких структур — Северной и Южной — считается общепризнанным. Иногда выделяют еще третью

* Поисковые и картировочные работы выполнены в основном Котсельваарской ГРП Кольского РГУ, региональные работы — Западным геофизическим трестом и Ленинградским горным институтом.

структуру, в районе горы Кучин. Породы четвертого вулканогенного покрова обладают по отношению к подстилающим их филлитам значительной избыточной плотностью — около +0.15 г/см³. Можно предполагать, что центральным частям автономных структур, где ожидается наибольшая мощность пород четвертого вулканогенного покрова, должны соответствовать

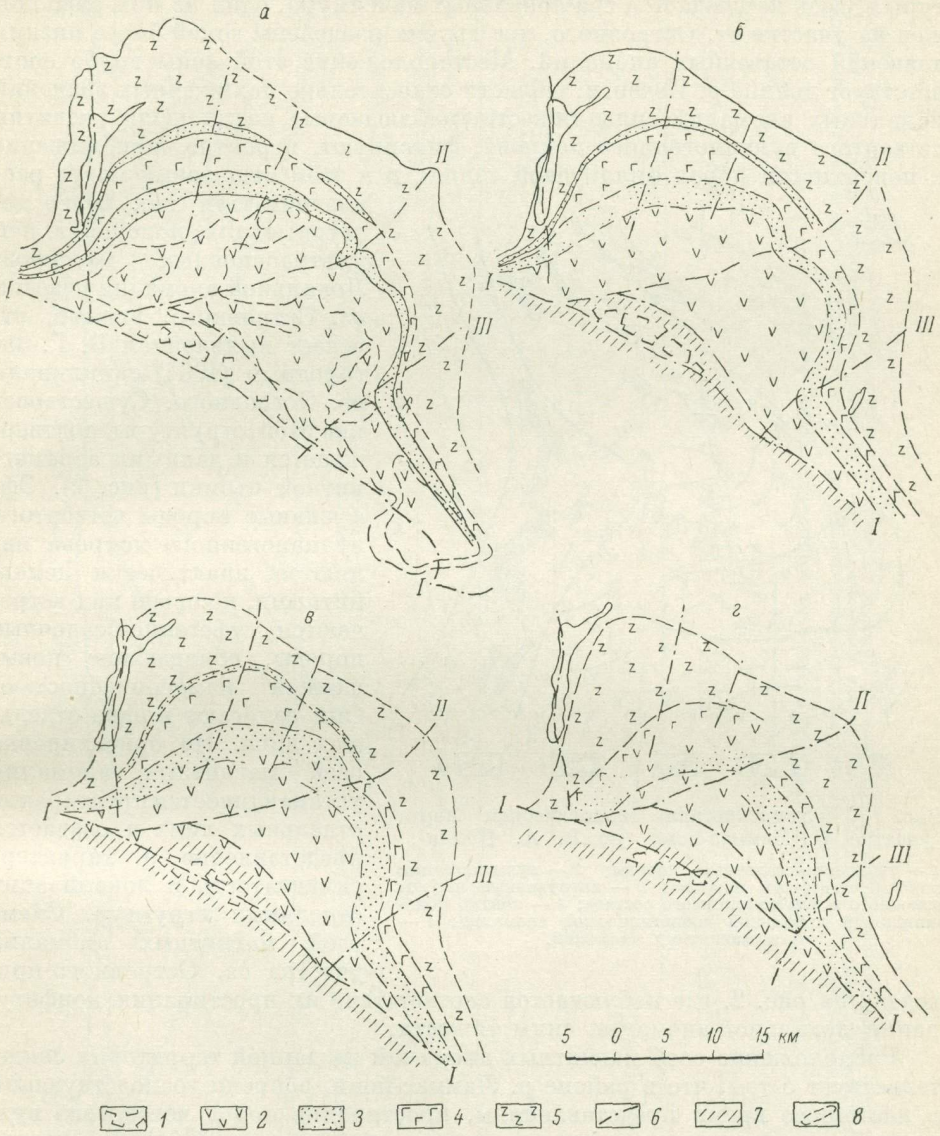


Рис. 1. Схематические геологические карты Печенгской структуры для дневной поверхности и для срезов на абсолютных отметках —1, —2, —4 км.

а — дневная поверхность; *б* — срез на абсолютной отметке —1 км; *в* — то же, —2 км; *г* — то же, —4 км; *1* — плагиопорфириты; *2* — четвертый вулканогенный покров; *3* — четвертая (продуктивная) и третья осадочные толщи; *4* — третий вулканогенный покров; *5* — второй и первый вулканогенные покровы; *6* — разломы (*I* — Порьиташский, *II* — Луоттинский, *III* — Ламмасский); *7* — предполагаемое положение Порьиташского разлома на принятых глубинах срезов; *8* — изолинии положительных локальных гравитационных аномалий.

локальные положительные аномалии силы тяжести. Однако при сопоставлении с гравиметрическими данными такое соответствие отмечается только для структуры Кучин (рис. 1, *а*), а другие структуры характеризуются

более сложным полем локальных гравитационных аномалий. В пределах Северной структуры отмечается три локальных максимума силы тяжести, причем наблюдается заметное несоответствие положения осей этих аномалий и оси структуры.

Не представляется однородным и внутреннее строение Южной структуры. Здесь наблюдается три локальных максимума, один из них расположен на участке оз. Островного, два других разделены зоной более низких значений остаточных аномалий. Местоположение этой зоны грубо соответствует долине р. Печенги. Области относительно пониженных значений локальных аномалий силы тяжести, наблюдаемые на площади развития четвертого вулканогенного покрова, фиксируют, вероятно, приближение к поверхности пород филлитовой толщи, и в этом отношении могут рассматриваться как более доступные для поисков в ней ультраосновных массивов. Локальной аномалии участка оз. Островного, видимо, отвечает выявленная В. Г. Загородным (1964) синклиналь оз. Островного. Существование этой структуры подтверждается и данными аэромагнитной съемки (рис. 2). Эффузивные породы четвертого вулканогенного покрова являются практически немагнитными, но среди них встречаются туфогенно-осадочные породы, обладающие повышенной намагниченностью. Они залегают в виде отдельных линз. По ориентировке осей магнитных аномалий устанавливается простирание отдельных линз и создается представление о характере складчатости и локализации отдельных структур. Схема осей магнитных аномалий участка оз. Островного приведена на рис. 2, где наблюдается соответствие их простирания конфигурации локальной аномалии силы тяжести.

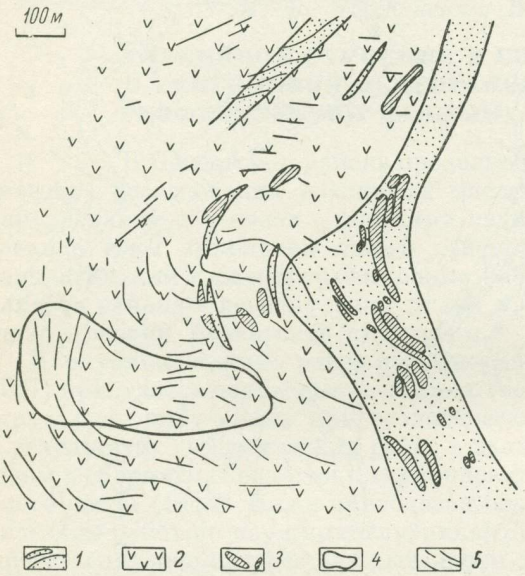


Рис. 2. Схематическая геологическая карта участка р. Ламмас-йоки (по Э. А. Поляк).

1 — туфогенно-осадочные породы; *2* — вулканогенные породы четвертого покрова; *3* — интрузивные породы основного и ультраосновного состава; *4* — контур положительной локальной гравитационной аномалии; *5* — оси магнитных аномалий.

Расположение осей магнитных аномалий на данной территории свидетельствует о том, что в районе р. Ламмас-йоки, вопреки господствующим в настоящее время представлениям, простирание пород четвертого вулканогенного покрова, а возможно, и четвертой осадочной (продуктивной) толщи, вероятно, меняется от близкого к меридиональному на почти широтное. Здесь образуется антиклинальный перегиб, подобный тому, который известен в бассейне р. Луоттн-йоки.

Более точные новые данные о глубинном строении Печенгской структуры получены с помощью сейсморазведки. Чередование в разрезе печенгской серии осадочных и вулканогенных толщ обусловило возможность изучения Печенгской структуры сейсморазведкой — методом отраженных волн. Более выдержанные отраженные волны наблюдаются обычно от подошвы печенгской серии, контактов осадочных толщ и прослоев туффитов. Кроме того, отражения также нередко отмечаются от контактов ультраос-

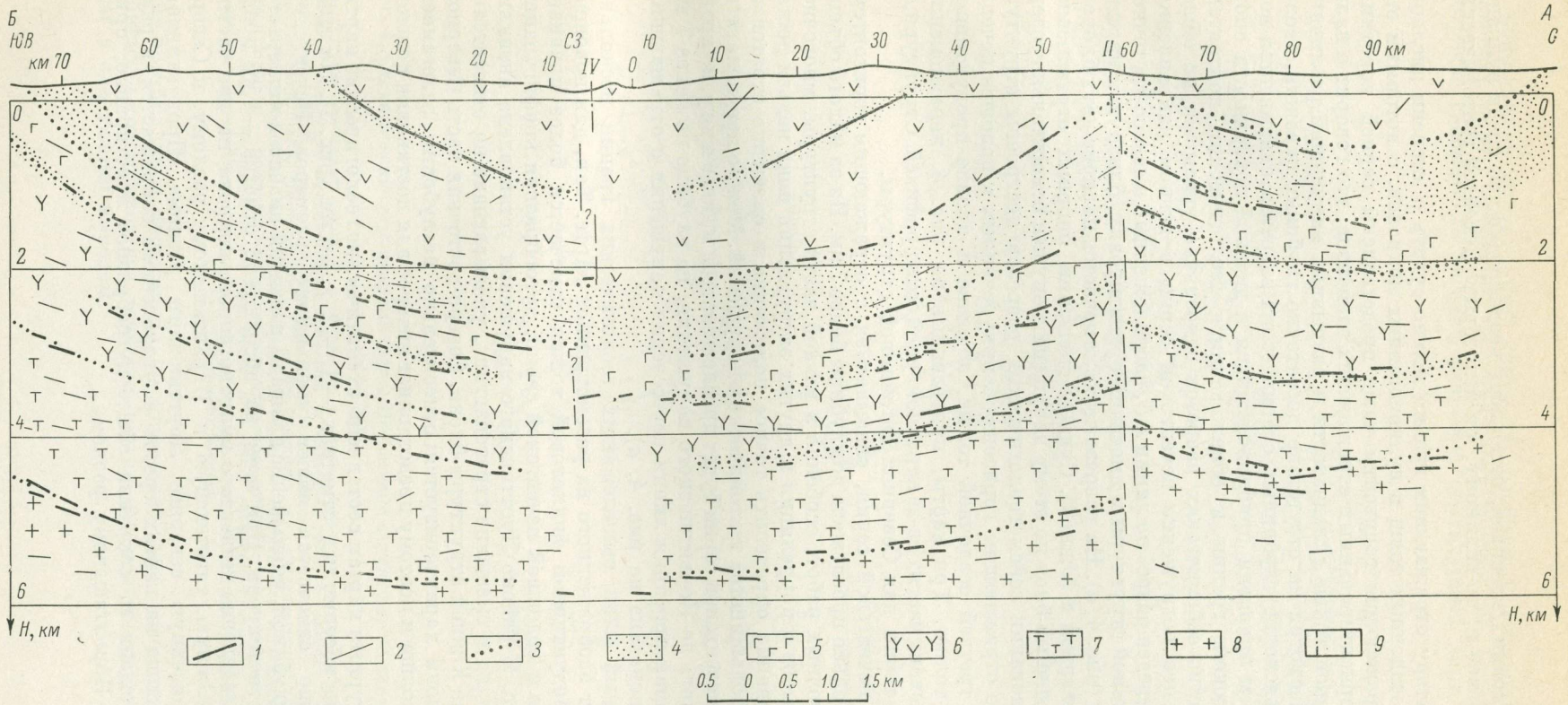


Рис. 3. Сейсмогеологический разрез по линии *АБ* (рис. 4, *а*).

1 — отражающие площадки, по которым построены условные горизонты; *2* — другие отражающие площадки; *3* — осредненное положение отражающих горизонтов (условных); *4* — пачка туфов в четвертом вулканогенном покрове, четвертая (продуктивная) и другие осадочные толщи; *5* — третий вулканогенный покров; *6* — второй вулканогенный покров; *7* — первый вулканогенный покров; *8* — предполагаемый древний фундамент Печенгской структуры; *9* — разломы (*II* — Луоттинский, *IV* — предполагаемый Печенгский).

новных и основных массивов, отдельных неоднородностей среди вулканогенных покровов и, по-видимому, от некоторых элементов тектонических нарушений.

По характеру отражающих границ можно судить о степени дислоцированности осадочных толщ и вулканогенных покровов, с которыми они связаны: отражающие горизонты чаще представлены серией коротких, по-разному ориентированных отражающих элементов, что говорит о наличии в осадочной толще складчатости и разрывных нарушений различных порядков. Несмотря на отсутствие достаточно глубоких скважин, геологическое объяснение глубинных сейсмических разрезов оказывается возможным путем привязки приближающихся к дневной поверхности опорных отражающих границ к обнажающимся геологическим контактам.

Большинство сейсмических разрезов однозначно указывает на общее моноклинальное погружение печенгской серии в южном направлении. На рис. 3 приведен разрез по линии *АБ*, расположенный в северо-восточной части Печенгской структуры и имеющий ориентировку, близкую к простиранию пород (рис. 4, *а*). На разрезе четко отмечается наличие двух блоков-структур (Северной и Южной). Судя по смещению опорных отражающих горизонтов, южный блок по этому нарушению опущен относительно северного. На основании сейсмогеологических разрезов построены структурные карты по отражающим горизонтам, приуроченным к подошве печенгской серии, третьей осадочной толще, подошве и кровле продуктивной филлитовой толщи. Три карты, приведенные на рис. 4, неравноценны в различных своих частях из-за неравномерной сети профилей. Структурные карты более точны для Северной автономной структуры.

Подошва печенгской серии, связываемая с отражающим горизонтом, предположительно прослежена до глубины более 7 км. Из-за малого объема сейсморазведочных работ, особенно в южной части структуры, многочисленных разрывов в корреляции и других затруднений пока нельзя достаточно обоснованно определить точное положение и смещение стратоизогипс вблизи большинства тектонических нарушений. Можно предполагать, что подошва печенгской серии будет прослеживаться и далее к югу, по крайней мере вплоть до Порьиташского нарушения, на глубине не менее 7 км (предполагаемая проекция линии пересечения нарушения с отражающим горизонтом показана на рис. 4, *а*).

Структурный план вышележащих геологических границ несколько отличается от изображенного на рассмотренной карте. Так, для подошвы и кровли продуктивной филлитовой толщи отмечается более плавная, по сравнению с подошвой печенгской серии, дугообразная конфигурация стратоизогипс. В районе Луоттинского нарушения установлена антиклинальная складка и смещение стратоизогипс, указывающие на относительное опускание Южной структуры-блока. Северо-восточная часть Северной структуры-блока характеризуется относительно неглубоким залеганием филлитовой толщи и поэтому представляет интерес для постановки поисковых работ.

По структурным картам составлены схематические геологические карты для срезов на абсолютных отметках —1, —2 и —4 км (рис. 1). На этих картах хорошо отмечается общее уменьшение размеров Печенгской структуры с глубиной, уменьшение площади развития диабазов четвертого вулканогенного покрова. При этом на абсолютной отметке —4 км предполагается разделение четвертого вулканогенного покрова на две части: основную — Южную, тяготеющую к Порьиташскому разлому, и Северную, расположенную севернее Лоуттинского разлома. Продуктивная филлитовая толща на картах срезов с углублением сокращается в размерах по площади и, сохраняя общее дугообразное простирание, приближается к Порьиташскому разлому.

Сопоставляя структурные карты по различным горизонтам, можно построить карты изменения вертикальных мощностей. Совместное рассмотрение сейсмогеологических разрезов, структурных карт, схем изме-

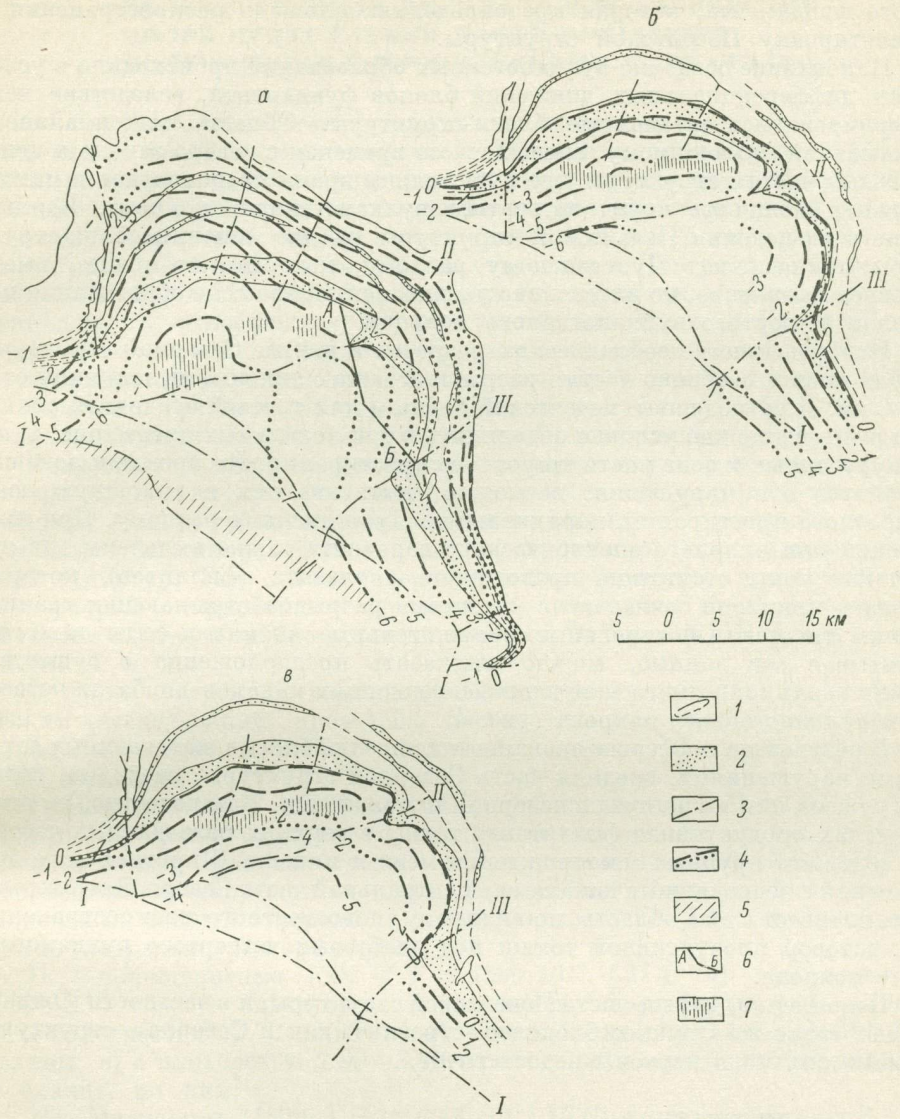


Рис. 4. Схематические структурные карты Печенгской структуры по данным сейсморазведки.

а — подошва печенгской серии; *б, в* — подошва и кровля четвертой (продуктивной) осадочной толщи; *1* — контуры вулканогенных покровов и осадочных толщ по данным геологической съемки; *2* — вторая, третья и четвертая осадочные толщи; *3* — основные разломы (*I* — Порьиташский, *II* — Луоттинский, *III* — Ламмасский); *4* — стратоизогипсы отражающих горизонтов, связываемых с подошвой печенгской серии (*а*), подошвой (*б*) и кровлей (*в*) продуктивной толщи; *5* — *проекция на дневную поверхность предполагаемого пересечения Порьиташского разлома с подошвой печенгской серии*; *6* — линия сейсмогеологического разреза; *7* — участки в северной части структуры, где возможны подводящие каналы диабазов четвертогс вулканогенного покрова.

нения вертикальных мощностей и геологических карт срезов на различных глубинах в совокупности с данными других геофизических методов приводит к следующим выводам.

Печенгская структура в целом представляет собой сложно построенную «чешуеобразную» моноклиналь, разбитую системой нарушений на отдельные блоки и ограниченную с юга глубинным разломом. Структурная карта по подошве печенгской серии отражает сложную блокировку архейского фундамента, которая предопределила площадь распространения и ориентировку Печенгской структуры.

Накопление осадочно-вулканогенных образований происходило в условиях дифференциальных движений блоков фундамента, вследствие чего сформировались автономные блоки-структуры. Область максимального прогибания, по-видимому, смещалась со временем с северо-запада к центральным частям структуры, где в настоящее время предполагается максимальная мощность пород четвертого вулканогенного покрова. Важная роль в разделении Печенгской структуры на две основные блок-структуры принадлежит Луоттинскому разлому, который, возможно, имеет древнее заложение, но интенсивно развивался лишь после образования диабазов четвертого вулканогенного покрова.

На большинстве сейсмических разрезов в центре Северной структуры наблюдаются особенно частые разрывы отражающих границ шириной от 1 до 4 км. Для подошвы печенгской серии и для третьей осадочной толщи эти разрывы можно условно объединить в три локальных пятна (рис. 4, *а*), приуроченных к зоне почти широтного простирания. По кровле и подошве филлитов эти нарушения, возможно, вытягиваются в сплошную зону широтного простирания, параллельную Луоттинскому разлому. При прослеживании опорного электрического горизонта также выделены две локальные зоны отсутствия проводящего горизонта (филлитов), которые в плане примерно совпадают с участками разрывов отражающих границ. К ним тяготеют и локальные положительные аномалии силы тяжести. Учитывая эти данные, можно высказать предположение о существовании вдоль широтного нарушения подводящих каналов диабазов четвертого вулканогенного покрова (рис. 4).

В результате дифференцированных движений блоков, разделенных секущими нарушениями, средняя часть Северной структуры, очевидно, более погружена или выдвинута в северном направлении. Как известно, на этих участках продуктивная филлитовая толща в верхних разведанных частях не содержит крупных месторождений меди и никеля. Широтная зона нарушений с подводящими каналами в центральной части Северной структуры ограничивает с юга область, по-видимому, повсеместного распространения филлитовой продуктивной толщи под диабазами четвертого вулканогенного покрова.

Несомненно, другие части Печенгской структуры, и в частности Южная, имеют такое же сложное блоковое строение, как и Северная структура, однако они пока изучены недостаточно.

ЛИТЕРАТУРА

Загородный В. Г., Д. Д. Мирская, С. Н. Суслова. Геологическое строение печенгской осадочно-вулканогенной серии. Изд. «Наука», М.—Л., 1964.

Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита. Изд. «Наука», Л., 1968.

Гиляров а М. А. Стратиграфия и структура Печенги. Изд ЛГУ, Л., 1967.

И. И. Берман, В. А. Тюремнов

КОЛИЧЕСТВЕННАЯ ОЦЕНКА СВЯЗИ ФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА С ПРОЯВЛЕНИЯМИ МАГМАТИЗМА

Настоящая статья посвящена геологическому истолкованию физических полей центральной части Кольского полуострова и надежности их связи с различными магматическими комплексами. Район исследований по особенностям геологического строения, тектонике и истории развития разделяется на две части, принадлежащие двум региональным структурам. Северная часть района относится к Центрально-Кольскому антиклинорию и сложена главным образом архейскими образованиями, южная часть, относящаяся к структурной зоне Имандра-Варзуга, сложена протерозойскими осадочно-эффузивными комплексами. Архейские образования прорываются интрузиями основных и ультраосновных пород и щелочных гранитов протерозоя, дайками диабазов, габбро-диабазов и палеозойскими интрузиями ультраосновных щелочных пород.

Размещение большинства интрузий основных и ультраосновных пород контролируется двумя пересекающими региональными тектонически ослабленными зонами: субмеридионального направления (Ловозерский разлом) и субширотного направления — в зоне сочленения архейских и протерозойских структур. Так, в зоне северо-восточного контакта протерозойских образований с архейскими породами располагаются межформационные интрузии габбро и габбро-норитов: массивы Федоровой и Панских тундр, массив I и др.

С целью уверенной геологической интерпретации данных геофизических исследований проведена систематизация физических свойств пород на основе изучения магнитных свойств и плотности свыше 2000 образцов.

I. Немагнитные ($J < 500 \cdot 10^{-6}$ СГС): а) с плотностью 2.57—2.67 г/см^3 — плагиомикроклиновые граниты, осадочные породы протерозоя, двуслюдяные сланцы, щелочные граниты; б) с плотностью 2.70—2.90 г/см^3 — диоритовые метапорфириты, туфы, гранат-биотитовые гнейсы, сильно измененные основные породы; в) с плотностью 2.90—3.10 г/см^3 — основные и ультраосновные эффузивы.

II. Слабомагнитные ($500 < J < 1500 \cdot 10^{-6}$ СГС): а) с плотностью 2.50—2.67 г/см^3 — биотитовые гнейсы архея, кварц-биотитовые сланцы; б) с плотностью 2.70—2.90 г/см^3 — амфиболиты, биотит-амфиболовые сланцы; в) с плотностью 2.90—3.10 г/см^3 — амфиболиты, габбро-диабазы и сланцы по ним;

III. Магнитные ($1500 < J < 3000 \cdot 10^{-6}$ СГС): а) с плотностью 2.57—2.67 г/см^3 — кварцевые сиениты; б) с плотностью 2.70—2.90 г/см^3—альбит-хлоритовые сланцы, породы комплекса плагиогранитов и диоритов; в) с плотностью 2.90—3.10 г/см^3 — диабазы и метадиабазы умбинской свиты, габбро, габбро-нориты, метагаббро, жильные габбро-диабазы; г) с плотностью 3.15—3.40 г/см^3 — ультраосновные породы мелких интрузий, развитых среди архейских образований;

IV. Сильномагнитные ($J > 5000 \cdot 10^{-6}$ СГС) с плотностью 3.0—3.30 г/см^3 — амфибол-пироксен-магнетитовые и магнетитовые кварциты.

Кроме отмеченных характеристик выяснены некоторые частные особенности распределения физических свойств.

1. Плагиомикроклиновые граниты непосредственно в зоне регионального Ловозерского разлома обогащены магнетитом, вследствие чего приобрели аномальные магнитные свойства.

2. Изменение пористости, плотности и магнитных свойств пород зон контакта Хибинского щелочного массива и пород серии имандра-варзуга происходит в связи с контактово-метасоматическими преобразованиями состава и структуры пород.

3. Закономерно уменьшается плотность и увеличивается пористость основных эффузивов вверх по разрезу как для всей имандра-варзугской серии в целом, так и в пределах отдельных свит и групп покровов.

В результате аэромагнитной съемки установлено, что повышенное и неоднородное поле ΔT с большим количеством локальных аномалий интенсивностью до 8—10 тыс. гамм характеризует площадь архейских образований. Размеры аномалий в плане достигают в некоторых случаях десятков квадратных километров. Спокойное слабопеременное магнитное поле с аномалиями линейного характера интенсивностью до 2—2.5 тыс. гамм, вытянутых согласно с основными направлениями структур на десятки километров, типично для площади развития протерозойских осадочно-эффузивных пород. Архейские и протерозойские комплексы четко различаются также по характеру и интенсивности гравитационного поля.

Интерпретация результатов магнитной съемки позволила установить, что поля ΔZ интенсивностью от 0 до 500 гамм и малыми градиентами $\frac{\Delta Z}{\Delta x}$ соответствуют площади развития плагиомикроклиновых гранитов.

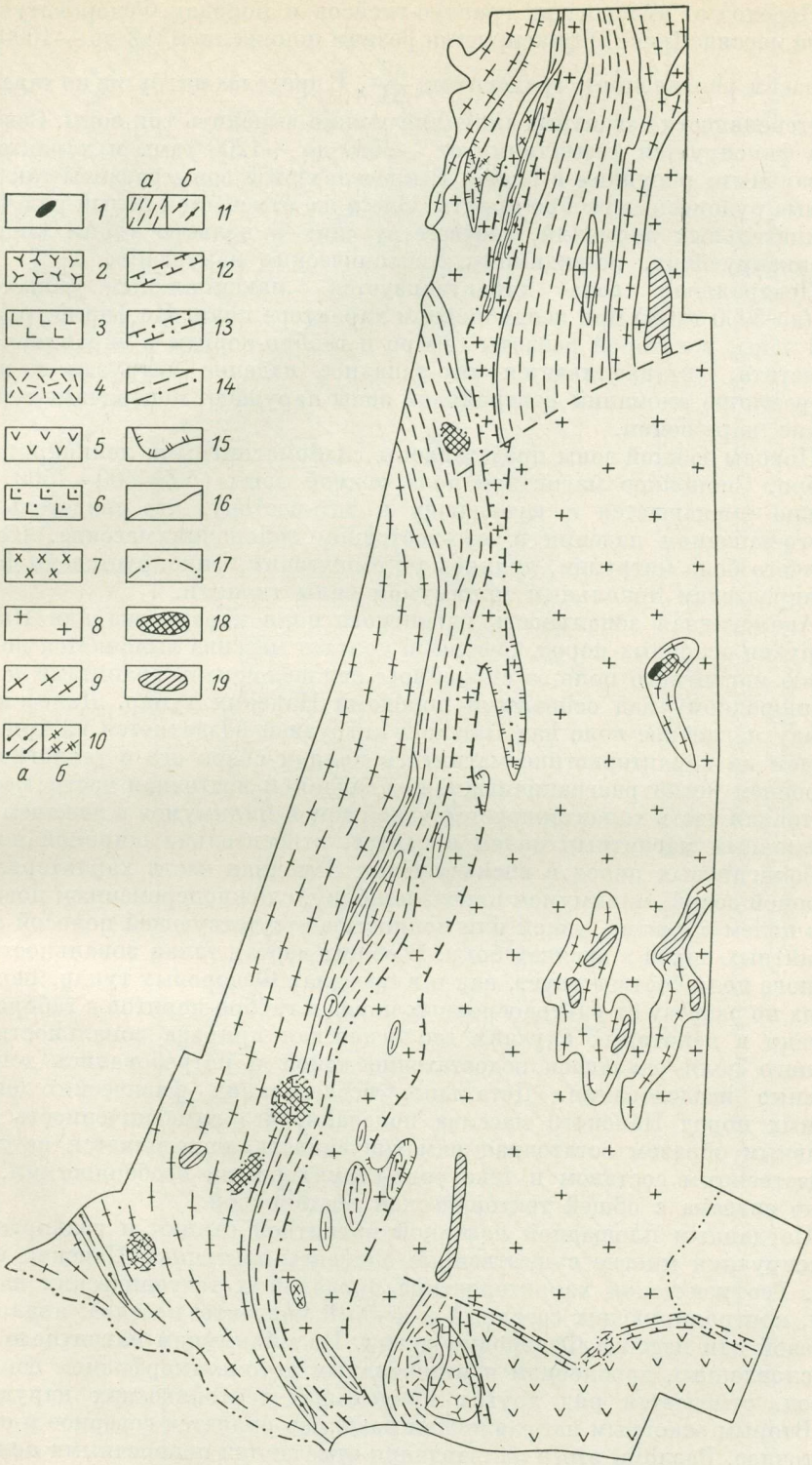
Резкое переменное магнитное поле с интенсивностью аномалий от 0 до 1500 гамм характеризует зону развития пород гнейсо-диоритового комплекса. Неоднородность магнитного поля объясняется частой перемежаемостью пород различного состава в пределах развития гнейсо-диоритового комплекса.

В западной части площади развития плагиомикроклиновых гранитов (рис. 1) интенсивной четко выраженной линейной магнитной аномалией ΔZ=5—9 тыс. гамм), протягивающейся в меридиональном направлении более чем на 25 км, фиксируется зона перемежаемости плагиомикроклиновых гранитов с многочисленными пластообразными телами более древних сильно измененных основных пород. К этой же зоне приурочены маломощные линзы пироксен-магнетитовых кварцитов, пространственно и генетически тесно связанные с породами комплекса гнейсо-диоритов. Таким образом, своеобразной магнитной аномалией фиксируется зона развития разновозрастного и разноэтапного магматизма, приуроченного к Ловозерскому субмеридиональному разлому. Все породы, развитые в зоне разлома, интенсивно катаклазированы и милонитизированы.

В пределах изученной площади выявлен ряд локальных совмещенных гравимагнитных аномалий, проверка которых бурением показала их связь с интрузиями основных пород архейского, протерозойского и раннепалеозойского возраста (рис. 1). В зоне сочленения архейских и протерозойских комплксов фиксируются линейные аномалии субширотного простирания интенсивностью от 500 до 5000 гамм. Эти аномалии обусловлены интрузиями Панских, Федоровых тундр, массива I и др.

Рис. 1. Схематическая геолого-геофизическая карта.

1 — гипабиссальные интрузии и дайки габбро-диабазов; *2* — габбро амфиболитизированное; *3* — габбро средне- и крупнозернистое; *4* — габбро-нориты; *5* — основные эффузивы имандра-варзугской серии; *6* — оливиновые габбро (Олекчъяврский массив); *7* — кварцевые сиениты; *8* — плагиомикроклиновые граниты; *9* — плагиограниты и кварцевые гнейсо-фиориты (породы фиоритового комплекса); *10а* — полевошпатовые амфиболиты; *10б* — метагаббро и метагаббро-нориты; *11а* — биотитовые гнейсы; *11б* — кианит-гранат-биотитовые гнейсы. Границы зон тектонических нарушений: *12* — установленные; *13* — предполагаемые по геофизическим данным. Линии тектонических нарушений: *14* — установленные и предполагаемые по геофизическим данным; *15* — зона перемежаемости плагиомикроклиновых гранитов, полевошпатовых амфиболитов и магнетитовых кварцитов; *16* — границы пород, установленные по геологическим и геофизическим данным; *17* — контуры массивов основных пород по данным магниторазведки; *18* — локальная гравимагнитная аномалия; *19* — локальная магнитная аномалия.


а б
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
а б
11
12
13
14
15
16
17
18
19

Переход от вмещающих гранито-гнейсов к породам Федоровотундровского массива (рис. 2) фиксируется резким понижением ΔZ до —1000 гамм и резким увеличением градиентов $\frac{\Delta Z}{\Delta x}$. В пределах интрузии по характеру и интенсивности магнитных аномалий можно выделить три зоны. Северная зона фиксируется аномалиями от —2500 до +1200 гамм и характерным «мозаичным» рисунком в плане. В пределах этой зоны развиты так называемые рудоносные габбро-нориты. Здесь же отмечается целый ряд четких отрицательных аномалий, соответствующих в рельефе узким лощинам и фиксирующих, по-видимому, тектонические нарушения.

Центральная зона характеризуется максимальным значением ΔZ (до 5000 гамм) при неоднородном характере поля. По форме графиков этой зоны, в которой развиты габбро и габбро-нориты с вкрапленностью магнетита, устанавливается юго-западное падение интрузии в целом. Корреляцию аномалий центральной зоны нарушают поперечные тектонические нарушения.

Породы южной зоны представлены слабомагнитными лейкократовыми габбро. Спокойное магнитное поле южной зоны (ΔZ=500—1500 гамм) плавно уменьшается к юго-западу и юго-востоку, что свидетельствует о юго-западном падении и юго-восточном склонении массива. Контакт висячего бока интрузии, являясь тектоническим, фиксируется по данным гравиразведки локальным минимумом силы тяжести.

Аналогичная зональность магнитного поля характерна для Панской интрузии основных пород. Северный контакт массива выясняется по изменению магнитного поля от спокойного над щелочными гранитами к резко неоднородному над основными породами Панских тундр. Далее к юго-западу магнитное поле над Панской интрузией разделяется на три зоны, причем по характеристике магнитного поля и связи его с геологическим строением четко разграничивается западная и восточная части массива. Восточная часть характеризуется узкой зоной минимумов в лежачем боку, переменным магнитным полем в центре, относительно широкой полосой слабомагнитных пород в висячем боку. Западная часть характеризуется широкой зоной, минимумом в лежачем боку, сложнопеременным повышенным полем в центре, узкой или полностью отсутствующей полосой слабомагнитных пород в висячем боку. В общих чертах такая зональность магнитного поля соответствует, как и в пределах Федоровых тундр, переходу вверх по разрезу от ультраосновных пород и габбро-норитов к габброидам. Однако в некоторых случаях геологическая природа зональности магнитного поля оказалась недостаточно ясной и потребовались дополнительные исследования. Детальные исследования физических свойств горных пород Панского массива показали, что намагниченность пород (главным образом остаточная намагниченность) определяется не только вещественным составом и текстурно-структурными особенностями, но и тесно связана с общей тектонической обстановкой.

По данным площадной наземной магнитной съемки и гравиразведки фиксируются многие существенные элементы тектоники Панской интрузии. Геофизическая характеристика продольных тектонических нарушений, контролирующих северный и южный контакты массива, аналогична таковой для массива Федоровых тундр. По минимумам магнитного поля, обусловленным дроблением и интенсивным автометаморфизмом основных пород, отмечается ряд других продольных тектонических нарушений.

Вторым основным направлением разломов является северное и северо-восточное. Разломы этого направления отмечаются поперечными полосами минимумов ΔZ и разрывом корреляции в них магнитных аномалий. Амплитуды минимумов достигают 1000—1500 гамм, ширина зон минимумов колеблется от 100 до 800 м.

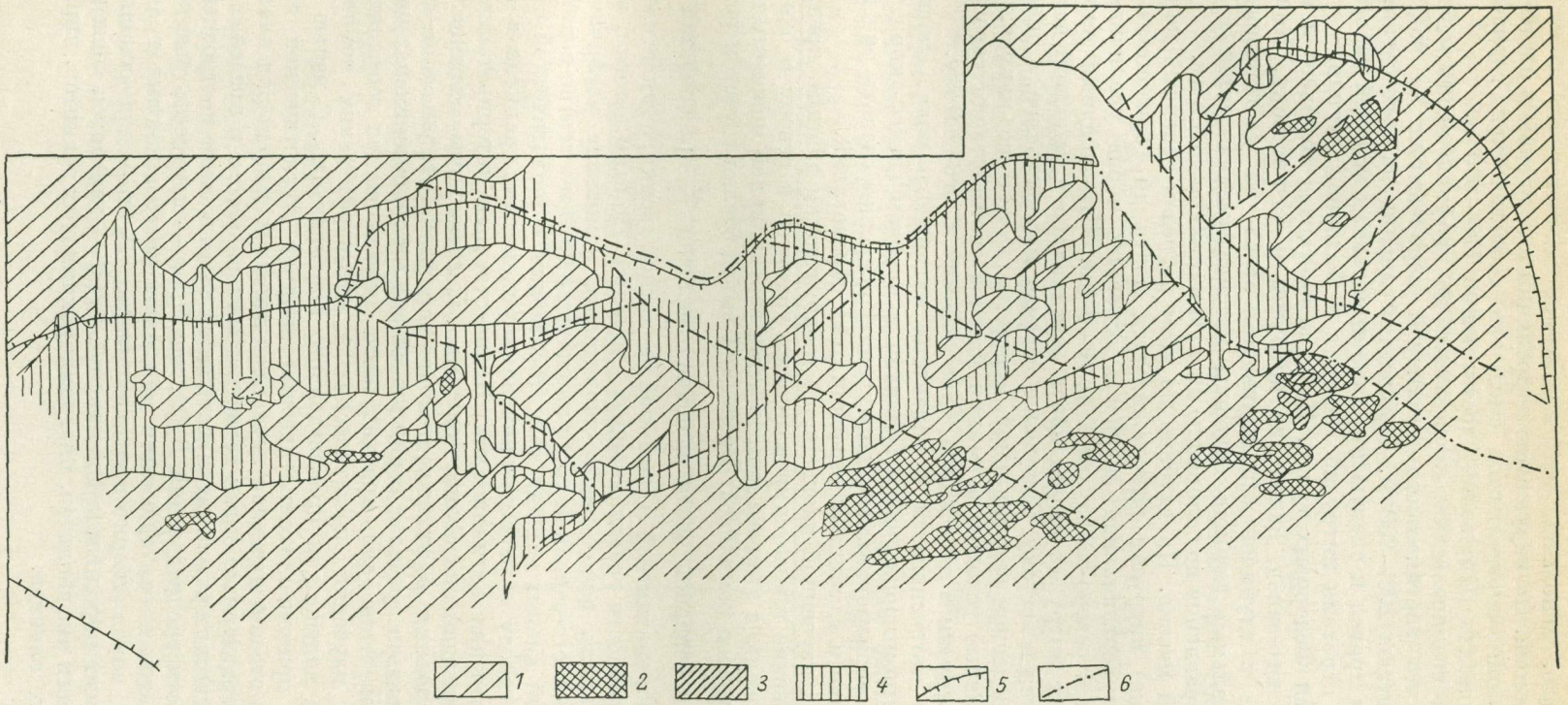


Рис. 2. Схематическая карта изодинам Федоротундровского массива с элементами тектоники.

Интенсивность магнитного поля: 1 — 0—25; *2* — 25—50; *3* — больше 50; *4* — меньше 0 мэ; *5* — границы Федоровотундровской интрузии; *6* — тектонические нарушения по геолого-геофизическим данным.

Как правило, положение зон минимумов соответствует в рельефе участкам депрессий. По нарушению корреляции и смещению в плане магнитных аномалий определяются смещения геологических горизонтов вдоль тектонических нарушений, достигающие 700—900 м.

По данным гравиразведки, проведенной по профилю вдоль массива, установлено, что вертикальные амплитуды перемещения по каждому разлому достигают 200—300 м. Совместный анализ данных магнито- и гравиразведки привел к следующим характеристикам условий залегания и глубинного строения интрузий Панских и Федоровых тундр.

1. Интрузия Федоровых тундр. Падение контактов лежачего и висячего бока на юго-запад, склонение интрузии к юго-востоку. Контакт лежачего бока с глубиной выполаживается от 45—50° до горизонтального. Максимальная глубина подошвы массива увеличивается в юго-восточном направлении по склонению интрузии от 500 м до 3.5 км.

2. Панский массив. На глубине по всем разрезам северный контакт (лежачего бока) интрузии выполаживается почти до горизонтального. Максимальная вертикальная мощность основных пород увеличивается с юго-востока к северо-западу от 2 до 4—5 км. Юго-западный тектонический контакт интрузии падает почти вертикально в западной части и выполаживается к востоку. Склонение массива юго-восточное, с одновременным уменьшением вертикальной мощности в том же направлении. Все перечисленные условия залегания массива соответствуют своеобразной форме интрузии в виде клина, сужающегося к юго-востоку.

Изменение интенсивности и характера магнитного поля, соответствующего плагиомикроклиновым гранитам и породам гнейсо-диоритового комплекса, в меридиональном направлении позволяет сделать ряд выводов о тектонике и глубинном строении этих образований.

В пределах изученной площади, по геологическим данным, предполагается погружение плагиомикроклиновых гранитов к северу и одновременное увеличение в этом же направлении вертикальной мощности пород гнейсо-диоритового комплекса. Последний вывод сделан с учетом резкого уменьшения в северной части площади отношения $\frac{\Delta Z}{\Delta T}$ при сопоставлении результатов аэромагнитной и наземной магнитной съемки, а также по изменению интенсивности гравитационных аномалий. По этим данным, вертикальная мощность пород гнейсо-диоритового комплекса увеличивается от 500—800 м в юго-западной части площади до 2500 м в северо-восточной.

Совместный анализ данных магниторазведки и геологической съемки приводит к выводу о развитии плагиомикроклиновых гранитов в ядрах крупных архейских антиклиналей. Количественная интерпретация данных гравиразведки позволяет оценить максимальную вертикальную мощность основных эффузивов имандра-варзугской серии в 4—6 км, а также выявить в пределах серии целый ряд тектонических нарушений.

Важное значение для практического использования геофизических методов при изучении магматических и метаморфических комплексов имеет оценка надежности произведенного картирования. С целью такой оценки был применен математический аппарат статистической оценки гипотез. Для этого в пределах изученной площади выбран ряд площадок с хорошо охарактеризованным геологическим разрезом, в пределах которых по фактическим результатам магнитной съемки были построены графики плотности распределений $P_i(z)$, где $P_1(z)$ — плотность распределения результатов магниторазведки для плагиомикроклиновых гранитов, $P_2(z)$ — для пород диоритового комплекса, $P_3(z)$ — для основных и ультраосновных пород (типа Олекчъявр), $P_4(z)$ — для пород зоны частой перемежаемости амфиболитов, плагиомикроклиновых гранитов, пироксен-магнетитовых сланцев.

Количественно надежность картирования определяется по вероятности ошибочного определения природы аномалии при сравнении двух гипотез. Например, сравниваются две гипотезы: H_1 — плагиомикроклиновые граниты, H_2 — породы диоритового комплекса. Пусть будет установлено z_0 такое, что при $z < z_0$ принимается H_1, при $z > z_0$ принимается H_2. Величина Q_1 — вероятность выбора H_2, когда истинным является H_1 (ошибка первого рода), Q_2 — вероятность выбора H_1, когда истинным является H_2 (ошибка второго рода). Тогда

$$Q_1 = \int_{z_0}^{\infty} P_1(z)\,dz; \quad Q_2 = \int_{-\infty}^{z_0} P_2(z)\,dz.$$

Значение z_0 определяется исходя из минимизации среднего риска $\bar{c}(z_0)$:

$$\bar{c}(z_0) = Lc_1 \int_{z_0}^{\infty} P_1(z)\,dz + (1-L)\,c_2 \int_{-\infty}^{z_0} P_2(z)\,dz,$$

где L — априорная вероятность гипотезы H_1; c_1, c_2 — платежи при неправильном выборе гипотезы.

Принимая $c_1 = c_2$ и $L = 0.5$ (исходя из максимальной неопределенности системы), получаем, что $\min \bar{c}(z_0)$ достигается при $\frac{P_1(z_0)}{P_2(z_0)} = 1$, откуда и определяется значение z_0.

Результаты оценки надежности связи наблюдаемых физических полей с геологическими комплексами в различном сочетании пар гипотез показаны в таблице.

Индекс гипотезы	Гипотезы	Сочетания гипотез	Ошибка первого рода, %	Ошибка второго рода, %
H_1	Граниты.	H_1—H_2	4.5	8
H_2	Породы диоритового комплекса.	H_1—H_3	2	1
H_3	Основные породы (типа Олекчъявр-ского массива).	H_1—H_4	4	11
H_4	Частая перемежаемость плагиомик-роклиновых гранитов и основных по-род.	H_2—H_3	14	25
		H_2—H_4	9	46
		H_3—H_4	8.5	76

Из приведенных данных видно, что по интенсивности магнитного поля возможно достаточно уверенное картирование магматических комплексов, за исключением выделения пород диоритового комплекса и основных интрузий в поле чистой перемежаемости пород: H_2—H_4, H_3—H_4.

Выводы

В центральной части Кольского полуострова интенсивность и структура физических полей четко определяются проявлениями и характеристикой магматизма различных типов и режимом тектонических движений. Обработка геофизических результатов методами математической статистики и статистических решений позволяет оценивать надежность выделения территорий с широко развитыми процессами гранитизации и областей с тенденцией к развитию процессов базификации.

М. П. Воларович, Н. Е. Галдин,
В. А. Тюремнов

ПЕТРОФИЗИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ МАГМАТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ ПРИ РАЗЛИЧНЫХ ДАВЛЕНИЯХ И ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ СТРУКТУРНОЙ ЗОНЫ ИМАНДРА-ВАРЗУГА

Работа посвящена изучению физических характеристик типичных разностей магматических пород структурной зоны Имандра-Варзуга при различных давлениях. Исследованы при атмосферном давлении плотность, пористость пород и их магнитные свойства, а скорости упругих волн изучены как при атмосферном, так и при высоких давлениях (до 15 000 кГ/см^2).

Структурная зона Имандра-Варзуга является одной из главных тектонических зон Норвежско-Кольской ветви Карельской складчатой системы Балтийского щита. Она расположена в южной части Кольского полуострова и протягивается от западного побережья оз. Имандра до оз. Долгого и р. Сосновки на востоке на 300—350 км при ширине 10—40 км. В зоне сочленения протерозойских образований имандра-варзугской серии с архейскими гнейсами Центрально-Кольского антиклинория размещено большинство интрузий базитов и гипербазитов. К ним относится одна из наиболее крупных посторогенных интрузий эпохи посткарельского диастрофизма — Панская интрузия основных пород.

При геологическом картировании и при изучении глубинного строения зоны широко применяются геофизические методы разведки: гравиразведка, магниторазведка и сейсморазведка. Отсюда ясна необходимость детального изучения физических свойств горных пород, в первую очередь плотности, пористости, магнитных и упругих параметров.

В результате массовых определений плотности горных пород построена карта изоплотностей для всего комплекса пород структурной зоны (рис. 1), дающая представление о характере региональных изменений плотности горных пород в пределах всей структуры и об их различиях по сравнению с вмещающими архейскими образованиями. Данные по плотности и по магнитным свойствам литолого-петрографических разновидностей пород имандра-варзугской серии представлены в табл. 1, из которой видно, что плотность основных эффузивов колеблется в пределах отдельных свит, покровов и групп покровов. Плотность эффузивов постепенно уменьшается в юго-западном направлении вкрест простирания пород. Исключением являются диабазы ильменской свиты, которые обладают повышенной плотностью, что, по-видимому, отражает их особый генезис по сравнению с эффузивами других свит.

Из анализа полученных материалов следует, что гравитационноактивными породами при региональных работах являются следующие комплексы: а) граниты архея, б) гнейсовая толща (тундровая серия) с подчиненными ей прослоями кварцитов, амфиболитов, основными и ультраосновными телами и в) эффузивные породы (верхний протерозой). Кроме того, гравитационный эффект может быть создан изменением гипсометрии границ, разделяющих различные свиты в общей структуре, если их средневзвешенные плотности различаются в пределах 0.05—0.1 г/см^3. При детальной гравитационной съемке в гнейсовой толще гравитационноактивными выявляются тела основного и ультраосновного состава, а также прослои амфиболитов. Менее уверенно эти комплексы будут выявляться среди эффузивных пород.

По интенсивности намагничивания все разновидности пород структурной зоны подразделяются следующим образом: а) слабомагнитные

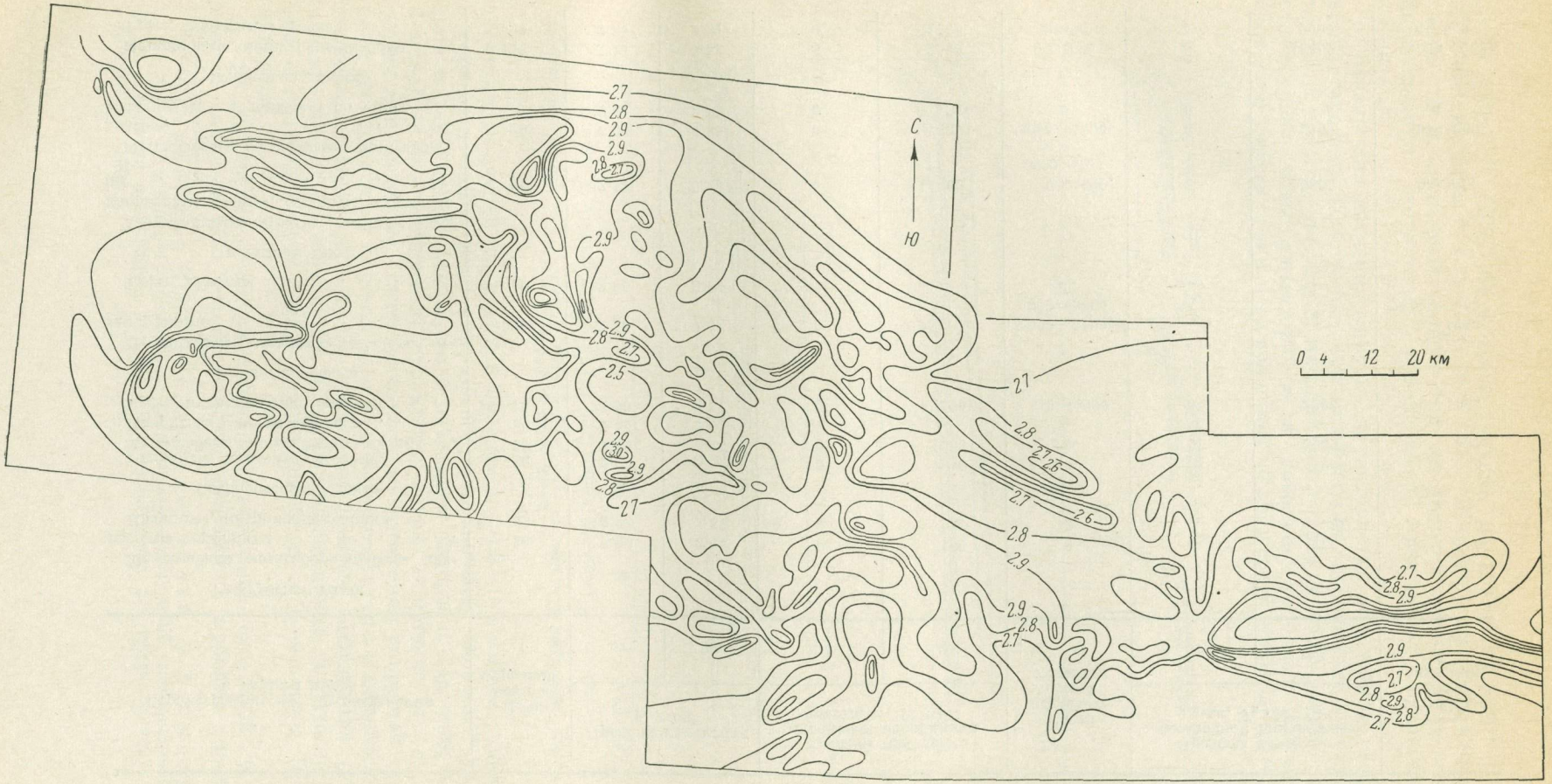


Рис. 1. Схема изоплотностей горных пород структурной зоны Имандра-Варзуга.

Таблица 1

Плотность и магнитные свойства горных пород имандра-варзугской серии

Стратиграфические подразделения и группы пород	Количество образцов	Пределы изменения ρ, г/см^3		Пределы изменения магнитной восприимчивости, $\varkappa \cdot 10^6$ СГС		Часто встречающиеся значения	Пределы изменения остаточной намагниченности, $J_n \cdot 10^6$ СГС		Часто встречающиеся значения
		от	до	от	до		от	до	
Рижгубская свита									
Метадиабазы, метагаббро-диабазы, диабазовые порфириты	29	2.80	3.06	0	100	0	0	200	0
Кварциты, кварцито-песчаники	35	2.60	2.87	0	20	0	0	20	0
Сейдореченская свита									
Кварциты, кварцито-песчаники	20	2.50	2.87	0	0	—	0	0	0
Метадиабазы, метагаббро-диабазы	60	2.70	3.18	0	1500	0	0	2000	200
Диоритовые метапорфириты	30	2.56	2.92	—	—	—	—	—	—
Туфы, вулканические брекчии	10	2.30	2.97	0	2500	0—1000	0	2000	0—1000
Умбинская свита									
Метадиабазы, метаманделыптейны, метапорфириты	360	2.50	3,42	0	19000	2000—3000, 5000—6000	—	—	0—1000, 2000—3000
Туфы, туффиты	10	2.80	2.99	—	—	—	—	—	—
Титанская свита									
Хлорит-актинолитовые, серицитовые, хлоритовые сланцы, филлиты, туфосланцы	90	2.10	3.90	0	11000	0—1000, 3000—4000	0	20000	0—1000
Метадиабазы, афанитовые, метагаббро-диабазы	20	2.60	3.35	0	7000	3000—4000	0	2100	0—1000
Известняки и доломиты	10	2.60	2.84	0	20	0	0	0	0
Ильменская свита									
Метадиабазы, метагаббро-диабазы	170	2.45	3.52	0	2500	0—1000	0	18000	500—3000
Туфы, туффиты, туфосланцы	20	2.25	2.99	0	1700	0—50	0	2000	0—500

$J=(0\div50)\cdot10^{-6}$ СГС; б) среднемагнитные $J=(100\div1000)\cdot10^{-6}$ СГС и в) сильномагнитные $J>1000\cdot10^{-6}$ СГС. Широкие пределы изменения плотности и магнитных свойств горных пород в значительной степени определяются вторичными изменениями, имеющими региональный характер.

Образцы для изучения упругих характеристик пород были отобраны вблизи профиля ГСЗ; результаты проведенных экспериментов приведены в табл. 2 и 3 и на рис. 2 и 3. Из табл. 2 и 3 видно, что эффузивные породы структурной зоны характеризуются довольно высокими значениями скоростей упругих волн. При давлении 5.0 кбар (глубина около 12—15 км)

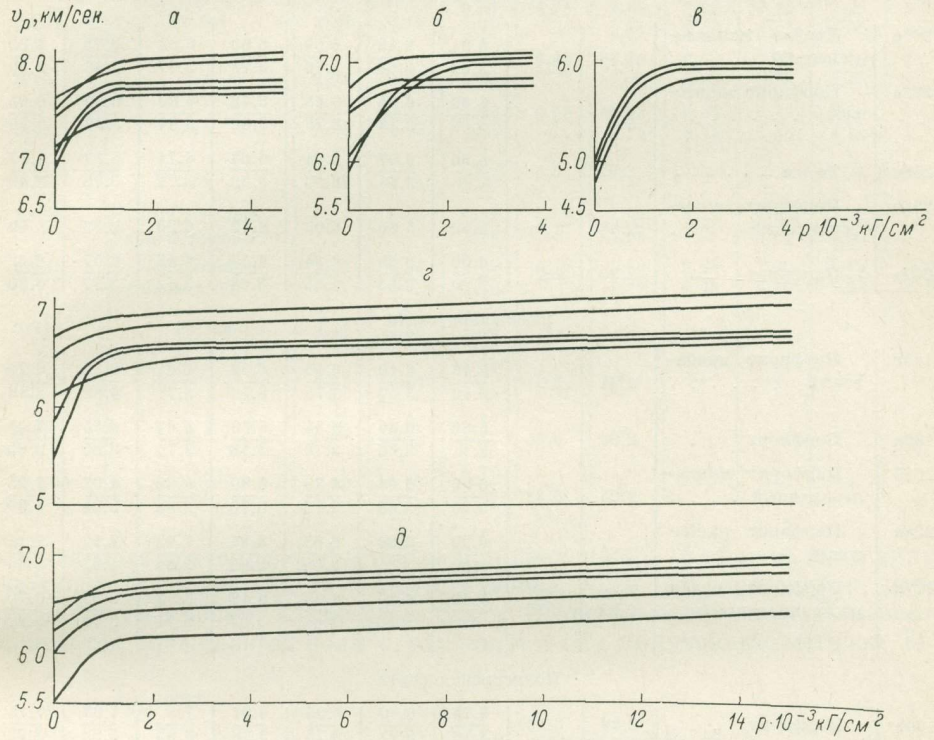


Рис. 2. Зависимость $v_P(p)$ для пород различного состава.

а — ультраосновные; *б* — основные интрузивные; *в* — кислые; *г* — умбинская свита; *д* — сейдореченская свита.

значения скоростей v_P в них в среднем на 0.3—0.5 км/сек. ниже, чем в породах Панской интрузии. Абсолютные значения скоростей упругих волн и характер их изменения в начальном диапазоне давлений (до 1—2 кбар) сильно зависят от структуры пород, вторичных изменений и пористости. В общем случае минимальные изменения скоростей упругих волн наблюдаются в породах мелкозернистой структуры и незначительной пористости. Поэтому плотные и мелкозернистые эффузивные породы, как правило, характеризуются меньшими изменениями упругих параметров с давлением, чем более крупнозернистые габбро-нориты Панской интрузии.

При сравнении экспериментальных значений скоростей упругих волн с данными ГСЗ * прежде всего выявляется хорошее совпадение

* Литвиненко И. В., Л. Н. Платоненкова, Ю. А. Сипарова, С. А. Анкудинов. Глубинный разрез Имандра-Варзугской синклинорной зоны. В сб. «Геология и глубинное строение Восточной части Балтийского щита», изд. «Наука», Л., 1968.

Таблица 2

Скорость продольных v_P (в числителе) и поперечных v_S (в знаменателе) волн в эффузивных породах структурной зоны Имандра-Варзуга при различных давлениях

Номер образца	Порода	Плотность, г/см³	Пористость, %	Давление $p \cdot 10^3$, кГ/см²						
				0.001	0.5	1.0	2.0	5.0	10.0	15.0
	Сейдореченская свита									
365а	Диабаз миндалекаменный	2.89	1.2	6.24 / 3.65	6.40 / 3.68	6.54 / 3.70	6.60 / 3.73	6.68 / 3.77	6.78 / 3.86	6.83 / 3.90
272а	Порфирит дацитовый	2.90	2.0	6.30 / 3.66	6.55 / 3.73	6.68 / 3.76	6.72 / 3.80	6.80 / 3.84	6.90 / 3.90	6.95 / 3.95
258а	То же	2.92	0.5	6.50 / 3.60	6.57 / 3.64	6.64 / 3.66	6.68 / 3.69	6.74 / 3.72	6.83 / 3.78	6.87 / 3.80
293г	Порфирит миндалекаменный . . .	2.88	1.0	5.50	5.80	6.05	6.12	6.23	6.32	6.40
247а	Порфирит . . .	2.90	1.2	6.00 / 3.60	6.25 / 3.63	6.34 / 3.65	6.40 / 3.68	6.48 / 3.72	6.57 / 3.77	6.62 / 3.80
	Умбинская свита									
195г	Порфирит диабазовый	2.94	2.2	5.40 / 3.40	6.10 / 3.50	6.55 / 3.70	6.59 / 3.73	6.65 / 3.77	6.72 / 3.82	6.75 / 3.88
186а	Порфирит . . .	2.96	0.35	5.80 / 3.55	6.30 / 3.65	6.54 / 3.70	6.60 / 3.76	6.67 / 3.79	6.75 / 3.85	7.05 / 3.90
204б	Порфирит миндалекаменный	2.95	0.35	6.50 / 3.60	6.68 / 3.68	6.75 / 3.72	6.80 / 3.76	6.88 / 3.80	6.97 / 3.85	7.05 / 3.90
204а	Порфирит диабазовый	2.95	0.50	6.70 / 3.80	6.80 / 3.84	6.88 / 3.88	6.94 / 3.92	7.02 / 3.96	7.12 / 4.02	7.15 / 4.05
477а	Порфирит слабо рассланцованный . .	2.88	0.35	6.10 / 3.55	6.20 / 3.60	6.35 / 3.64	6.42 / 3.67	6.53 / 3.74	6.62 / 3.78	6.70 / 3.82
	Полисарская свита									
80г	Порфирит . . .	2.96	0.50	6.75 / 3.70	6.80 / 3.72	6.85 / 3.75	6.91 / 3.78	7.0 / 3.85	7.08 / 3.90	7.15 / 3.97
180а	Сланец по порфириту	2.83	0.47	6.37 / 3.65	6.41 / 3.65	6.45 / 3.68	6.52 / 3.70	6.62 / 3.77	6.70 / 3.84	6.76 / 3.86
	Ильменская свита									
572а	Метадиабаз . .	2.98	1.40	6.30 / 3.55	6.40 / 3.58	6.50 / 3.63	6.53 / 3.64	6.61 / 3.70	6.68 / 3.74	6.72 / 3.77

Таблица 3

Скорость продольных v_P (в числителе) и поперечных v_S (в знаменателе) волн в интрузивных породах Панского массива при различных давлениях

Номер образца	Порода	Плотность, г/см³	Пористость, %	Давление $p \cdot 10^3$, кГ/см²						
				0.001	0.5	1.0	2.0	5.0	10.0	15.0
3/97	Габбро-норит мезократовый	2.96	0.31	7.05 / 3.84	7.13 / —	7.18 / 3.88	7.25 / 3.92	7.35 / 4.0	7.42 / 4.04	7.48 / 4.08
3/60	То же . . .	2.96	0.19	6.67 / 3.70	6.75 / —	6.80 / 3.76	6.88 / 3.78	7.00 / 3.82	7.10 / 3.91	7.18 / 3.96

Таблица 3 (*продолжение*)

Номер образца	Порода	Плотность, г/см³	Пористость, %	Давление $p \cdot 10^3$, кГ/см²						
				0.001	0.5	1.0	2.0	5.0	10.0	15.0
3/259	Габбро-норит мезократовый . .	2.96	0.19	6.77 / 3.87	—	—	—	—	—	—
3/291	То же . . .	2.96	0.18	6.87 / 3.84	6.93 / —	6.98 / 3.87	7.03 / 3.90	7.13 / 3.96	7.25 / 4.02	7.32 / 4.07
3/10	» »	2.91	0.36	5.92 / 3.53	6.60 / —	6.82 / 3.79	6.95 / 3.84	7.06 / 3.90	7.18 / 3.96	7.30 / 4.03
3/40.5	» »	2.94	0.65	5.90 / 3.40	6.35 / —	6.65 / 3.72	6.80 / 3.78	6.92 / 3.85	7.05 / 3.94	7.18 / 4.02
3/70	» »	2.98	0.34	6.35 / 3.70	—	—	—	—	—	—
3/321	Габбро-норит лейкократовый	2.88	0.43	6.32 / 3.76	6.80 / —	7.00 / 3.93	7.12 / 4.0	7.22 / 4.05	7.30 / 4.09	7.36 / 4.12
3/164	Габбро-норит измененный	2.90	0.36	6.50 / 3.70	6.70 / —	6.80 / 3.72	6.90 / 3.76	7.00 / 3.80	7.12 / 3.86	7.22 / 3.90
3/115	То же . . .	2.90	0.45	6.67 / 3.93	—	—	—	—	—	—
3/126	» »	2.82	0.28	6.77 / 3.81	—	—	—	—	—	—
3/180.5	» »	2.92	0.54	6.87 / 3.94	—	—	—	—	—	—
3/199	» »	2.82	0.27	6.77 / 3.88	—	—	—	—	—	—

абсолютных значений скоростей v_P при давлении 2—5 кбар со значениями кажущихся скоростей для соответствующих толщ (сейдореченская, полисарская, умбинская, ильменская свиты, Панская интрузия). Изменения скоростей продольных волн с глубиной $\bar{v}(h)$, полученные методом ГСЗ

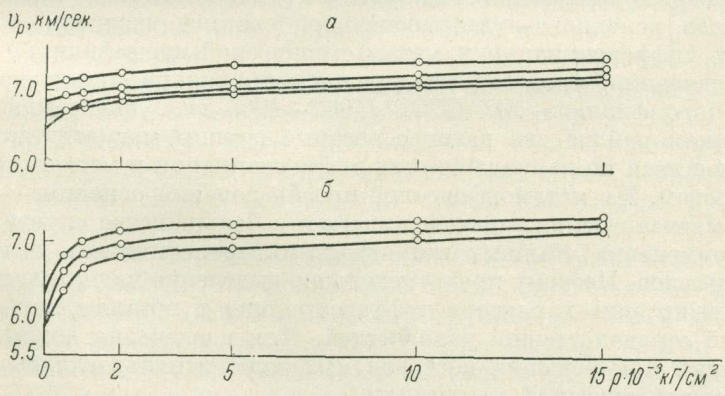


Рис. 3. Зависимость $v_P(p)$ для интрузивных пород Панского массива.

а — свежие габбро-нориты; *б* — измененные габро-нориты.

в области малых глубин (до 3—5 км), в общем хорошо согласуются с нашими экспериментальными данными.

По характеру изменения скоростей упругих волн с давлением интрузивные породы можно разделить на две группы: породы с небольшим

градиентом скоростей во всем диапазоне давлений и породы с бóльшим градиентом скоростей в области низких давлений. Эти группы пород существенно отличаются и по своим петрографическим особенностям: первая группа представлена свежими средне- и мелкозернистыми габброноритами, а вторая — более крупнозернистыми измененными габброноритами. По средним значениям градиентов скоростей эти породы мало отличаются от эффузивных пород основного состава.

В свете полученных экспериментальных данных можно предполагать, что установленная методом ГСЗ (Литвиненко и др., 1968) сейсмическая граница на глубине 12—15 км связана с геологическим контактом между эффузивными и интрузивными породами основного состава. Однако такое предположение не согласуется с имеющимися данными гравиметрии и магниторазведки, которые свидетельствуют о значительно меньшей мощности эффузивной толщи (не более 3—5 км). Полученные данные по измерению магнитных характеристик горных пород района и пересчет на высоту аномалий T_a явно указывают на небольшую мощность эффузивных и интрузивных комплексов. Поэтому вопрос о природе сейсмической границы на глубине 12—15 км остается открытым и требует дальнейших исследований. Можно предполагать, что данная сейсмическая граница целиком находится в пределах метаморфического комплекса кристаллического фундамента и обусловлена изменением степени метаморфизма с глубиной.

В. Д. Слюсарев

О РОЛИ МАТЕМАТИЧЕСКИХ МЕТОДОВ ПРИ ВЫДЕЛЕНИИ МАГМАТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ (НА ПРИМЕРЕ СИНКЛИНОРИЯ ВЕТРЕНЫЙ ПОЯС)

Цель настоящей статьи заключается в выявлении возможности использования математических методов для выделения магматических комплексов основного—ультраосновного состава, изучения направленности их дифференциации и металлогенической специфики.

Исследования, проведенные группой сотрудников Института геологии Карельского филиала АН СССР (1962—1966 гг.), позволили наметить в изученном районе две разновозрастные группы магматических пород, различающихся по направленности дифференциации и металлогеническим особенностям. Но метаморфические преобразования основных—ультраосновных магматических пород исключали в большинстве случаев возможность применения обычных петрографо-минералогических и петрохимических методов. Поэтому предварительное выделение магматических комплексов, выявление характера дифференциации и металлогенических особенностей страдало рядом условностей. Для извлечения дополнительной информации при решении поставленных задач использовались отдельные методы математической статистики.

Методика

Методически работа была построена по принципу обратной связи: первичная обработка фактического материала и возникающая геологическая гипотеза—контроль гипотезы с использованием математических методов — окончательный вывод на основе всей суммы информации. Такой методический подход исключает неоднозначность выводов из одного

и того же фактического материала и сводит к минимуму субъективный фактор.

Материалом для работы послужили 240 силикатных анализов эффузивных и интрузивных пород основного—ультраосновного состава, развитых в различных пунктах структурной зоны и в различных структурных этажах карельской складчатости. Химические анализы отбирались из отдельных интрузий, групп интрузий или единых лавовых полей предположительно нижне- или среднепротерозойского возраста. Отбор образцов сопровождался петрографическим изучением шлифов, с тем чтобы по возможности исключить влияние наложенных процессов и получить наиболее однородный материал. Использовались только те анализы, сумма которых не выходила за пределы 99—101%. Чтобы оперировать величинами одного порядка и в связи с требованиями теоремы Вистелиуса—Сарманова (Сарманов, Вистелиус, 1959) о корреляции процентных величин, весовые проценты были пересчитаны на кислородные отношения. Использование вероятностного масштаба (Хальд, 1956) и критерия χ^2 показало, что характер распределения элементов в изученных группах пород не противоречит нормальному закону.

При решении классификационных задач использовались: линейная дискриминантная функция, критерий T^2, критерий Махаланобиса и его одномерный аналог — коэффициент количественного различия Δ. Изучение велось по принципу сравнения каждой выборки со всеми остальными по 10 основным признакам (кислородные отношения).

Для изучения направленности дифференциации и металлогенической специфики магматических комплексов применялся линейный корреляционный анализ, включающий общие (парные) коэффициенты корреляции и определители их матриц, частные и сводные коэффициенты корреляции и уравнения множественной регрессии. Для сравнительной оценки силы связи каждого из элементов с исследуемым компонентом коэффициенты уравнений множественной регрессии использовались в стандартизованном масштабе. Нелинейные связи оценивались корреляционными отношениями.

В связи с нарастающим потоком количественной геологической информации возникает необходимость в наиболее оптимальном методе графического представления корреляционных зависимостей. Кроме общеизвестной матричной записи П. В. Терентьевым (1960) был разработан метод корреляционных плеяд. Своеобразие же геологических исследований, имеющих дело с многокомпонентными системами, требует графического представления всего многообразия корреляционных связей, выделения ассоциирующих и антагонистических групп элементов, отражения на графике силы и направления связей как внутри групп, так и между ними.

Представляется, что предлагаемый ниже способ графического изображения общих и частных коэффициентов корреляции отвечает требуемым условиям. Основные антагонистические группы элементов (рис. 1—3) располагаются на дугах, обращенных выпуклостями внутрь. Внутригрупповые положительные связи представлены хордами во внутренних частях дуг, а межгрупповые отрицательные — линиями между последними. Цифры у линий означают величину коэффициента корреляции. Уравнение множественной регрессии также удобно представлять графически (рис. 1—3). По ординате откладываются численные значения коэффициентов множественной регрессии в стандартизованном масштабе, а по оси абсцисс — соответствующие каждому коэффициенту признаки, разделенные на две группы в зависимости от направления связи.

Описание использованных математических методов, их физический смысл и применение в различного рода геологических исследованиях

приведены в целом ряде работ (Андерсон, 1963; Крамер, 1948; Миллер, Кан, 1965; Плохинский, 1961; Хальд, 1956; Вистелиус, 1948, 1950, 1956, 1963; Вистелиус, Яновская, 1963; Гольдин, Кутолин, 1964; Демина, Калинин, 1968).

Анализ результатов

Классификация магматических образований. Детально этот вопрос рассматривался в предыдущих работах (Слюсарев, 1967, 1968), здесь же будут кратко суммированы основные результаты.

1. Применение критерия Махаланобиса позволило установить две различные по химизму группы основных и ультраосновных пород, выделенные нами ранее как нижне- и среднепротерозойские.

Метаперидотиты, метагаббро, пикритовые метапорфириты и дайковые образования заключительных фаз среднепротерозойского вулканизма образуют сомкнутую группу пород и значительно ближе друг к другу по химизму, чем к нижнепротерозойским серпентинитам, габбро-амфиболитам и основным метавулканитам.

2. Путем сравнения отдельных интрузий гипербазитов между собой было установлено две группы ультраосновных пород. На этой основе было найдено общее уравнение дискриминантной функции для их классификации. В дальнейшем уравнение было использовано для диагностики нерасчлененной группы массивов серпентинитов. Более всего эти группы гипербазитов различаются (в порядке убывания) по содержанию Ti, Al, Mg, Ca, Fe^{III}, Si. Отсюда следует, во-первых, возможность выбора наиболее информативных признаков для классификационных целей в изученном районе и, во-вторых, необходимость критического отношения к универсальным критериям, основанным на химизме, для выделения гипербазитов различных формационных типов.

3. Установлены три группы метавулканитов и две группы габброидов.

4. Дайки плагиопироксеновых и оливиновых метапорфиритов завершающих фаз среднепротерозойского вулканизма по химизму являются эффузивными аналогами собственно метагаббро и метаверлитов.

Направленность дифференциации магматических комплексов. На основе полученных результатов по классификации магматических образований и всей суммы остальной информации с учетом существующих представлений о характере протерозойского магматизма Балтийского щита нами были выделены (Богачев и др., 1968, 1970) магматические комплексы (по Ю. А. Кузнецову) геосинклинального этапа развития (нижний протерозой) и завершенной складчатости (средний протерозой). Каждый комплекс характеризуется своей направленностью дифференциации. В качестве примера рассмотрим тенденции эволюции составов гипербазитового комплекса геосинклинального этапа развития и эффузивно-интрузивного комплекса этапа завершенной складчатости.

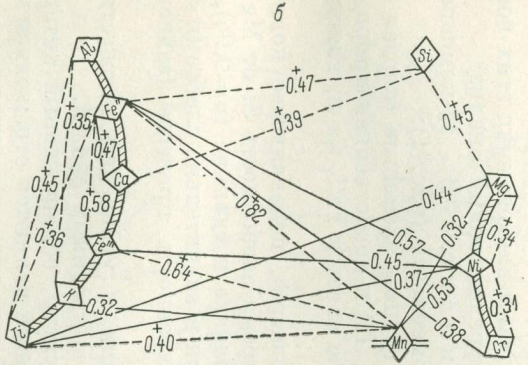
1. Гипербазитовый комплекс представлен массивами антигоритовых серпентинитов. Направленность дифференциации неопределенна. На диаграмме Осборна (Osborn, 1959) поле гипербазитов занимает диагональное положение по отношению к координатным осям. Скорее всего можно предполагать тенденцию Феннера.

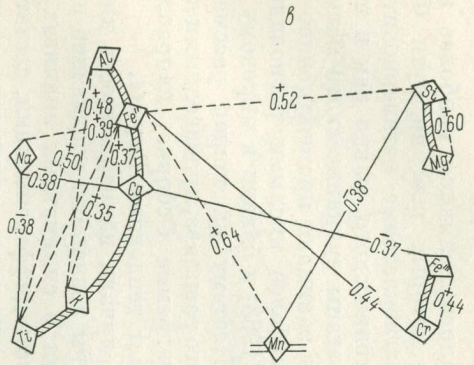
2. Эффузивно-интрузивный комплекс (пикритовые порфириты—габбро-перидотиты) отличается общей антидромной направленностью эволюции магматизма. При этом каждой составной части комплекса присуща своя, гомодромная в целом, направленность дифференциации.

Пикритовые метапорфириты по составу занимают промежуточное положение между основными и ультраосновными интрузиями, равно как между эффузивными аналогами первых и вторых. На этом основании,

а

Si	0.84
Ti	0.79
Al	0.75
Fe'''	0.80
Fe''	0.95
Mn	0.90
Mg	0.77
Ca	0.73
Na	(0.67)
K	0.71
Ni	0.70
Cr	(0.67)
S	(0.54)





г

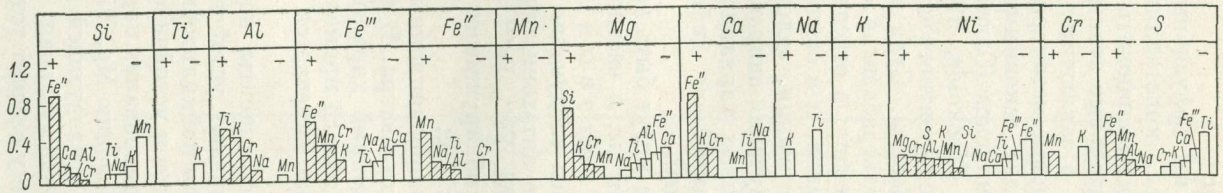


Рис. 1. Корреляционные связи гипербазитового комплекса (антигоритовые серпентиниты, 42 образца).

а — сводные коэффициенты корреляции (в скобках указаны незначимые величины); *б* — общие (парные) коэффициенты корреляции (1% уровень значимости — $r_{12} > 0.393$; 5% уровень — $r_{12} > 0.304$); *в* — частные коэффициенты корреляции (1% уровень значимости — $r_{12.3\ldots k} > 0.456$; 5% уровень — $r_{12.3\ldots k} > 0.355$); *г* — множественная регрессия.

видимо, можно считать, что вулканиты, средний состав которых отвечает толеитовым оливиновым базальтам (Nockolds, 1954), наиболее близки к первично возникшему расплаву — магме. Судя по диаграмме Осборна, направленность дифференциации промежуточная между известково-щелочной и толеитовой тенденциями. Поскольку внутреннее строение толщи вулканитов не изучено, вопрос о направленности дифференциации остается открытым.

Метагаббро и их эффузивные аналоги являются наиболее кислыми членами комплекса, кристаллизация которых шла по пути Феннера.

Метаверлиты, металерцолиты и плагиоклазовые металерцолиты появляются в заключительные этапы плутонического, равно как и их эффузивные аналоги — в заключительные этапы вулканического магматизма. По составу оливиновые метапорфириты занимают промежуточное положение между наиболее основными и наиболее кислыми разновидностями ультрабазитов комплекса (Слюсарев, 1968) и близки к мировому перидотиту Ноккольдса (Nockolds, 1954). Поэтому их можно рассматривать в качестве наиболее вероятного исходного расплава, производными которого являются ультрабазиты. Судя по диаграмме Осборна, направленность дифференциации ультрабазитов отвечает тенденции Боуэна.

Как показано выше, в отдельных случаях направленность дифференциации неопределенна, и в связи с этим возникают следующие вопросы:

а) вся ли информация, заложенная в силикатных анализах, извлекается нами для изучения направленности дифференциации, достаточно ли для этого упрощенных вариационных диаграмм, основанных на ведущей роли кристаллизационной дифференциации, и насколько достоверны получаемые выводы?

б) в какой мере могут быть использованы для решения этих вопросов математические методы, в частности корреляционный анализ?

1. Гипербазитовый комплекс. В 13-компонентной системе установлены следующие закономерности (рис. 1):

а) две основные антагонистические группы элементов (первая — Mg, Ni, Cr, вторая — Al, Fe″, Fe‴, Ca, K, Ti) и двойственная природа связей Si. Кремнезем обнаруживает прямую связь с Fe″, Ca и, кажущуюся парадоксальной, с Mg;

б) по данным корреляционных отношений, подавляющее количество связей линейного характера. В то же время зависимость Si от Mg носит сложный криволинейный характер и близка к единице (n=0.94), тогда как зависимость Mg от Si прямолинейная и значительно слабее (n=0.48). Следовательно, уже намечается направленность процесса (зависимость Si от Mg);

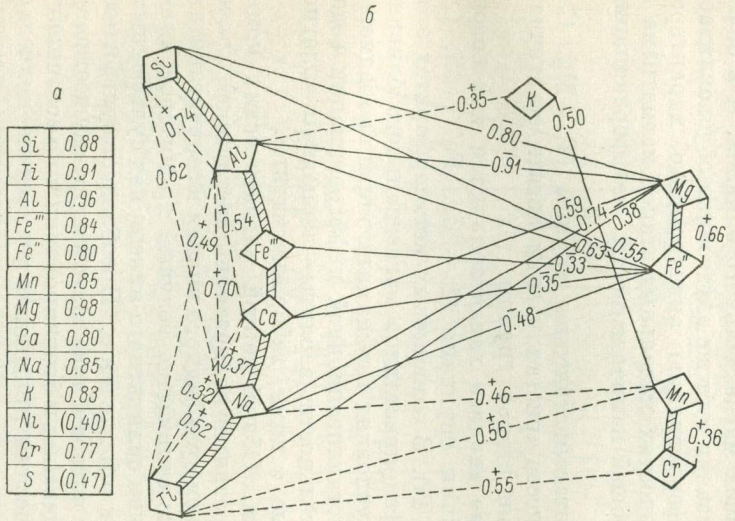
в) частные коэффициенты корреляции и уравнения множественной регрессии подтверждают устойчивость выявленных связей.

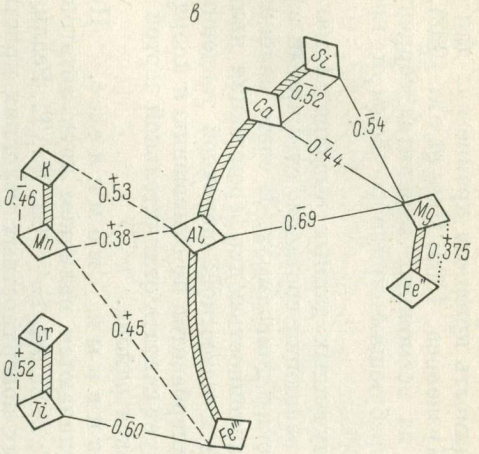
Судя по реликтам пойкилитовых структур, обнаруженный антагонизм двух групп элементов и устойчивость связей являются отражением магматического этапа формирования породы. Кристаллизация оливина и хромита вела к фракционированию Mg, Ni, Cr и накоплению в расплаве элементов второй группы с последующей кристаллизацией пироксена.

Устойчивая положительная связь Si—Mg несомненно вторичная. Подтверждением тому служит тот факт, что определитель матрицы общих коэффициентов корреляции как показатель силы связи между признаками в многокомпонентной системе в целом (Крамер, 1948) антигоритовых серпентинитов по абсолютной величине ($13241 \cdot 10^{-7}$) на два порядка больше по сравнению с лизардит-хризотиловыми (автометаморфическими) серпентинитами ($157 \cdot 10^{-7}$) среднего протерозоя. В свою очередь увеличивается на порядок определитель ($1136 \cdot 10^{-7}$) хлорит-тремолитовых пород по автометаморфическим серпентинитам. Это закономерное ослабление

а

Si	0.88
Ti	0.91
Al	0.96
Fe‴	0.84
Fe″	0.80
Mn	0.85
Mg	0.98
Ca	0.80
Na	0.85
K	0.83
Ni	(0.40)
Cr	0.77
S	(0.47)





г

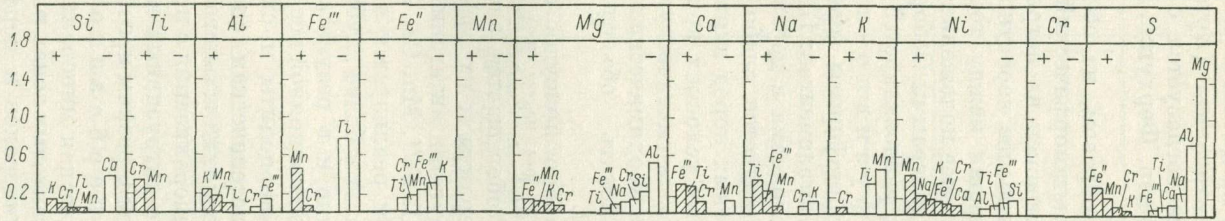


Рис. 2. Корреляционные связи пикритовых метапорфиритов (38 образцов).

Условные обозначения см. на рис. 1; *б* — 1% уровень значимости — $r_{12} > 0.413$; 5% уровень — $r_{12} > 0.321$; *в* — 1% уровень значимости $r_{12.3\ldots k} > 0.487$; 5% уровень — $r_{12.3\ldots k} > 0.380$.

связей с нарастанием степени метаморфизма можно объяснить только появлением вторичных связей. Процесс антигоритизации, как правило, связан с перекристаллизацией автометаморфических хризотиловых и лизардит-хризотиловых серпентинитов. Антигорит по сравнению с хризотилом содержит несколько большее содержание кремнезема. На этом основании предполагается необходимость привноса кремнезема для образования антигорита (Артемов, Кузнецова, 1966; Hess et al., 1952), что в общем-то согласуется с одним из возможных вариантов серпентинизации (Тернер, Ферхуген, 1961), требующим привноса воды и кремнекислоты.

Таким образом, на основе полученных данных выделяется магматический и метаморфический этапы эволюции составов, суммарный эффект которых отражен на петрохимических диаграммах. В свете изложенных данных наиболее вероятной направленностью дифференциации является промежуточная между толеитовой и известково-щелочной тенденциями, а диагональное положение поля гипербазитов по отношению к координатным осям диаграммы Осборна следует считать отличительной чертой антигоритовых разновидностей комплекса района.

2. Эффузивно-интрузивный комплекс. Пикритовые метапорфириты (рис. 2) отличаются наличием двух антагонистических групп элементов: 1) Mg, Fe″; 2) Si, Al, Fe‴, Ca, Na, Ti. Реализация этого антагонизма в неравновесных поверхностных условиях кристаллизации проявляется слабо и находит свое отражение в преобладающих среди лавовых пород вкрапленниках магнезиального оливина. А в более равновесных условиях кристаллизации этот же антагонизм обусловливает глубинную магматическую дифференциацию антидромного характера. Видимо, в геохимических особенностях начальных этапов магматизма и следует искать объяснение общей направленности дифференциации комплекса.

Метагаббро присущи свои антагонистические группы (1 — Mg, Ca; 2 — Si, Na, F″, Fe‴, Ti). В процессе кристаллизации авгита остаточная жидкость обогащается элементами второй группы.

Метаверлиты и их эффузивные аналоги характеризуются уже совершенно другими антагонистическими группами (1 — Mg, Fe‴, Ni, Cr; 2 — Si, Al, Fe″, Mn, Ca, Na, K, Ti). В оливиновых метапорфиритах этот антагонизм реализуется в виде фенокристаллов магнезиального оливина и хромита. А в более глубинных условиях тот же антагонизм проявляется более полно и в результате кристаллизационной дифференциации ведет к такой эволюционной последовательности: верлиты—лерцолиты—плагиоклазовые лерцолиты и связанные с ними габбро-пегматиты.

Металлогеническая специфика. Общей чертой магматических комплексов геосинклинального этапа развития является эпигенетическая колчеданная минерализация с появлением сульфидного никеля в серпентинитах. Эффузивно-интрузивный комплекс отличается ведущей хромитовой минерализацией и резким преобладанием силикатного никеля над сульфидным.

1. Гипербазитовый комплекс. Преобладает сульфидная эпигенетическая минерализация, которая локализуется преимущественно в приконтактовых зонах рассланцевания и брекчирования и по ассоциации рудных минералов и морфологическим признакам аналогична колчеданному рудопроявлению вмещающих толщ. Причем установлено, что при почти постоянном содержании силикатного никеля его сульфидная фаза испытывает резкие колебания и между ними существует обратная зависимость.

По данным корреляции (рис. 1) установлены устойчивые положительные связи Ni с Mg и Cr и отрицательные — с Fe″, Fe‴ и Ti. Положительные связи Ni (по убыванию силы связи) с S, Al, K и Si и отрицательные —

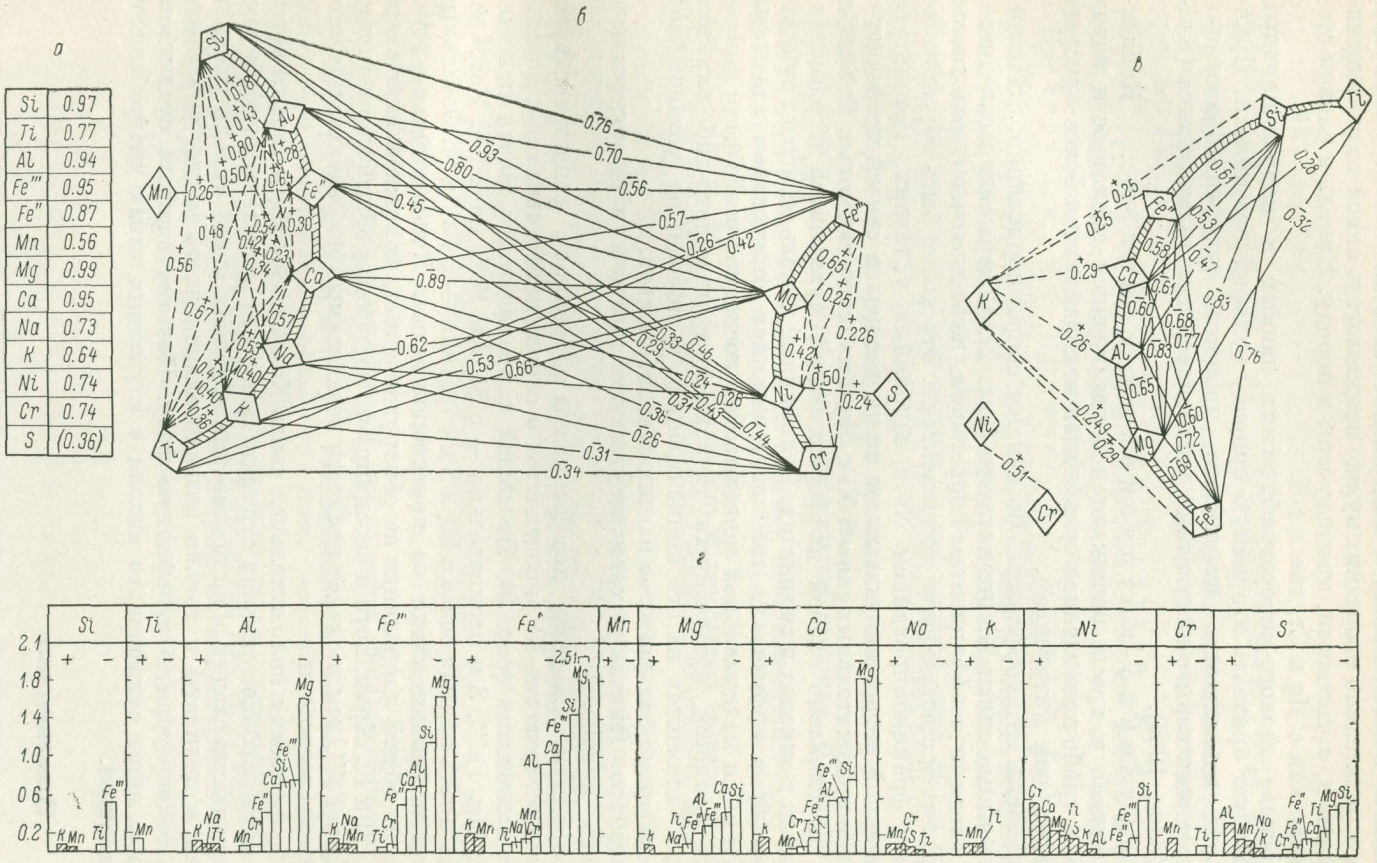


Рис. 3. Корреляционные связи метаверлитов (74 образца).

Условные обозначения см. на рис. 1. *б* — 1% уровень значимости — $r_{12} > 0.274$; 5% уровень — $r_{12} > 0.229$; *в* — 1% уровень значимости — $r_{12.3...k} > 0.322$; 5% уровень — $r_{12.3...k} > 0.248$.

с Ca и Na обнаруживаются только по уравнениям множественной регрессии. Величины сводных коэффициентов корреляции свидетельствуют о том, что концентрации Ni практически полностью определяются его связями с остальными компонентами, а содержание Cr и S — только частично. Поэтому относительно последних нужно предполагать какой-то направленный процесс и, в частности, привнос серы в породу. Никель в равной степени связан как с Mg и Cr, так и с S.

На основе геолого-минераграфических данных и корреляционных связей следует признать вторичную природу сульфидного никеля. Принципиальная возможность вторичного процесса сульфидообразования за счет реакции серы с силикатами установлена экспериментально (Kullerud, Yoder, 1965).

2. Эффузивно-интрузивный комплекс. Концентрации никеля и хрома понижаются с увеличением кислотности пород комплекса, слабо проявленная сульфидная минерализация более присуща вулканитам, чем интрузивам.

Пикритовые метапорфириты. По данным общей корреляции, статистически значимые связи Ni отсутствуют (рис. 2). Содержание последнего, судя по сводным коэффициентам корреляции, не полностью определяется связями никеля с остальными компонентами. Это может быть обусловлено частичным фракционированием Ni в глубинных условиях. Результаты множественной регрессии указывают на многообразие связей последнего. Отсутствие положительных связей Ni с Mg и наличие таковых с Fe'' и Cr, видимо, обусловлено слабой дифференциацией вулканитов и рассеиванием никеля в окислах и силикатах. Сульфидный никель не играет существенной роли в эффузивах, что подтверждается отсутствием значимых связей Ni с S и максимальной зависимостью последней от Fe''.

Хром является независимым компонентом и какого-либо влияния остальных элементов на его концентрацию в породе не установлено, но в то же время большинство из них зависят от него.

Метагаббро. Никель и хром отсутствуют совсем или их содержания исчезающе низкие.

Метаверлиты. Сводные коэффициенты корреляции свидетельствуют о том, что содержание Ni определяется в основном его связями с остальными компонентами (рис. 3). По общей корреляции Ni связан положительно с Mg, Fe''', S и отрицательно — с Si, Al, Fe'', Ca и Na. Устойчивыми оказались прямая связь с Mg и S и обратная — с Fe'' и Si. Остальные зависимости меняют знаки на противоположные. Дополнительно установлены по общей корреляции не обнаруживаемые, положительные связи Ni с Cr, Ti и K. Хром, хотя и ассоциирует, по данным общей корреляции, с Ni, Mg и Fe''', тем не менее является независимым по результатам множественной регрессии.

Наиболее тесная положительная связь Ni с Cr, Ca, Mg и только затем с S, а также наиболее сильная отрицательная с Si свидетельствуют о том, что в начальную стадию кристаллизации основная масса никеля уходила в окислы и силикаты и только незначительная часть могла дать более низкую температурную сульфидную фазу. Поэтому ожидать существенного проявления сульфидного никеля в изученных типах ультрабазитов не приходится.

Заключение

В заключение кратко суммируем основные выводы.

1. Представляется, что доказана принципиальная возможность формационного расчленения основных—ультраосновных пород даже в таких закрытых районах, каким является область синклинорной зоны.

2. Возможно использовать наряду с обычными геологическими также математические методы для решения вопросов классификации магматических образований и выделения магматических комплексов, изучения направленности их дифференциации и особенностей металлогенической специфики.

ЛИТЕРАТУРА

Андерсон Т. Введение в многомерный статистический анализ. Физматгиз, М., 1963.

Артемов В. Р., В. Н. Кузнецова. Метасоматические изменения гипербазитов при серпентинизации. Тр. I конфер. по околорудному метасоматизму, изд. «Недра», М., 1966.

Богачев А. И., В. И. Кочнев-Первухов, М. М. Лавров, М. Г. Попов, В. Д. Слюсарев. Гипербазиты протерозоя некоторых районов Карело-Кольского региона (опыт формационного анализа). В кн. «Петрология и структурный анализ кристаллических образований», изд. «Наука», Л., 1970.

Богачев А. И., В. С. Куликов, А. В. Пекуров, В. Д. Слюсарев. Новые данные по геологии и магматизму синклинорной зоны Ветреного пояса. Тр. Инст. геологии Карельского филиала АН СССР, вып. 1, Петрозаводск, 1968.

Вистелиус А. Б. Мера связи между членами парагенезиса и методы ее изучения. Зап. Минералог. общ., т. 77, № 2, 1948.

Вистелиус А. Б. О минеральном составе тяжелой части песков нижнего отдела продуктивной толщи Апшеронского полуострова, Чокрака Южного Дагестана и аллювия Волги. ДАН, т. 71, № 2, 1950.

Вистелиус А. Б. Проблема изучения связи в минералогии и петрографии. Зап. Всесоюз. минералог. общ., т. 85, вып. 1, 1956.

Вистелиус А. Б. Проблемы математической геологии. «Геология и геофизика», № 7, 1963.

Вистелиус А. Б., Т. Б. Яновская. Программирование задач геологии и геохимии при использовании универсальных электронных вычислительных машин. «Геология рудных месторождений», № 3, 1963.

Гольдин С. В., В. А. Кутолин. К петрохимии траппов катангского и кузьмовского комплексов западной окраины Сибирской платформы. «Сов. геология», № 12, 1964.

Демина М. Е., О. М. Калинин. О происхождении обломочных минеральных ассоциаций в сент-сеноманских отложениях юго-западного Приуралья и Примугоджарья. Вопросы математической геологии, вып. I, изд. «Наука», Л., 1968.

Крамер Г. Математические методы статистики. Изд. иностр. лит., М., 1948.

Лукомский Я. И. Теория корреляции и ее применение к анализу производства. Госстатиздат, М., 1961.

Миллер Р. Д., Дж. С. Кан. Статистический анализ в геологических науках. Изд. «Мир», М., 1965.

Плохинский Н. А. Биометрия. Изд. Сиб. отд. АН СССР, Новосибирск, 1961.

Сарманов О. В., А. Б. Вистелиус. О корреляции между процентными величинами. ДАН, т. 126, № 1, 1959.

Слюсарев В. Д. Классификация магматических образований синклинорной зоны Ветреного пояса. ДАН, т. 177, № 5, 1967.

Слюсарев В. Д. К вопросу о классификации магматических образований синклинорной зоны Ветреного пояса. Тр. Инст. геологии Карельского филиала АН СССР, вып. 1, Петрозаводск, 1968.

Терентьев П. В. Дальнейшее развитие метода корреляционных плеяд. В сб. «Применение математических методов в биологии», Изд. ЛГУ, 1960.

Тернер Ф., Дж. Ферхуген. Петрология изверженных и метаморфических пород. Изд. иностр. лит., М., 1961.

Хальд А. Математическая статистика с техническими приложениями. Изд. иностр. лит., М., 1956.

МАГМАТИЗМ И РУДООБРАЗОВАНИЕ В ПРЕДЕЛАХ ЩИТОВ

Изучение докембрийских кристаллических щитов показывает, что в их пределах наибольшие площади занимают сланцы, гнейсы, мигматиты и другие породы, сохранившие в той или иной мере черты первичного осадочного происхождения (Тектонические карты материков, 1967). В частности, на Украинском щите породы магматического облика, согласно Н. П. Семененко (1964), занимают 12% площади, из которых 9% приходится на граниты и 3% на габброиды. На новой геолого-тектонической карте Украинского щита, составленной под руководством Г. И. Каляева, граниты занимают 12% площади, а габброиды 4%. Всю остальную площадь щита занимают породы явно метаморфические.

Фактически магматические граниты занимают значительно меньшую площадь, так как на картах они объединены с анаголичными по составу мигматитами. Обычно граниты приурочены к невысоким куполообразным возвышенностям диаметром 200—500 м, редко более, появление которых в рельефе связано с тем, что благодаря своей относительной однородности граниты менее эродировались, тогда как вмещающие их мигматиты и гнейсы выветривались быстрее и образовывали широкие межкупольные понижения, которые заполнялись рыхлыми отложениями.

Показательны в этом отношении граниты карьера «Соколова гора» на западной окраине г. Житомира, которые долгое время служили своего рода эталоном житомирского типа гранитов. Разработка их началась с куполообразной вершины выхода, затем карьер расширялся и углублялся. При диаметре карьера около 200 м граниты во всех направлениях постепенно сменились мигматитами и гнейсами, из-за чего разработка карьера в 1962 г. была прекращена. Картина смены гранитов мигматитами, пластообразное залегание тех и других, а также все остальные данные свидетельствуют об образовании здесь гранитов за счет вмещающих пород.

На автохтонное происхождение гранитов указывают также геофизические данные. В частности, в магнитном и гравитационном полях структурные линии мигматитов и гнейсов Украинского щита без перерывов трассируются через граниты. Первым на это обратил внимание Г. К. Кужелов (1957, 1960, 1964), сделавший вывод, что докембрийские кристаллические породы, в том числе и гранитоиды, образовались на месте из осадочных пород без явлений расплавления, интрузий, обрушений и т. п.

Обращает на себя внимание также то, что среди пород магматического облика значительная рудная минерализация приурочена к породам основного или ультраосновного состава (титан в габброидах, никель и хром в дунитах и пироксенитах и т. д.), тогда как граниты магматического облика практически безрудны, если не считать случаев обогащения акцессориями с редкоземельной минерализацией.

Наоборот, многие кристаллические породы, сохранившие признаки первичного осадочного происхождения, содержат значительные количества рудных минералов и зачастую являются месторождениями. Примером могут служить железистые кварциты, с которыми на всех щитах мира связаны самые крупные железорудные месторождения, в том числе и месторождения Криворожского бассейна на Украинском щите. Не менее характерны золотоносные и ураноносные конгломераты Южной Африки и Канады, медные месторождения Сингхбумского рудного пояса Индии и пояса Катанги—Северной Родезии в Африке, марганцевые месторождения Индии, Бразилии, Африки и целый ряд других.

В то же время на щитах известны богатые рудные месторождения гидротермального генезиса, которые, как правило, не обнаруживают явной связи с магматическими породами. Таковы урановые месторождения Шинколобве в Катанге, Большого Медвежьего озера в Канаде, залежи магнетитовых руд на северных и южных рудниках Кривого Рога и ряд других. Согласно магматической концепции (Вольфсон, 1962), гидротермальные руды порождены гранитными магмами, располагавшимися на глубине 15—20 км от поверхности, т. е. в пределах так называемого «базальтового» слоя земной коры.

Однако данные вулканологии (Горшков, 1967; Мархинин, 1967) свидетельствуют о том, что магматические очаги современных вулканов расположены на глубинах порядка 60—80 км, т. е. в пределах верхней мантии. При этом подавляющее большинство вулканов извергает лавы андезитового или базальтового состава, а лавы кислого состава (риолитовые) встречаются редко, преимущественно у континентальных вулканов (Северная Африка, Средиземноморье). Объемы риолитовых лав весьма малы по сравнению с лавами андезитового и базальтового состава, причем риолиты извергаются теми же вулканами, которые обычно извергают лавы андезитового или базальтового состава.

Нет никаких оснований полагать, что в прежние геологические эпохи состав вулканических продуктов существенно отличался от современных. Следовательно, из области верхней мантии в область земной коры поступал материал андезитового и базальтового состава, из которого в дальнейшем сформировались весьма разнообразные породы верхней части земной коры, а также многочисленные рудные месторождения. Таким образом, образование гранитов и значительной части рудных месторождений неизбежно следует связать с процессами, происходившими (и происходящими) в пределах земной коры. Можно предположить следующую схему этих процессов на фоне геолого-тектонического развития и становления щитов в докембрийскую эпоху.

Согласно А. П. Виноградову (1961, 1963, 1967), первичная земная кора базальтового состава образовалась в результате процессов зонной плавки метеоритного вещества в области верхней мантии Земли. Возгонявшиеся впереди фронта зонной плавки пары и газы создали первичную гидросферу и первичную атмосферу. Гидросфера имела состав, сходный с составом вод современных океанов, а атмосфера носила восстановительный характер, поскольку кислород в ней отсутствовал, а преобладали углекисылй газ и метан.

Возникновение земной коры, гидросферы и атмосферы вызвало развитие гипергенных процессов, характер которых был отличен от современных. Отсутствие кислорода приводило к тому, что продукты механического выветривания не окислялись, а транспортировались к областям аккумуляции в виде взвесей. В то же время углекислый газ атмосферы при наличии воды вызывал разложение силикатов и алюмосиликатов с образованием карбонатов и геля свободного кремнезема. При поступлении в морской бассейн взвеси отлагались в прибрежной зоне, гели кремнезема могли отлагаться в пелагической его части, а карбонаты высаживались из раствора при встрече каких-либо осадителей или же на участках, где их концентрация достигала насыщения. В итоге происходила дифференциация первичных базальтовых пород на породы, обогащенные кремнеземом, и на породы, им обедненные.

Возникновение и развитие жизни, особенно развитие процессов фотосинтеза, привело к замене углекисло-метановой атмосферы Земли атмосферой азотно-кислородной. Свободный кислород стал наиболее интенсивным агентом выветривания и усилил процессы гипергенной дифференциации пород. В частности, растворимые карбонаты железа были переведены

в нерастворимые окислы, которые выпали в осадок. Именно этим (Страхов, 1963) объясняется повсеместное накопление в низах протерозойских образований огромной массы железистых осадков.

Биологические процессы и сами по себе стали мощным фактором дифференциации первичного вещества земной коры, поскольку они приняли участие в кругообороте углерода в природе и непрерывно переводили часть его в осадок, создавая такие мономинеральные породы, как известняки, угли и т. п. С процессами жизнедеятельности связано также образование существенно силикатных пород — диатомитов, трепелов.

Конечно, процессы дифференциации шли одновременно с поступлениями из области верхней мантии новых порций базальтового материала, но интенсивность вулканических процессов в ходе развития земной коры постепенно падала, тогда как процессы гипергенной переработки поступившего материала со временем усиливались.

Аккумуляция продуктов выветривания происходила преимущественно на участках прогибающихся геосинклиналей, в которых постепенно накапливались значительные толщи пород. По мере прогибания нижние слои захороненных осадков оказывались под высоким давлением и попадали в зону высоких температур, в результате чего претерпевали метаморфизм. Железисто-кремнистые породы в этом случае превращались в железистые кварциты, а наиболее богатые железом разности образовывали железорудные месторождения.

Из осадочных пород при метаморфизме неизбежно удалялось весьма большое количество воды. Известно, что различные осадочные породы могут содержать от 1.57 до 44.85% гигроскопической и пленочной воды, а также от 0 до 14% воды кристаллизационной, тогда как в кристаллических породах содержится только 0.5—2% воды (Семихатов, 1954; Судовиков, 1964). При этом максимальные цифры относятся к глинистым породам, которые, по различным данным, составляют от 40 до 82% всех осадочных пород (Рухин, 1961). Таким образом, даже считая, что глинистые породы составляют только 40% осадочных пород и содержат в сумме до 40% всех видов воды, получится, что при метаморфизме из них выделялось 16% воды, считая от веса всех метаморфизованных осадочных пород. Выделившаяся вода образовывала гидротермы, в условиях высоких давлений и температур обладавшие высокой активностью, особенно при насыщении их углекислотой и другими летучими компонентами.

На путях своего движения по зонам тектонических нарушений гидротермы растворяли целый ряд минералов. В частности, насыщенные гидрокарбонатами гидротермы способны были растворять железорудные минералы из железистых кварцитов и выносить их в вышележащие этажи. Выпадение минералов из растворов происходило при изменении термодинамических или химических условий, прежде всего в тектонически нарушенных зонах. Так, при поступлении гидротерм из узких в более широкие трещины резко снижалось давление, что в свою очередь обусловливало снижение растворимости минералов и приводило к выпадению их из раствора с образованием жильных тел. Прохождение растворов через сильно трещиноватую породу-осадитель сопровождалось также обменными реакциями и приводило к образованию метасоматических тел. Последним способом возникли в Криворожье залежи магнетитовых и магнетит-карбонатных руд на границах железорудной свиты с перекрывающими ее углисто-глинистыми сланцами. Все такие залежи приурочены к дизъюнктивно нарушенным, местами явно брекчированным участкам в замках синклинальных складок.

При дальнейшем развитии геосинклиналей метаморфизованные породы попадали в зону ультраметаморфизма. При этом породы близкого к гранитному состава, как наиболее легкоплавкие, образовывали в зонах наиболь-

ших тектонических напряжений магматические очаги, тогда как породы более тугоплавкие, а также гранитоиды вне зон максимальных напряжений не испытывали полного плавления. Размеры очагов плавления получались в связи с этим весьма ограниченными.

Поскольку максимальное разогревание пород и их плавление происходили на сравнительно небольших участках в ходе их погружения, то весь процесс имел характер зонной плавки. Характерной чертой этого процесса является возгонка наиболее легкоплавких компонентов выше фронта зонной плавки. Для гранитов легкоплавкими компонентами являлись аплитовые и пегматитовые выплавки, которые внедрялись в вышележащие горизонты по зонам тектонических разрывов. В магматическом же очаге оставались наиболее тугоплавкие составляющие, в том числе акцессорные минералы. Гранитная магма внедрялась в верхние этажи только в специфической тектонической обстановке, нормально же она не перемещалась из своего ограниченного очага.

Вышележащий этаж, в котором на предыдущем этапе отлагались гидротермальные образования, теперь попадал в зону метаморфизма и сам генерировал гидротермы. Отложившиеся ранее гидротермальные породы и руды в этом случае либо метаморфизовались и теряли четкий гидротермальный облик, либо растворялись вновь образовавшимися гидротермами и переотлагались в более высоких этажах, не подвергавшихся еще в это время глубокому метаморфизму.

Инверсия движений в геосинклинали вела к подъему всех зон и к остыванию магматических очагов. При этом из гранитных магм выделялась в виде остаточных гидротерм часть той воды, которая обеспечивала расплавление пород и была ассимилирована магмой. По определениям Н. И. Хитарова (1957), количество такой поглощенной воды составляет 2—9%. Следовательно, в виде остаточных гидротерм из остывающей магмы может выделиться в лучшем случае не более 7% воды, т. е. вдвое меньше, чем при прогрессивном метаморфизме. Если же учесть, что расплавлению подвергалось не более 10% метаморфизованных пород и выделялось из них меньше максимально возможных 7% воды, то количество остаточных гидротерм окажется в 10—15 раз меньше по сравнению с гидротермами стадии прогрессивного метаморфизма.

Остаточные гидротермы существенно отличны от гидротерм стадии прогрессивного метаморфизма не только количественно, но и качественно: они почти или совсем безрудны, так как основные массы растворимых рудных компонентов были вынесены из пород еще при прогрессивном метаморфизме. Правда, остаточные гидротермы могли переотложить часть ранее отложившихся гидротермальных руд на общих путях движения. В этом случае в одном рудном поле будут сосуществовать гидротермальные образования разных стадий минерализации.

Глубинные магмы основного и ультраосновного состава в ходе описанного развития внедрялись в земную кору по зонам глубинных разломов, свойственных геосинклиналям, но в разные моменты судьба глубинных магм была различной. На этапе максимального погружения геосинклинали, когда в результате ультраметаморфизма возникали гранитные магмы, могли образовываться гибридные породы разнообразного состава. В начальный же этап прогибания, когда еще не накопилось достаточного количества осадков и не происходило метаморфизма, и в конечный этап, когда гранитные породы уже прошли стадию ультраметаморфизма и данные участки земной коры приобрели достаточную жесткость, подкоровые основные магмы без образования гибридных расплавов достигали земной поверхности. При этом продукты извержений начальных этапов перекрывались позднейшими осадками и в виде пластовых залежей участвовали в последующих процессах метаморфизма и ультраметаморфизма, а внедре-

ния конечных этапов образовывали трапповые покровы, дайки, кимберлитовые трубки или иные формы, в зависимости от местных условий.

Повторение описанных циклов увеличивало разнообразие пород и вело к наращиванию «гранитного» слоя, а постепенное затухание тектонической активности обусловило консолидацию значительных участков земной коры в виде устойчивых платформ. Участки платформ, устойчиво сохраняющие тенденции к эпейрогеническим поднятиям, обособились в виде наиболее глубоко эродированных щитов, на которых обнажаются породы зон метаморфизма и ультраметаморфизма. Изучение последних и позволяет сделать вывод об осадочно-метаморфогенном пути образования гранитоидных пород и рудных месторождений.

ЛИТЕРАТУРА

Виноградов А. П. О происхождении вещества земной коры. «Геохимия», № 1, 1961.

Виноградов А. П. Химия Земли. В сб. «Глазами ученого», Изд. АН СССР, М., 1963.

Виноградов А. П. Введение в геохимию океана. Изд. «Наука», М., 1967.

Вольфсон Ф. И. Проблемы изучения гидротермальных месторождений. Госгеолтехиздат, М., 1962.

Горшков Г. С. Вулканизм Курильской островной дуги. Изд. «Наука», М., 1967.

Кужелов Г. К Геологическая структура Украинского кристаллического щита по геофизическим данным. «Сов. геология», № 59, 1957.

Кужелов Г. К. Геологическая структура докембрия Среднего Побужья (по геофизическим данным). Геологічный журнал АН СССР, т. 20, вып. 2, 1960.

Кужелов Г. К. Отражение складчатой тектоники Украинского щита в магнитном и гравитационном полях. «Сов. геология», № 4, 1964.

Мархинин Е. К. Роль вулканизма в формировании земной коры. Изд. «Наука», М., 1967.

Рухин Л. Б. Основы литологии. Гостоптехиздат, Л., 1961.

Семененко Н. П. Геолого-тектоническая карта Украинского кристаллического щита. Изд. АН УССР, Киев, 1964.

Семихатов А. Н. Гидрогеология. Сельхозгиз, М., 1954.

Страхов Н. М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. Госгеолтехиздат, М., 1963.

Судовиков Н. Г. Региональный метаморфизм и некоторые проблемы петрологии. Изд. ЛГУ, Л., 1964.

Тектонические карты материков. Изд. «Наука», М., 1967.

Хитаров Н. И. Об условиях плавления гранитного субстрата. «Геохимия», № 2, 1957.

Г. И. Князев, М. А. Еременко, А. Т. Агеев

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ МАГМАТИЗМА И РУДОНОСНОСТИ УКРАИНСКОГО ЩИТА

Для выяснения закономерностей развития магматизма и связанного с ним эндогенного оруденения принципиально важное значение приобретает выявление последовательности формирования интрузивных и эффузивных пород, их эволюции во времени и связи с другими геологическими процессами. При решении этих вопросов в условиях Украинского щита приходится сталкиваться с большими трудностями, главным образом из-за неудовлетворительной изученности стратиграфии докембрийских толщ и возраста интрузивных пород.

Правда, в последние годы благодаря широкому внедрению методов абсолютной геохронологии сведения о возрасте докембрийских пород существенно пополнились (Н. П. Семененко, 1958 г., 1965; Каляев, Дре-

Геологические формации Украинского щита

Формация	Геотектонический режим	Абсолютный возраст пород и наложенного метаморфизма, млн лет
Трапповая — базальты, палеобазальты, андезиты, андезитовые порфириты, трахиандезиты, трахиты, пикриты.	Платформенный.	598—510
Экструзивно-дайковая: а) основные породы — диабазы, диабазовые порфириты, амфиболизированные диабазы р. Саксагани, габбро-диабазы Звиздаль-Залесской и других даек; б) средние — андезиты, порфириты, керсаниты, лампрофиры; в) кислые — ортофиры, ортоклазиты, альбитофиры, кератофиры, кварцевые порфиры.		1700—1200 1700—1500
Малоинтрузивная — гранит-порфиры типа Дивлина, кварцевые порфиры, альбитофиры, кератофиры, ортофиры, порфириты.	Орогенный (складчато-глыбовый).	1700—1500
Сиенит-гранитовая — метасоматические граниты и щелочные сиениты ержанские.		1500—1200
Пирофиллит-кварцитовая — малиново-красные кварциты и песчаники, пирофиллитовые сланцы толкачевской и озерянской свит овручской серии и гранитизированные песчаники пугачевской свиты.		1500—1200
Порфирит-порфировая — рассланцованные диабазы, порфириты, кварцевые порфиры, ортофиры, трахиандезиты, мусковитовые, хлоритовые сланцы, вторичные кварциты толкачевской (збраньковской) свиты и песчаники, сланцы, конгломераты, порфириты белокоровичской свиты овручской серии.		1500—1200
Нефелиновых сиенитов — фойяиты, мариуполиты, щелочные сиениты, сиенит-пегматиты Октябрьского и Нижнетерсянского массивов.		1700—1500
Гранитоидная гибридная — граниты, аплиты, гранит-аплиты клёсовские; гранодиориты, диориты шепетовские и др., габбро амфиболизированное, габбро-перидотиты, габбро-пироксениты, перидотиты и пироксениты осницкого комплекса.		1700—1500
Сиенитовая — сиениты, граносиениты, кварцевые сиениты, сиениты и граносиениты метасоматические, субщелочные граниты, дубовские граниты, пегматиты, аплиты.		2000—1500
Базит-ультрабазитовая — перидотиты, пироксениты, габбро Октябрьского массива; перидотиты, габбро-перидотиты Девладово.		1700—1500
Рапакиви — граниты рапакиви и рапакивиподобные роговообманково-биотитовые коростенские, рассоховские, степановские, лезниковские, хочинские, норинские, гибридные рапакиви и рапакивиподобные граниты.		1700—1500
Монцонитовая — монцониты, габбро-монцониты, кварцевые монцониты; гибридные гиперстеновые породы типа монцонитов Ново-Украинки и боковянские.		2000—1500
Лабрадоритовая — лабрадориты, габбро, габбро-лабрадориты, нориты, габбро-нориты, габбро-пегматиты, габбро-амфиболиты, горнблендиты; габбро-анортозиты, анортозиты.		1700—1500* 2700—2000**
Апогранитовая — микроклинизированные, альбитизированные, грейзенизированные и окварцованные граниты с. Екатериновки, Каменных Могил, Криничанского, Токовского, Мокро-Московского и других массивов.		2200—1500
Пегматитовая — пегматиты Приазовья, бассейна р. Базавлука, Западной Волыни и других районов.		2300—1500
Аплитоидная и аплит-пегматоидная — аплитоидные и аплит-пегматоидные граниты, кировоградско-житомирского, днепровско-токовского, коростенского, подольского комплексов, краевая фация антоновских и других гранитов.	Позднегеосинклинальный.	2300—1500
Железистых кварцитов — железистые кварциты и джеспилиты Кривого Рога, Белозерских, Чертомлыкских, Верховцевских, Сурских, Гуляйпольских, Конкских, Орехово-Павлоградских магнитных аномалий, Корсак-Могилы, горы Куксунгур и др., сопровождающиеся различными сланцами, гнейсами, гранитами, амфиболитами и ультрабазитами.		2000—1700

* Анортозиты Волыно-Подолии.
** Габброиды тетерево-бугской серии.

Продолжение

Формация	Геотектонический режим	Абсолютный возраст пород и наложенного метаморфизма, млн лет
Кварцитовая — кварциты белые с полевым шпатом, иногда с силлиманитом.	Позднегеосинклинальный.	2700—2000
Молассовая — кварцито-песчаники, слюдистые сланцы, конгломераты верхней свиты криворожской серии.		2000—1700
Доломитовая — доломиты, доломитовые мраморы, прослои графитовых сланцев верхней свиты криворожской серии.		2000—1700
Аспидно(графито)-сланцевая — серицит-хлоритовые, биотит-хлорит-карбонатные, графит-серицит-кварцевые, графит-биотит-кварцевые, кварцево-серицитовые, кварцево-хлорит-серицитовые, хлоритовые, хлоритоидные и другие сланцы, графит-серицит-карбонатные породы, кристаллические известняки, мраморы, кварциты, песчаники, конгломераты, железистые кварциты верхней свиты криворожской серии.		2000—1700
Филлит-кварцитовая — кварцито-песчаники, кварциты, филлиты, тальковые сланцы нижней свиты криворожской серии.		2000—1700
Гранитовая — граниты серые равномернозернистые житомирские, антоновские, розово-серые порфировидные кировоградские, уманские, анадольские, анатолийские, саксаганские, кудашевские, кременчугские, боковянские, чигиринские, «трахитоидные» типа Ново-Украинки и сопровождающие их мигматиты.	Протогеосинклинальный.	3500—2000
Зеленосланцевая — кварц-серицитовые, кварц-хлоритовые и другие сланцы, апокератофиры, эпидиабазы, андезитовые апопорфириты, железистые кварциты и другие породы конкско-верховцевской серии, Большого Кривого Рога и их аналоги в других районах.		2200—1700
Чарнокитовая — чарнокиты — гиперстеновые гибридные породы гранитового, диоритового, норитового состава, гибридные амфиболовые породы гранодиоритового, диоритового и габброидного состава (собиты); гибридные гранат-биотитовые гиперстеновые породы с кордиеритом (винниции) — чудново-бердичевские гранитоиды; граниты розовые аплит-пегматоидные с синим кварцем.		2700—2000
Кальцифировая и скарновая — кристаллические известняки, доломитовые мраморы, кальцифиры, карбонат-пироксен-плагиоклазовые гнейсы Волыно-Подолии и Завалья. Пироксеновые и магнетит-пироксеновые скарны и другие породы типа скарнов.		2700—2000
Мигматитовая — мигматиты плагиоклазовые и микроклин-плагиоклазовые гранитового, гранодиоритового, диоритового состава, полосчатые, пятнистые, порфировидные, «трахитоидные», аплитоидные, пегматоидные — кременчугские, саксаганские, ингулецкие, галещинские, звенигородские с неоконтуренными телами гранитов, гнейсов, амфиболитов и других пород; полимигматиты.		3500—2000
Плагиогранитовая и гранодиоритовая — плагиограниты, гранодиориты, диориты.		3500—2000
Гнейсовая — гнейсы: биотитовые, амфибол-биотитовые, пироксен-амфиболовые, амфиболовые, гранатовые, кордиеритовые, силлиманитовые и др., а также различные кристаллические сланцы; гнейсы графитовые.		
Ультрабазитовая — перидотиты, пироксениты, дуниты и их метаморфические аналоги — серпентиниты, актинолититы, тремолититы, тальк-карбонатные, хлоритовые и другие породы; ультрабазиты среднего Побужья; диабазы р. Базавлука.		2700—2000 (ультрабазиты среднего Побужья)
		3500—2700 (межпластовые ультрабазиты внутри амфиболитовой формации)
Амфиболитовая (диабаз-спилитовая) — амфиболиты, диабазовые апопорфириты, эпидиабазы, апоспилиты, апокератофиры с прослоями биотитовых, амфиболовых, кварц-хлоритовых и кварц-слюдистых сланцев, железистых кварцитов и сопровождающихся метабазитами и неоконтуренными телами ультрабазитов.		3500—2700

вин, 1968, и др.). Накопленные данные позволяют датировать в первом приближении осадочно-метаморфические и магматические комплексы пород. Разумеется, речь может идти пока лишь о грубом возрастном подразделении — в ранге формаций, отвечающих длительным этапам развития. Укрупненное формационное деление докембрийских метаморфических, осадочно-вулканогенных и интрузивных образований Украинского щита приведено в таблице.

В понимании некоторых исследователей часть выделенных формаций представляет собой в сущности целые ряды или комплексы формаций. Перечень формаций составлен с учетом их стратиграфической и геохронологической последовательности. Однако для некоторых формаций необходимые сведения либо отсутствуют, либо неоднозначны, и принятое их положение в общем формационном перечне в значительной мере условно. Особенно это касается разнообразных гранитоидов архейского и раннепротерозойского возраста, взаимосвязь которых между собой, а также со стратифицированными образованиями еще не совсем ясна. Спорным остается также возрастное положение мигматитовой и гнейсовой формаций. Не исключено, что они включают разновозрастные комплексы пород. Несмотря на отмеченные и другие неясные моменты принятое формационное деление позволяет высказать в предварительной форме некоторые соображения об особенностях развития магматизма в докембрии.

Многие исследователи справедливо подчеркивали своеобразие докембрийского магматизма: необыкновенно широкое развитие гранитизации, анатексиса, реоморфизма (Судовиков, 1967; Белевцев, 1967, и др.). Вместе с тем по мере уточнения возрастной последовательности докембрийских интрузивных и эффузивных образований Украинского щита начинает вырисовываться определенная направленность развития магматических процессов в докембрии, во многом напоминающая эволюцию магматизма в послепротерозойских складчатых областях.

В ранний этап развития щита, в архее, весьма широкое распространение получили спилит-диабазовые вулканиты, а также интрузии ультрабазитов. Они отвечают, по терминологии одних исследователей, протогеосинклинальной, а по терминологии других — нуклеарной стадии развития земной коры. Аналогичная картина, как известно, наблюдается на ранних этапах развития в послепротерозойских эвгеосинклиналях. В позднем архее и раннем протерозое доминирующее значение приобретают процессы гранитообразования, сопровождающиеся мигматизацией и огнейсованием суперкрустальных толщ. К этому времени, по-видимому, относится и формирование крупных куполовидных и валоподобных гнейс-мигматит-гранитных геоантиклинальных поднятий (инфраструктур — Каляев, 1965), обнаруживающих сходство с геоантиклиналями и консолидированными массивами послепротерозойских складчатых областей. Очевидно, период мощного гранитообразования соответствует инверсионно-складчатому этапу развития Украинского щита, что свойственно и послепротерозойским складчатым областям. В заключительные стадии развития докембрийского гранитоидного магматизма происходило формирование аляскитовых, двуслюдяных (токовских, днепровских, мокромосковских и др.) аплит-пегматоидных гранитов и апогранитов, характерных, как известно, для позднегеосинклинального и орогенного этапов развития молодых складчатых областей.

К орогенному этапу, отличающемуся интенсивным проявлением складчато-глыбовых дислокаций, относится внедрение комплекса габбро-лабрадоритов и гранитов рапакиви (Коростенский и Корсунь-Новомиргородский массивы — Полканов, 1948). Аналогом своеобразных рапакиви в молодых складчатых областях могут служить гигантопорфировые граниты, например «сретенские» гранитоиды в Восточном Забайкалье, обра-

зование которых происходило в процессе складчато-глыбовых дислокаций в заключительную фазу киммерийского тектогенеза. К орогенному же этапу были приурочены гипабиссальные интрузии порфиров, диабазов, а также эффузивная деятельность (порфириты, порфиры овручской серии), протекавшая, вероятно, отчасти в континентальных условиях. Известно, что гипабиссальные интрузии и порфирит-порфировая вулканогенная (наземная) формация в молодых складчатых областях соответствуют периоду складчато-глыбовых дислокаций, наступающему после замыкания геосинклинали (Князев, 1966).

К периоду консолидации Украинского щита, а возможно уже к платформенной стадии его развития, относятся интрузии щелочных гранитов, сиенитов, нефелиновых сиенитов (Октябрьский массив). Повышенной щелочностью отличаются нередко также и гранитоидные интрузии конечных этапов формирования послепротерозойских складчатых областей.

В платформенный этап (рифей—кембрий) происходили излияния траппов на северо-западной окраине щита, сопровождавшиеся экструзиями диабазов.

Наличие сходных черт в развитии тектоно-магматических процессов в докембрийских и более молодых складчатых областях предопределяет некоторые общие особенности их металлогении. Аналогия обнаруживается прежде всего в определенной металлогенической специализации однотипных магматических формаций.

Так, с ультрабазитовой формацией раннего этапа развития щита генетически связаны кобальт-никелевые месторождения коры выветривания, а также хромиты, талько-магнезиты, асбест, повышенные концентрации платиноидов (Побужье, среднее Приднепровье). К диабаз-спилитовой формации приурочены колчеданные, медно-колчеданные, золото-колчеданные, медно-кобальт-никелевые рудопроявления. Названные типы оруденения типичны и для ранних этапов развития послепротерозойских эвгеосинклиналей (Урал).

Редкометальное оруденение в Украинском щите, как и в послепротерозойских складчатых областях, генетически связано с апогранитовой, пегматитовой и сиенит-гранитовой формациями орогенного этапа.

Намечается подобие самых общих (региональных) закономерностей размещения эндогенного оруденения в щитах и послепротерозойских складчатых областях. В частности, и в тех, и в других областях наблюдается концентрация месторождений в замкнутых рудных поясах (Князев, 1965; Князев и др., 1968).

Известно, что Украинский щит обладает складчато-глыбовым строением. Глыбовые деформации в фундаменте, как это установлено на примере Большого Кривого Рога, происходили еще в раннюю стадию его формирования. Об этом свидетельствует появление в архее своеобразных гранитогнейсовых консолидированных массивов (инфраструктур) и окаймляющих их мобильных поясов, отличающихся широким развитием вулканогенных и ультраосновных интрузивных пород. Очевидно, в мобильных поясах и на окраинах консолидированных массивов, начиная с архея, функционировали глубинные магмоподводящие разломы. В основном здесь же локализованы архейские и протерозойские месторождения черных, цветных и редких металлов, что и обусловило появление окаймляющих консолидированные массивы замкнутых рудных поясов. Концентрация эндогенного оруденения в замкнутых рудных поясах на периферии срединных и консолидированных массивов — одна из ведущих закономерностей размещения месторождений полезных ископаемых и в послепротерозойских складчатых областях, отличающихся складчато-глыбовым строением.

Значительная часть эндогенных рудных месторождений в Украинском щите, так же как и в молодых складчатых областях, образовалась в после-

геосинклинальный период, когда ведущую роль играли складчато-глыбовые дислокации. Глыбовые дислокации в позднем протерозое во многих районах щита сопровождались интрузивной и экструзивно-эффузивной деятельностью (Овручская, Сущано-Пержанская, Подольская мобильные зоны, Приазовье).

Своеобразный тектонический складчато-глыбовый режим, по-видимому, предопределил некоторые специфические особенности интрузивных образований этого этапа. Широкое развитие получают аляскитовые, двуслюдяные граниты, апограниты, пегматиты, аплиты, а также различные гипабиссальные интрузивы. Резко возрастает роль субщелочных и щелочных пород. Складчато-глыбовые дислокации способствовали отделению насыщенных летучими дериватами магм и флюидов, участвовавших в рудообразовании (Князев, 1966, 1967). Кристаллизация обедненных летучими магм привела к образованию гипабиссальных и малых интрузивов, весьма характерных для областей, претерпевших глыбовые дислокации.

Обращает на себя внимание преимущественная приуроченность магматических проявлений позднего протерозоя к периферии Украинского щита. Очевидно, к этому времени он представлял собой консолидированный и относительно стабильный массив, окруженный мобильными (ослабленными) зонами. В этих зонах локализованы редкометальное, полиметаллическое, флюоритовое и другие типы эндогенного оруденения. Сходство структурного положения и эдогенного оруденения краевых зон, а также весьма значительная их протяженность позволяют предположить, что эти зоны являются фрагментами еще неоконтуренного полностью единого замкнутого пояса, окаймляющего Украинский щит.

ЛИТЕРАТУРА

Белевцев Я. Н. Особенности металлогении Украинского щита. В сб. «Проблемы изучения геологии докембрия», изд. «Наука», Л., 1967.

Каляев Г. И. Тектоника докембрия Украинской железорудной провинции. Изд. «Наукова думка», Киев, 1965.

Каляев Г. И., А. Я. Древин. Геологические формации, тектонический режим и этапы развития кристаллического фундамента Украинского щита. В кн. «Методические указания по составлению металлогенической карты кристаллического основания Украинского щита», Изд. ИГН АН УССР, Киев, 1968.

Князев Г. И. Замкнутые рудные пояса Восточного Забайкалья. Докл. АН СССР, т. 160, № 6, 1965.

Князев Г. И. О влиянии дислокационных процессов на гипогенное рудообразование на примере Восточного Забайкалья. «Геотектоника», № 6, 1966.

Князев Г. И. К систематике замкнутых рудных поясов. «Геотектоника», № 2, 1967.

Князев Г. И., А. Т. Агеев, В. М. Кравченко. Замкнутые рудные пояса в щитах. Изв. АН СССР, сер. геол., № 7, 1968.

Полканов А. А. Плутон габбро-лабрадоритов Волыни УССР. Изд. ЛГУ, Л., 1948.

Семененко Н. П. Стратиграфическая схема докембрия Украинского щита. В кн. «Геохронология докембрия Украины», изд. «Наукова думка», Киев, 1965.

Семененко Н. П., А. П. Виноградов, Л. В. Комлев, А. И. Тугаринов. Геохронологическая карта украинского докембрия. В кн. «Геохронология докембрия Украины», изд. «Наукова думка», Киев, 1965.

Судовиков Н. Г. Принципы металлогенического анализа докембрийских областей. В сб. «Проблемы изучения геологии докембрия», изд. «Наука», Л., 1967.

СРЕДНИЕ ТИПЫ ДИАБАЗОВ УКРАИНСКОГО КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО ЩИТА И КАРЕЛИИ

Для выяснения особенностей качественной стороны магматизма большое значение имеют средние химические составы. С этой целью нами были систематизированы и обработаны многочисленные химические анализы диабазов Украинского щита и Карелии, опубликованные В. И. Лучицким, Н. П. Семененко, И. С. Усенко, И. Л. Личаком, Л. Г. Ткачуком, Н. А. Елисеевым, С. Г. Шавло, А. Г. Шендеровой, В. И. Лебединским, М. Н. Доброхотовым, Э. А. Струве, В. М. Тимофеевым, А. С. Воиновым, В. А. Доильниципой и К. А. Ининой. Анализы габбро-диабазов востока Русской платформы взяты из работ В. П. Флоренского, М. М. Веселовской, Т. А. Лапинской, А. В. Козлова и Б. С. Ситдикова. Сведения о минералах пород приведены в табл. 1, результаты вычисления средних содержаний — в табл. 2.

Таблица 1

Минеральный состав диабазовых комплексов

Минералы	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
Кварц (часто вторичный).	—	—		—		—	—	—	—		—		
K-Na-полевой шпат (иногда ортоклаз). *	—	—						—	—				
Микропегматит.								—	—				
Стекло.			—						—		—	—	—
Альбитизированный плагиоклаз.	—	—	—	+	+				—		—		
Андезин-лабрадор.	+	+	+			+	+	+	+	+	+		
Битовнит.		+	+			—							
Биотит.	—	—	—	—		—	—	—	—	—			
Амфибол (часто актинолит).	+	—	—	—	+	+	—	—	—	+	—	—	
Пироксен (часто авгит).		+	+				+	+	+			+	+
Оливин.			+				—		—		—	+	+
Апатит.	—	—	—				—	—	—				
Сульфиды (часто пирит).		—	—	—	—	—	—				—		
Магнетит.	—	—	—	—	—	—			—	—		—	
Ильменит, титаномагнетит.		—	—			—	—		—	—	—	—	
Сфен, лейкоксен.	—	—	—	—	—	—	—		—	—			
Хлорит, эпидот, карбонаты.	—	—	—	+	—	—	—	—	—	—	—		—
Серпентин.			—				—					—	—
Иддингсит.	—		—										
Боулингит.			—						—				
Тальк.	—	—	—										
Серицит.	—	—	—				—		—				

* Обычно в виде мелких единичных зерен.

Примечание. + главные, — второстепенные минералы. Номера пород те же, что и в табл. 1.

Таблица 2

Средний химический состав диабазовых комплексов, вес. %

Окислы	1 (60)	2 (60)	3 (258)	4 (20)	5 (33)	6 (20)	7 (20)	8 (37)	9 (23)	10 (15)	11 (3)	12 (11)	13 (16)	14 (15)	15 (6)	16 (6)
SiO_2	48.48 / 1.84	49.47 / 2.52	49.22 / 2.04	49.10	48.90	47.30	48.56	49.30	49.00	50.01	52.26	48.86	49.50	48.20	44.20	39.60
TiO_2	1.27 / 0.77	1.58 / 0.58	1.48 / 0.73	0.83	1.60	1.37	1.51	1.51	1.43	1.75	2.04	1.51	1.06	1.22	0.80	0.69
Al_2O_3	15.09 / 2.10	13.55 / 1.11	15.18 / 1.42	14.45	15.35	15.42	13.76	14.00	14.00	13.80	13.85	14.77	13.35	13.10	7.66	4.36
Fe_2O_3	3.58 / 1.10	4.04 / 1.90	3.18 / 1.72	2.60	3.37	2.91	5.34	4.32	4.00	3.88	5.17	15.01	4.60	3.44	2.71	5.32
FeO	9.81 / 2.25	8.53 / 2.35	9.32 / 1.80	9.60	9.38	10.65	8.21	8.37	9.10	9.30	9.04	7.43	7.90	9.25	9.23	7.00
MnO	0.17 / 0.06	0.21 / 0.07	0.20 / 0.09	0.20	0.18	0.17	0.24	0.22	0.19	0.22	0.32	0.07	0.19	0.28	0.20	0.19
MgO	6.81 / 2.22	7.46 / 2.13	6.22 / 1.33	7.80	5.96	6.54	7.53	7.07	7.38	7.23	2.79	6.45	8.63	8.90	22.16	28.40
CaO	9.33 / 1.58	7.94 / 2.72	10.47 / 1.17	9.65	9.42	9.23	6.44	8.61	7.58	8.30	6.70	9.14	7.10	8.92	7.17	5.24
Na_2O	2.68 / 0.83	2.68 / 1.00	2.22 / 0.59	2.65	2.75	2.84	2.90	3.26	2.81	2.54	3.36	1.98	2.83	2.56	0.60	0.15
K_2O	0.97 / 0.66	0.63 / 0.57	0.75 / 0.43	0.80	1.06	1.16	0.86	0.73	0.46	0.92	2.41	0.82	0.20	0.76	0.18	0.09
P_2O_5	0.34 / 0.30	0.16 / 0.14	0.15 / 0.15	0.11	0.22	0.49	0.11	0.12	0.13	0.45	0.44	0.44	0.11	0.11	0.05	—

Примечание. Докембрийские диабазы Украинского щита: 1 — общий, 4 — амфиболовые, 5 — пироксеновые и 6 — оливин-пироксеновые; среднепротерозойские диабазы Карелии: 2 — общий, 7 — хлорит-амфиболовые, 8 — амфибол-альбитовые, 9 — амфибол-плагиоклазовые, 10 — пироксен-плагиоклазовые; 3 — траппы древних платформ по В. А. Кутолину; 11 — молодые докембрийские кварцевые диабазы Карелии; 12 — рифейский габбро-диабаз Волго-Уральского фундамента; среднепротерозойские порфириты Карелии: 13 — амфиболовые, 14 — пироксеновые, 15 — оливин-пироксеновые и 16 — пикритовые. В головке таблицы (в скобках) помещено число анализов; в числителе — средневзвешенное содержание, в знаменателе — среднеквадратичное отклонение.

Докембрийские диабазы Украины встречаются в виде даек или пластовых тел среди гнейсов, мигматитов, гранитов и кристаллических сланцев.

Предположительно амфиболовые диабазы (метадиабазы) относятся иногда к архею, а пироксеновые и оливин-пироксеновые разновидности — к протерозою.

О возрасте диабазов Карелии, образующих дайки, силлы и покровы, известно больше. В частности, рассматриваемые нами диабазы являются в большинстве среднепротерозойскими (верхний карельский комплекс). Некоторые из них имеют неясный возраст, очевидно нижнепротерозойский. По-видимому, с диабазами генетически связаны амфиболовые и пироксеновые порфириты (№ 13 и 14).

Самостоятельную группу образуют оливин-пироксеновые и пикритовые порфириты.

Рифейские габбро-диабазовые дайки из фундамента Волго-Уральской части Русской платформы по химизму не сходны с наиболее молодыми диабазами из докембрия Карелии (№ 11 и 12).

Для вычисления среднего типа докембрийского диабаза Украинского щита (№ 1) было взято по 20 анализов каждой ведущей разновидности. Аналогично для среднепротерозойского типа диабаза Карелии (№ 2) было взято 15 анализов. Следовательно, нами учтен удельный вес основных разновидностей при расчете средних типов.

Интересно сопоставить эти два типа (№ 1 и 2) между собой, а затем с траппом древних платформ (№ 3) по В. А. Кутолину.

В украинских диабазах меньше SiO_2 и MnO, но больше Al_2O_3, Fe_2O_3+ +FeO и CaO, чем в карельских. Такие же различия, за исключением Al_2O_3, украинские диабазы имеют по сравнению с траппами. В свою очередь карельские диабазы от последних отличаются только более низким содержанием Al_2O_3 и CaO и высоким MgO. Правомочность или существенность этих различий проверялась с помощью статистического критерия Стьюдента.

В заключение приводятся матрицы парных коэффициентов корреляции окислов, обладающих распределением, близким к нормальному (табл. 3 и 4).

Таблица 3

Матрица парных коэффициентов корреляции породообразующих окислов диабазов Украинского кристаллического массива

	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O
K_2O	+0.09	**+0.29**	+0.12	−0.06	−0.03	+0.04	**−0.51**	**−0.49**	**+0.55**
Na_2O	+0.23	**+0.34**	+0.02	−0.03	−0.07	+0.14	**−0.46**	**−0.48**	
CaO	+0.24	**−0.66**	−0.10	−0.29	−0.13	−0.13	**+0.42**		
MgO	−0.09	**−0.63**	−0.20	**−0.84**	−0.13	−0.20			
MnO	+0.24	+0.24	−0.05	−0.09	+0.03				
FeO	−0.01	+0.11	**−0.29**	−0.23					
Fe_2O_3	**−0.65**	**+0.56**	**−0.47**						
Al_2O_3	**−0.28**	−0.05							
TiO_2	−0.25								

Примечание. Обведены значимые коэффициенты корреляции с вероятностью 95%.

Таблица 4

Матрица парных коэффициентов корреляции породообразующих окислов диабазов Карелии

	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO
Na_2O	+0.19	+0.02	+0.05	**−0.29**	−0.01	**−0.29**
CaO	**−0.28**	+0.12	+0.13	−0.20	**−0.33**	
MgO	−0.17	−0.06	**−0.43**	−0.02		
FeO	−0.01	−0.24	**−0.51**			
Fe_2O_3	−0.06	+0.08				
Al_2O_3	−0.10					

Примечание. Обведены значимые коэффициенты корреляции с вероятностью 95%.

Значимые коэффициенты корреляции в породах говорят о сильных химических связях, которые обусловлены количественными и качественными соотношениями слагающих минералов. С учетом этого они представляют собой дополнительные геохимические признаки выделенных типов диабазов.

В. Е. Динисенко

О РОЛИ КИСЛОРОДА В ПРОЦЕССАХ ОБРАЗОВАНИЯ ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД И РУД ОКТЯБРЬСКОГО (ВОСТОЧНОЕ ПРИАЗОВЬЕ) И ХИБИНСКОГО (КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ) МАССИВОВ

Многие щелочные массивы, привлекающие внимание исследователей богатством связанных с ними месторождений полезных ископаемых, в настоящее время достаточно хорошо изучены. Известно, во-первых, что щелочные массивы располагаются в зонах глубинных разломов, особенно часто в местах сочленения зон разного направления. Во-вторых, в пространстве они обычно ассоциируют с телами основных или ультраосновных пород. Кроме того, щелочные породы одного массива могут быть магматическими или метасоматическими. В ряде случаев могут преобладать те или другие.

Магматическое происхождение щелочных пород Хибинского массива считается установленным. Отмечаются лишь более поздние проявления наложенных метасоматических процессов. Неясным, однако, остался механизм возникновения щелочной магмы состава, отвечающего хибинитам, фойяитам, ийолит-уртитам.

Геолого-геохимические данные по Октябрьскому щелочному массиву, известные из литературных сводок (Н. А. Елисеев и др. «Протерозойский интрузивный комплекс Приазовья», 1965), ряда статей (Г. Г. Коньков и С. С. Красовский, «Геофизический сборник», АН УССР, № 16, 1966) и собранные автором, свидетельствуют о том, что различные породы этого сложного массива находятся на том эрозионном срезе, где в докембрийское время происходили процессы метасоматического преобразования различных исходных пород (гнейсо-мигматитов, габбро-пироксенитов и т. п.) в щелочные. При этом не исключается возможность возникновения расплава по механизму, который Д. С. Коржинским назван «магматическим

замещением». Этот расплав под воздействием многократных тектонических подвижек мог выжиматься вдоль глубинных разломов в верхние горизонты земной коры (о чем свидетельствуют магматические породы дайкового залегания, обнаруживаемые в пределах Октябрьского массива) и образовывать сложные массивы типа Хибин.

Теоретические основы процессов метасоматического преобразования различных исходных пород и подготовки их к расплавлению в зонах глубинных разломов разработаны Д. С. Коржинским, Ю. А. Кузнецовым и другими петрологами лишь применительно к гранитоидам. Некоторыми исследователями подобные представления были успешно применены для объяснения происхождения щелочных пород Кольского полуострова (Л. С. Бородин) и Урала (Б. М. Роненсон). Выяснилось при этом, что тенденции в изменении содержания ряда важных петрогенных элементов (кремния, алюминия, щелочных и других металлов) в процессах нефелинизации и гранитизации несхожи и часто противоположны. В связи с этим установленные при изучении процессов гранитизации закономерности не нашли еще должного применения при изучении процессов нефелинизации.

Не следует, однако, забывать, что все перечисленные выше элементы в сумме составляют лишь половину (по весу или объему) всего состава горных пород и многих руд. Другую половину (или почти половину) составляет кислород (здесь и далее имеются в виду кислород-анионы кристаллических решеток породообразующих, рудных и акцессорных минералов). Поведение кислорода оказывается идентичным в процессах гранитизации и нефелинизации.

Рассмотрим поведение главных породообразующих элементов в процессах образования различных пород Октябрьского массива. Прежде всего следует отметить, что наибольшие трудности встретились при выборе формы содержаний элементов, необходимой для сравнения составов химически весьма разнообразных пород. С учетом того обстоятельства, что метасоматические реакции протекают в основном в равнообъемных условиях, наиболее подходящим для сравнения является количество атомов (ионов) в единице объема породы. Но далеко не все химические анализы сопровождались определениями плотности или объемного веса и пористости пород. Поэтому приходилось пользоваться относительными величинами. Например, содержание кислорода (в вес.%) в главных породах земной коры (по А. П. Виноградову) растет от ультраосновных и основных пород к кислым (42.5, 43.5 и 48.7 соответственно), в то время как количество атомов кислорода в 10 000 A^3, подсчитанное по формулам В. Г. Боголепова или В. А. Рудника, увеличивается от кислых пород (476) к основным (490) и ультраосновным (512). Ближе к истине количества атомов кислорода, приходящиеся на один атом кремния, которые растут от кислых (2.64) к основным (3.18) и ультраосновным (3.90). Кстати, осадочные породы как по относительному содержанию кислорода (3.89), так и по количеству атомов его в 10 000 A^3 (488) близки к основным. При сравнении лейкократовых пород, которые по содержанию тяжелых элементов типа железа или кальция почти не различаются, в данной работе использовались весовые проценты элементов. Кислород в изученных породах находится в сложных взаимоотношениях с другими главными петрогенными элементами.

У кремния лейкократовых пород с кислородом положительная связь (рис. 1). Фигуративные точки меланократовых пород стоят особняком в области повышенных содержаний кислорода. Как у щелочных металлов, так и у алюминия с кислородом отрицательная связь.

Окисное железо не связано какой-либо зависимостью с другими главными петрогенными элементами. Его количество растет с увеличением

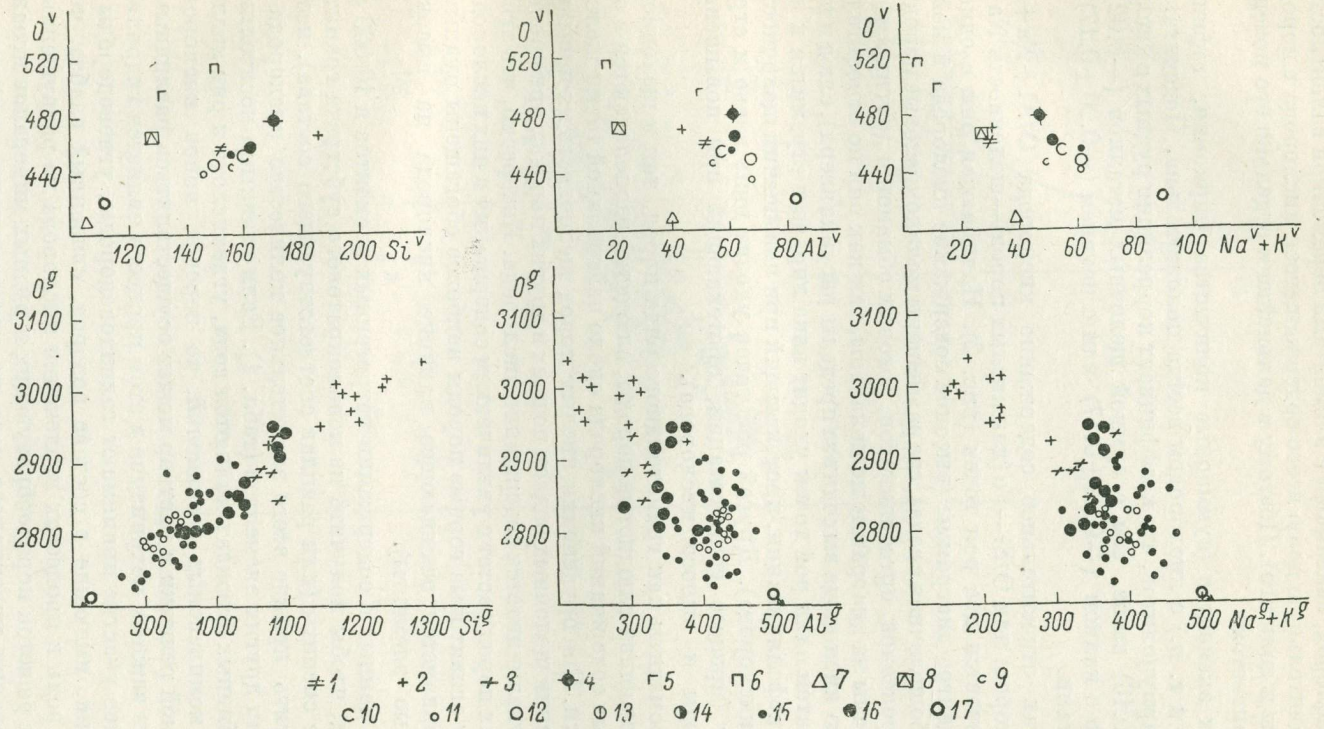


Рис. 1. Связь содержания кислорода с содержанием других главных петрогенных элементов в весовых процентах (O^g) и в количествах атомов в 10 000 Å^3 (O^v).

1 — гнейсы лейкократовые; *2* — граниты; *3* — кварцевые сиениты; *4* — граниты альбитизированные; *5* — габбро; *6* — пироксениты; *7* — слюдиты; *8* — измененные пироксениты; *9* — щелочные сиениты; *10* — сиенит-пегматиты; *11* — фойяиты; *12* — микроклин-нефелиновые пегматиты; *13* — нефелин-микроклиновые пегматиты; *14* — альбитизированные пегматиты; *15* — мариуполиты; *16* — альбититы; *17* — уртиты из Хибин (среднее из 8 анализов).

лишь суммы железа и уменьшается с ростом содержания водород-ионов. Отношение окисного железа к закисному с общим содержанием кислорода связи не проявляет, но имеет тенденцию к возрастанию у более поздних образований, видимо, в связи с постепенной эрозией и вскрытием структуры. Вообще кислород, связанный с элементами переменной валентности, составляет незначительную долю всего содержащегося кислорода в породе (первые проценты и доли его). Поэтому в дальнейшем отдельно его поведение не рассматривается.

Связь рудных элементов (суммарные количества циркония, гафния, тантала, ниобия и т. п.) с кислородом всегда положительна. Подсчитано, например, для мариуполитов, что коэффициент корреляции рудных с кислородом ($+0.34\pm0.16$) выше, чем с суммой щелочных металлов ($-0.02\pm\pm0.01$), отдельно с калием (-0.22 ± 0.17) или с натрием ($+0.20\pm0.17$) и другими элементами.

В координатах относительное содержание кислорода O/Al+Na+K (для щелочных пород) или O/Si—Fe (для кислых пород)—щелочность Na+ +K+Ca/Si намечается два роя точек (рис. 2). Начинаются они в одном месте вверху в центре диаграммы (высокое содержание кислорода и нейтральная или слабощелочная среда), где размещены меланократовые породы, состоящие из пироксенов, ортосиликатов, роговых обманок и других амфиболов (эти минералы на диаграмме не показаны, так как они по относительному содержанию кислорода выходят за пределы рисунка вверх), слюд и полевых шпатов. Затем один рой точек уходит вниз вправо и стремится к нефелину (процесс нефелинизации, протекающий при повышении щелочности среды и выносе кислорода). Другой рой точек уходит вниз влево и стремится к кварцу (процесс гранитизации, протекающий при повышении кислотности среды и выносе кислорода).

Рудные метасоматиты как гранитоидного ряда пород, так и щелочного (альбититы, полевошпат-слюдистые породы, слюдиты) располагаются в области повышенных содержаний кислорода около нейтральной точки щелочности-кислотности. При оруденении кислых пород щелочность их повышается, при оруденении щелочных падает, но в тех и других породах при процессах оруденения увеличивается содержание кислорода. Интересно, что агпаитность щелочных пород растет с увеличением содержания в них кислорода. Видимо, поэтому агпаитовые горные породы наиболее обогащены рудными элементами (проявляется осаждающее влияние кислорода на высоковалентные рудные элементы).

Как видно из данных о содержании петрогенных элементов в 10 000 $Å^3$ различных пород, чтобы получить из меланократового субстрата граниты или нефелиновые сиениты (или расплав соответствующего состава), необходимо переместить прежде всего значительное количество кислорода и в меньшей степени других элементов (табл. 1). Если главными носителями кислорода в глубинных флюидах являются вода, углекислота и ряд кислородсодержащих комплексных соединений, то перевод ионов кислорода из кристаллической решетки в раствор может осуществляться различными путями. Одним из важных механизмов в этом процессе является гидролиз, в котором большое участие принимают галоидоводороды, углеводороды и другие соединения, имеющие в составе водород, связанный слабее, чем в воде. Важную роль в процессах извлечения кислорода из разрушенных кристаллических решеток породообразующих и рудных минералов играют процессы образования углекислого газа из углеводородов, присутствие которых в метасоматизирующих растворах фиксируется газовыми анализами.

Процесс гидролиза достаточно хорошо изучен. Главная его реакция — присоединение водород-иона к кислород-аниону и перевод последнего

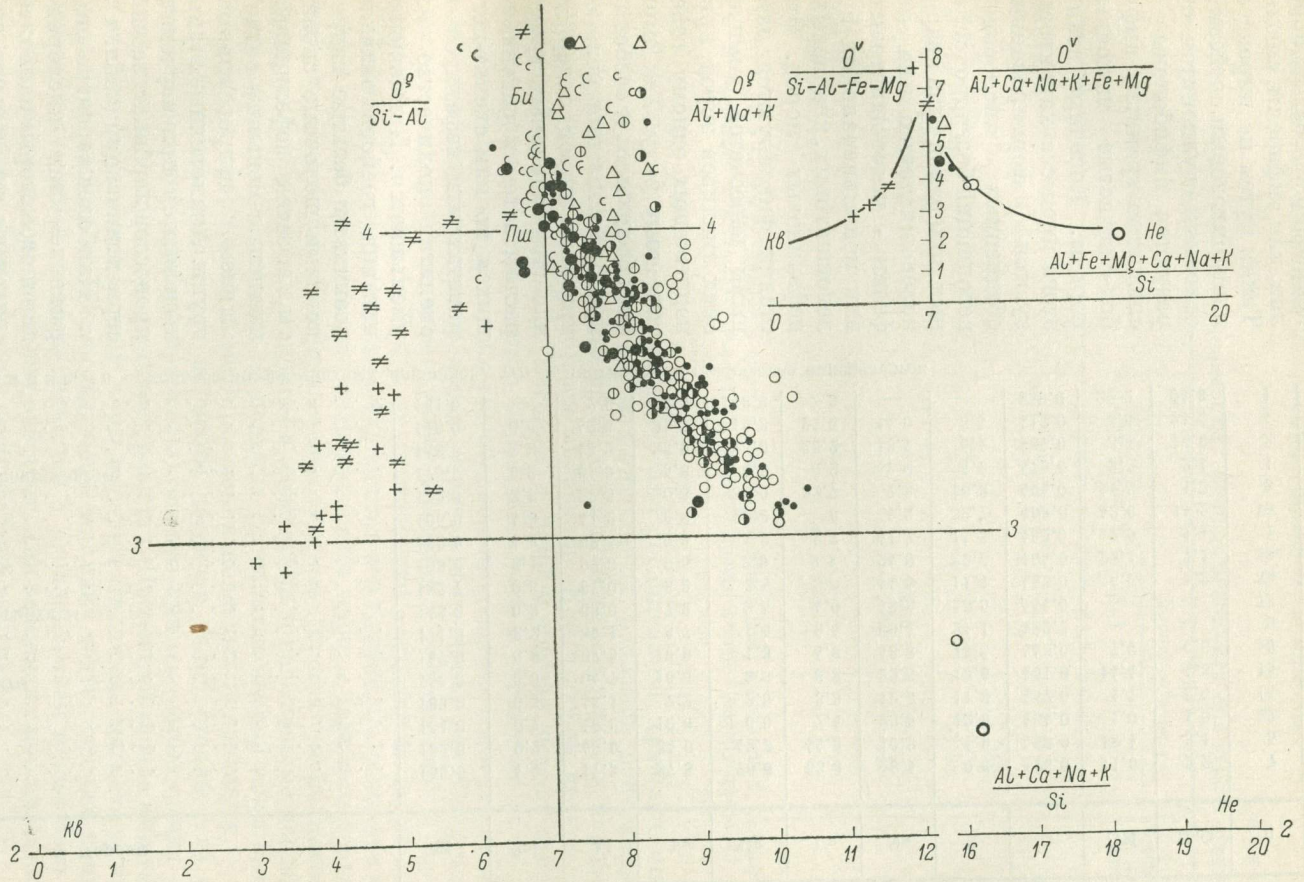


Рис. 2. Связь относительного содержания кислорода со щелочностью—кремнекислотностью пород.

Би — биотит, ***Пш*** — полевые шпаты, ***Кв*** — кварц, ***Не*** — нефелин, остальные условные обозначения см. на рис. 1.

Таблица 1

Среднее количество породообразующих элементов, гидроксила и воды в 10 000 Å³ главных пород Октябрьского массива

Породы	Si	Ti	Al	Fe	Mg	Ca	Na	K	O	OH	H_2O	n	γ/n
Пироксениты	150.0	4.5	17.5	27.8	76.6	63.6	3.4	0.6	516.0	11.0	2.2	7	3.27/77
Габбро	132.0	9.2	48.9	34.0	45.3	44.9	10.2	1.9	498.0	18.4	3.1	5	3.12/348
Гнейсы	184.0	0.7	46.2	10.6	6.0	7.4	23.5	12.9	484.0	1.0	1.0	27	2.75/685
Граниты	185.0	0.5	43.1	7.2	2.5	3.3	19.8	11.8	452.0	1.7	3.5	15	2.63/814
Щелочные сиениты	155.0	0.3	54.7	16.6	3.6	6.8	29.8	19.6	451.0	14.4	1.3	16	2.69/161
Фойяиты	147.0	0.3	67.5	10.9	1.3	4.6	42.8	18.8	443.0	7.0	0.6	10	2.62/49
Уртиты	111.8	2.2	84.1	8.7	1.6	9.4	69.4	21.1	422.0	—	—	8	2.64/2
Нефелиновые пегматиты	148.0	0.3	68.0	7.9	2.8	4.0	49.2	13.9	444.0	—	—	73	2.62/5
Мариуполиты	152.7	0.8	67.0	8.2	3.5	3.8	41.5	11.4	452.0	6.2	1.2	30	2.68/10
Сиенит-пегматиты	159.0	3.1	57.6	9.5	2.9	3.1	24.8	29.6	454.0	25.1	7.1	28	2.70/38
Альбититы	162.0	1.3	62.5	8.2	1.9	2.7	41.2	11.3	460.0	7.0	1.1	21	2.68/3
Слюдиты	105.0	4.3	41.2	70.8	29.6	0	4.2	32.7	408.0	42.0	14.2	15	3.01/11
Твейтозиты	132.3	2.9	27.5	20.8	84.0	32.7	7.2	16.3	464.0	14.2	1.2	3	3.00/16
Граниты альбитизированные	173.0	0.2	61.0	5.8	4.2	0.2	42.2	4.9	475.0	2.3	2.1	1	2.68/1
Диабазы	148.8	2.2	48.9	25.9	23.0	23.2	13.5	5.4	462.0	3.5	16.9	2	2.81/422
Лампрофиры	115.0	6.8	40.6	31.5	19.3	25.5	14.9	3.5	412.0	6.5	24.2	4	2.63/106
Хризотил-асбест	101.0	—	2.9	6.5	140.0	3.3	—	—	359.0	20.2	94.6	1	2.40/1

Примечание. n — количество силикатных анализов, γ/n — плотность и количество определений.

в гидроксил и в воду. Начальным этапом гидролиза силикатов можно считать появление таких гидроксилсодержащих минералов, как амфиболы, слюды. Таким путем по пироксен-плагиоклазовым гнейсам и основным вулканитам образуются амфиболовые и слюдяные граниты, амфибол-слюдистые щелочные породы. Конечные этапы этого процесса характеризуются формированием обедненных кислородом ассоциаций безгидроксильных минералов типа кварц-полевошпатовых или нефелин - полевошпатовых, или мономинеральных полевошпатовых, кварцевых, нефелиновых пород. Эти стадии фиксируются данными пересчетов химических анализов пород, принадлежащих одному генетическому ряду. Так, при амфиболизации и особенно при биотитизации меланократовых пород содержание гидроксильных групп растет, затем в развивающихся по ним сиенит-пегматитах или нефелиновых сиенитах количество их уменьшается. При ощелачивании гнейсов вначале возникают богатые гидроксилами щелочные сиениты, а затем нефелиновые сиениты с меньшим содержанием гидроксильных групп. Аналогичные этапы выделяются при изучении процессов карбонатизации, серпентинизации (табл. 1).

Наиболее вероятно «поражение» тех кислород-анионов, которые наиболее связаны с отдельными ионами в кристаллической решетке. По известной методике В. И. Лебедева была рассчитана энергия, приходящаяся на возбу-

ждение или ионизацию одного аниона (энергетический пай участвующих в связях электронов). В ряду соединений, приведенных в табл. 2, наиболее легко разлагаемыми являются те, у которых состояние химической связи аниона находится в энергетически невыгодном положении (т. е. у которых еще возможна дальнейшая ионизация аниона).

Таблица 2

Энергия возбуждения, или ионизации, аниона некоторых природных соединений

Соединение	Процент ковалентности связи	Заряд катиона		Энергия, приходящаяся на один анион, эв
		Al	Si	
Метан CH_4	95	—	—	3.48
Плавиковая кислота HF	45	—	—	7.40
Оливин $MgFeSiO_4$	—	—	+1.55	8.14
Циркон $ZrSiO_4$	—	—	+1.67	8.93
Диопсид $CaMgSi_2O_6$	—	—	+1.83	9.53
Магнетит Fe_3O_4	65	—	—	9.92
Ортоклаз $KAlSi_3O_8$	—	+1.00	+1.89	10.67
Нефелин $NaAlSiO_4$	—	+1.60	+1.80	10.88
Кварц SiO_2	—	—	+1.97	11.96
Вода H_2O	42	—	—	12.85
Углекислый газ CO_2	—	—	—	13.80

Примечание. Данные о зарядах катионов заимствованы из работы Р. Л. Баринского и В. И. Нефедова «Рентгеноспектральное определение заряда атомов в молекулах», 1966.

Флюиды, обогащенные водородными соединениями (различными кислотами, углеводородами), в зонах глубинных разломов нейтрализуются ионами кислорода из разрушенных кристаллических решеток породообразующих, рудных и акцессорных минералов. Как в любом другом случае взаимодействия кислот (к которым в данном случае можно отнести и углеводороды) с основаниями, образуются вода и различные соли. Некоторые из них растворимы в воде (особенно комплексные) и могут выноситься в направлении движения флюидов. Другая часть ионов разрушенных кристаллических решеток перегруппировывается в соответствии с наиболее выгодным при данных T и p энергетическим состоянием связи аниона.

Таким образом, на нижних горизонтах зон глубинных разломов возникают в кислой среде кварц-полевошпатовые породы (процесс гранитизации), в щелочной — полевошпат-нефелиновые (процесс нефелинизации), обедненные кислородом и рудными элементами и насыщенные последними гидротермальные растворы. В верхних горизонтах земной коры эти растворы могут сформировать месторождения полезных ископаемых.

Если метасоматические процессы достигли такой стадии, что состав новообразований приближается к эвтектике при соответствующих давлениях и температуре, то возникает расплав. Последний может выжиматься в верхние горизонты земной коры и давать типичные магматические породы. В момент проявления следующей вспышки тектонических движений метасоматическими преобразованиями и расплавлением может быть охвачен другой по составу и объему субстрат. Так возникают породы несколько другого состава, формируются многофазные массивы.

Характер исходного материала, за счет которого образовались щелочная магма или щелочные породы и руды, можно определить по химизму новообразований, особенно по соотношению ряда рудных и акцессорных элементов. Результаты пересчета опубликованных в литературе данных по содержанию в различных горных породах описываемых массивов рудных

и акцессорных элементов позволили качественно охарактеризовать геохимические особенности возможного исходного для щелочных пород материала.

Так, титан-рудные отношения Ti/R (где R — сумма рудных и акцессорных элементов, в которую могут входить цирконий, гафний, ниобий, тантал, олово, если они есть в породах) у щелочных пород обоих массивов (4—13) отличаются на один-два порядка от Ti/R-отношений у габброидов (100—200), но сходны с Ti/R-отношением у терригенных осадочных пород — песчаников и кварцитов (2—12), гранитов (9), лейкократовых гнейсов (4). Различия между щелочными породоми и особенно между рудами Октябрьского и Хибинского массивов уже заметны по Ti/R-отношению (для первого оно ниже в 3—3.5 раза). Более сильно различаются фосфор-рудные отношения щелочных пород и руд этих массивов. Для Хибинского массива P/R-отношения (7—75) на порядок или два выше, чем для Октябрьского (0.1).

Эти данные позволили сделать вывод о том, что главная масса пород и руд обоих массивов образовалась за счет материала, близкого по химизму к осадочным породам песчанико-сланцевого (Октябрьский массив) или хемогенно-вулканогенного (Хибинский массив) состава.

Я. Н. Белевцев, Н. А. Корнилов

ОСОБЕННОСТИ МЕТАМОРФОГЕННОГО ЖЕЛЕЗНОГО РУДООБРАЗОВАНИЯ В ДОКЕМБРИЙСКИХ ЖЕЛЕЗИСТО-КРЕМНИСТЫХ ФОРМАЦИЯХ РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Докембрий Русской платформы, Украинского и Балтийского щитов отличается исключительным разнообразием и масштабами проявления метаморфогенного железного рудообразования. Метаморфические богатые железные руды известны в Криворожском, Белозерском, Володарском и Мангушском железорудных районах Украинского кристаллического щита, на Коробковском и Михайловском месторождениях КМА, отчасти на Оленегорском месторождении железистых кварцитов Кольского полуострова.

Источником железа для образования богатых метаморфических руд служат железистые кварциты, в которых содержание железа варьирует в пределах 27—40%. Концентрация железа в рудах до 50—60% осуществлялась, как теперь установлено, в процессе регионального динамотермального метаморфизма железистых кварцитов, протекавшего под влиянием более поздних гранитоидных интрузий. Минеральный состав руд тесно зависит от состава вмещающих железистых кварцитов, с которыми рудные залежи часто связаны постепенными взаимопереходами, а также с интенсивностью метаморфизма и метасоматоза, которые протекали в диапазоне от зеленосланцевой до гранулитовой фаций.

В настоящее время все метаморфические железные руды можно условно разделить на три большие группы по температурам их образования: низкотемпературные, среднетемпературные, высокотемпературные. Для более дробного подразделения руд можно воспользоваться представлением о зонах метаморфизма железистых кварцитов (James, 1955).

К низкотемпературным удобно отнести руды, образовавшиеся в условиях хлоритовой зоны метаморфизма. Верхний температурный предел метаморфизма этой зоны определяется Х. Л. Джеймсом на основании диаграммы Розенквиста примерно в 150—200° С.

Характерным признаком, позволяющим относить руды к низкотемпературным, является наличие в них или во вмешающих железистых кварцитах хлорита, который еще не заместился биотитом, и магнезиально-железистого карбоната, близкого к сидероплезиту, пистомезиту или магнезиальному сидериту.

В качестве примера этих руд можно привести метаморфические богатые железные руды Саксаганской полосы Кривого Рога (Тохтуев, 1955; Мельник, 1958; Акименко и др., 1965, и др.). Наиболее крупная залежь таких руд мощностью до 50 м и длиной свыше 200 м приурочена к контакту средней и верхней свит Кривого Рога в районе рудника им. Фрунзе. Значительная часть руд, слагающих залежь, образовалась при оруденении железистых кварцитов средней свиты. Ю. П. Мельник (1958) среди гипогенных руд залежи выделяет три разновидности: а) карбонатно-магнетитовые, залегающие на глубинах более 400—500 м; б) силикатно-магнетитовые с хлоритом и мусковитом, слагающие центральную часть залежи; в) кварцево-магнетитовые, слагающие кайму рудной залежи на контакте с железистыми роговиками. По данным указанного исследователя, «контакт руд с вмещающими породами складчатый, причем руды непосредственно у контакта интенсивно смяты в асимметричные открытые складки, осложненные микроплойчатостью. При переходе вмещающих роговиков в руды наблюдается постепенное выклинивание кварцевых прослоев, что характерно и для залежей мартитовых руд» (Мельник, 1958, стр. 1095).

Значительная часть метаморфических железных руд хлоритовой зоны метаморфизма подверглась окислению и «маскируется» среди других разновидностей гематитовых руд в линейных глубинных зонах окисления. Наличие таких руд непосредственно подтверждается случаями перехода метаморфических магнетитовых руд в окисленные мартитовые по восстанию рудных залежей, а также установленными в последние годы в богатых гематитовых рудах признаками первичной метаморфогенной концентрации железа перед проявлением процессов гипергенного окисления и выщелачивания железистых кварцитов. Такие признаки описаны для гематитовых руд Бразилии (Guild, 1953), Саксаганской полосы Кривого Рога (Белевцев, Мельник, 1967) и Белозерского железорудного района (Корнилов, 1968).

К среднетемпературным можно отнести руды, образовавшиеся в условиях биотитовой и отчасти гранатовой зон метаморфизма (James, 1955) или в условиях эпидот-амфиболитовой и отчасти зеленосланцевой фаций метаморфизма (Eskola, 1920). Температурный интервал образования этих руд находится в пределах от 150—200 до 300—350° С.

Характерными минералогическими признаками среднетемпературных руд являются: а) отсутствие в них первичного (не диафторичного) хлорита; б) изменение состава карбоната в сторону уменьшения железистости и возрастания содержания в нем кальция и магния (анкерит, доломит); в) обычное присутствие альбита и нередко куммингтонита и биотита; г) отсутствие обычной (сине-зеленой) роговой обманки. В пределах рассматриваемой зоны проходит граница устойчивости гематита, вследствие чего в среднетемпературных рудах наблюдается сравнительно широкое проявление процесса мушкетовитизации железной слюдки. С геохимической точки зрения образование среднетемпературных руд повсеместно сопровождается щелочным (существенно натровым) и щелочноземельным (существенно кальциевым) метасоматозом.

В качестве примеров среднетемпературных железистых руд можно привести богатые руды Южного (частично) и Северного районов Кривого Рога, Северо-Белозерского месторождения, а также Коробковского и Михайловского месторождений КМА. По данным Р. П. Дубинкиной (1959), среди гипогенных железных руд Северного района Кривого Рога выде-

ляются следующие разновидности: а) амфибол-магнетитовые и амфибол-гематит-магнетитовые (со щелочными амфиболами и реже куммингтонитом); б) кварцево-амфибол-магнетитовые (со щелочными амфиболами и местами с гематитом); в) эгирин-амфибол-магнетитовые; г) карбонатно-магнетит-гематитовые. Третья и четвертая разновидности «самостоятельных залежей не образуют и встречаются в виде маломощных линзообразных и пластообразных рудных тел в рудах первой и второй разновидности» (Дубинкина, 1959, стр. 16).

Особенности формирования богатых метаморфических железных руд Северного района Кривого Рога характеризуются большой сложностью и до настоящего времени в полной мере еще не выяснены. По мнению некоторых авторов (Дубинкина, 1959, и др.), процесс метаморфогенного рудообразования предшествовал процессам щелочно-карбонатного метасоматоза, которые «проявились в этих же тектонически ослабленных зонах, усложнили первоначальный состав руд, из-за чего создалось ложное представление о генетической связи железного оруденения со щелочным метасоматозом» (Дубинкина, 1959, стр. 27). По мнению другой части исследователей (Елисеев, Никольский, Кушев, 1961; Цыбульская, 1963), процесс рудообразования был многостадийным и проявлялся неоднократно в связи с различными стадиями метасоматоза. Главнейшим фактором рудообразования одни авторы (Р. П. Дубинкина, М. С. Цыбульская и др.) считают интенсивную миграцию железа в процессе метаморфизма, тогда как другие (Н. А. Елисеев, И. В. Александров, А. А. Глаголев и др.) полагают, что вследствие инертного поведения железа привнос его в руды не происходил, а если такие случаи и наблюдались, то это не являлось главным в процессе рудообразования.

Н. А. Корниловым на примере гипогенных железных руд Северо-Белозерского месторождения, сходных с рудами Северного района Кривого Рога, также было показано, что процесс метаморфогенного рудообразования осуществлялся здесь главным образом путем сближения и перекристаллизации рудных прослоев исходных железистых кварцитов при одновременном выносе кремнезема, т. е. при инертном поведении железа. В отличие от кварцитов руды характеризуются тонкополосчатой текстурой; в них отчетливо выделяются две генерации магнетита — первичный идиоморфный магнетит, перешедший из железистых кварцитов, и вторичный, выполняющий промежутки и образовавшийся, вероятно, за счет магнезиально-железистого карбоната.

Главнейшими разновидностями руд являются в этом месторождении карбонатно-магнетитовые и карбонатно-железнослюдково-магнетитовые с парагенетическими ассоциациями минералов: магнетит—анкерит—альбит и железная слюдка—марганцовистый сидероплезит (пистомезит)—серицит. Вторая разновидность образовалась при гипогенном рассланцевании и регрессивном метаморфизме первой в соответствии со схематической реакцией

$$Fe_3O_4 + m(Ca,\ Mg,\ Fe,\ Mn)CO_3 \rightarrow Fe_2O_3 + n(Fe,\ Mg,\ Mn)CO_3 + \\ + (m-n)CO_2\uparrow + mCaO\uparrow + (m-n)MgO\uparrow .$$

В рудах отмеченного месторождения очень хорошо видно, что наиболее интенсивные стадии щелочного метасоматоза (эгиринизация, рибекитизация) проявились после завершения процесса рудообразования, так как в первой разновидности руд анкерит и альбит часто замещаются эгирином и рибекитом.

Ассоциация магнетит—анкерит (доломит)—альбит, по-видимому, очень характерна для среднетемпературных метаморфогенных руд других

районов и, в частности, Кривого Рога и КМА. Если справедливо мнение Р. П. Дубинкиной (1959) о наложении щелочного метасоматоза на метаморфические руды, то карбонатно-магнетит-гематитовые руды Северного района Кривого Рога можно считать генетическим аналогом руд Северо-Белозерского месторождения и рассматривать их как «останцы», сохранившиеся в процессе более поздней эгиринизации и рибекитизации.

Проявления метаморфогенного железного рудообразования в КМА описаны А. А. Глаголевым (1957), А. С. Егоровым (1966), В. П. Рахмановым (1962) и другими авторами. Богатые гипогенные руды встречены многими скважинами на Михайловском месторождении и подземными горными выработками рудника им. Губкина на Коробковском месторождении. Мощность залежей колеблется от 0.1 до 22 м, а чаще всего равна дециметрам и первым метрам. На Коробковском месторождении наиболее крупная рудная залежь приурочена к контакту железистых кварцитов и дайки эпипорфирита. По данным А. А. Глаголева (1957), руда состоит из магнетита и гематита (около 90%), а также анкерита, кварца, биотита, альбита, щелочного амфибола, талька и иногда апатита. Как отмечает А. А. Глаголев, кварцевые прослои железистого кварцита, «переходя в руду, резко уменьшаются в мощности и исчезают. При этом происходит уплотнение рудного вещества» (Глаголев, 1957, стр. 34). Образование богатой руды связывается с тектоническим сжатием железистых кварцитов, при этом «влияние дайки на образование богатых руд заключалось в том, что тело дайки благоприятствовало прохождению щелочных растворов, способных растворять и выносить кремнезем, производивших метаморфизм даек и обогащение железистых кварцитов до богатых руд» (Глаголев, 1957, стр. 38).

В Михайловском месторождении скважиной 710 подсечена довольно крупная залежь гипогенных железных руд, интересная в том отношении, что она выклинивается к поверхности, не доходя до зоны окисления и плащеобразной залежи остаточных гематитовых руд. По данным В. П. Рахманова (1962), руда состоит из магнетита и гематита, подчиненного количества карбоната, биотита, зеленой слюды и кварца, а также незначительного количества альбита и апатита.

К высокотемпературным можно отнести руды, образовавшиеся в условиях частично гранатовой, а также ставролитовой и силлиманитовой зон метаморфизма Х. Л. Джеймса или в условиях амфиболитовой, пироксен-роговиковой и гранулитовой фаций метаморфизма.

Характерными минералогическими признаками высокотемпературных руд являются: а) совершенное отсутствие в них первичного (не диафторичного) гематита; б) незначительное количество карбоната, который представлен кальцитом; в) широкое развитие высокотемпературных силикатов (роговой обманки, пироксена, оливина).

С геохимической точки зрения образование высокотемпературных руд характеризуется повышением активности щелочноземельных элементов (кальция, магния) и резким снижением активности щелочей и воды.

Наиболее низкотемпературным представителем рассматриваемых руд являются роговообманково-магнетитовые богатые руды, наблюдающиеся в виде небольших прослоев среди роговообманково-магнетитовых железистых кварцитов Западного участка Белозерского района. Структурно-текстурные особенности руд указывают на то, что они образовались путем сжатия рудных (магнетитовых) прослоев кварцитов при одновременном выносе кремнезема из нерудных прослоев. К этому же типу руд следует отнести, по-видимому, грюнерит-магнетитовые руды, отмеченные в районе Месаби Верхнего Озера в США (Van Hise a. Leith, 1911) и округа Сингхбхум в Индии (Dunn, 1941).

К рудам силлиманитовой зоны метаморфизма можно отнести пироксен-магнетитовые богатые руды Оленегорского и Мангушского месторож-

дений железистых кварцитов. Я. Н. Белевцевым и Н. В. Теплицкой (1957) описаны мелкие жилоподобные рудные тела мощностью в первые дециметры. Руда имеет плойчатую текстуру и состоит (%) из магнетита (59), гематита (12), пироксена и амфибола (18) и кварца (8), которые в иных соотношениях присутствуют и в железистых кварцитах. По данным детального изучения «. . .вторичное обогащение железистых кварцитов состоит в увеличении количества рудных минералов, пироксена и амфибола, заменяющих кварц в рудных и нерудных прослоях» (Белевцев, Теплицкая, 1957, стр. 412). В то же время «довольно часто наблюдается слияние соседних рудных прослоев с образованием участков сплошных руд» (там же, стр. 412), что указывает на тектоническое сжатие кварцитов.

М. С. Точилин и П. М. Горяинов (1964) описали находки на Оленегорском месторождении небольших прослоев полосчатых богатых магнетитовых и железнослюдковых руд, приуроченных к контактам с кварцевыми жилами. К рудам пироксен-роговиковой фации метаморфизма можно отнести также контактовые пироксен-магнетитовые богатые руды месторождения Корсак-Могила в Приазовье (Никольский, 1956; Жуков, 1959, и др.).

Вероятно, наиболее высокотемпературными представителями богатых железных руд рассматриваемой группы являются оливин-магнетитовые руды Володарских магнитных аномалий УКЩ. Здесь скважинами подсечены рудные тела мощностью от 1—5 до 10—15 м, залегающие в железистых кварцитах, метаморфизованных в условиях гранулитовой и амфиболитовой фаций. По данным М. А. Ярощук (1966), среди руд выделяются две разновидности — магнетитовые с оливином и гиперстеном и сульфидно-магнетитовые. Первая разновидность руд залегает в кварцитах гранулитовой фации метаморфизма, вторая — в кварцитах амфиболитовой фации, представляющих собой продукт регрессивного метаморфизма кварцитов гранулитовой фации.

Суммируя приведенные выше данные, можно отметить следующие главнейшие особенности метаморфогенного железного рудообразования в железисто-кремнистых формациях докембрия.

Во-первых, процесс рудообразования протекал в очень широком диапазоне температур и давлений, охватывающем почти все фации нормального динамотермального метаморфизма, при этом каждая из трех выделенных температурных групп метаморфических железных руд характеризуется специфическими минералого-петрографическими особенностями и геохимическими условиями рудообразования.

Во-вторых, во всех наиболее детально исследованных случаях концентрация железа в местах рудообразования осуществлялась главным образом путем выноса кремнезема и накопления железа на месте.

В-третьих, можно заметить, что основная масса метаморфических железных руд образовалась при низких и средних температурах, в то время как количество высокотемпературных руд является незначительным.

Таким образом, проблема метаморфогенного железного рудообразования в значительной степени сводится к проблеме растворения кварца и выноса кремнезема. Исследования Грюнера, Лавринга, Мори, Ингерсона, Н. И. Хитарова (1956), а также экспериментальные работы, выполненные в ИГН АН УССР (Белевцев, 1964), показали, что растворимость кремнистых соединений зависит от минеральной формы, крупности зерна, а также от температуры, давления и кислотности—щелочности растворов. Работами Н. И. Хитарова установлена прямая зависимость растворения кремнезема в парах воды от температуры: при температуре 100° С растворяется 1 мг/л, при 450° С — 109 мг/л, а при температуре 600° С и давлении 2000 кг/см^2 растворяется уже 7.65 г/л кварца.

Экспериментальные работы, выполненные в Лаборатории рудного процесса ИГН АН УССР, показали следующее.

Растворимость кварца увеличивается с уменьшением размеров зерен; наибольшую растворимость имеют аморфные и скрытокристаллические разности. Наиболее интенсивное растворение кварца и вынос кремнезема происходят в интервале pH от 5 до 8. Вынос железа в 600—700 раз меньше, чем кремнезема в одних и тех же условиях. Присутствие магнетита в количестве около 50% от веса навески ускоряет вынос кремнезема в 11—12 раз.

С позиций экспериментальных данных хорошо объясняется механизм формирования метаморфогенных железных руд, заключающийся в выносе кремнезема и накоплении железа на месте. В то же время не совсем понятно резкое уменьшение интенсивности рудообразования в области высоких температур, так как растворимость кремнезема с увеличением температуры значительно возрастает. Указанное обстоятельство можно объяснить двумя причинами. Во-первых, с увеличением степени метаморфизма увеличиваются размеры зерен кварца нерудных прослоев кварцитов, что вызывает уменьшение их растворимости. Во-вторых, при образовании среднетемпературных руд в отличие от высокотемпературных высокую активность в растворах имели щелочи и, в частности, натрий, наличие которого в растворах в экспериментальных условиях вызывает увеличение растворимости кремнезема в несколько раз (Хитаров, 1956).

Основываясь на характере образования метаморфических железных руд (сближение рудных прослоев кварцитов при одновременном выносе кремнезема), можно сделать практический вывод о возможности использования пережимов пласта железистых кварцитов и зон смятия как рудоконтролирующих структур. Анализ имеющихся данных по докембрийским железисто-кремнистым формациям показывает, что эти формации перспективны с точки зрения возможности обнаружения в них новых месторождений метаморфических железных руд. Для поисков таких руд особенно благоприятны железистые кварциты, метаморфизованные при низких и средних температурах.

ЛИТЕРАТУРА

Акименко Н. М., Я. Н. Белевцев, Ю. Г. Гершойг, Н. П. Гречишников, Г. И. Каляев, А. П. Каршенбаум, В. М. Кравченко, М. П. Кулишов, В. Л. Максимович, Ю. П. Мельник, А. А. Питаде, С. А. Скуридин, А. И. Стригин, В. С. Федорченко, В. Ю. Фоменко. О статье А. Т. Джедзалова «О генезисе богатых железных руд Саксаганской полосы Кривого Рога». «Геология рудных месторождений», № 3, 1965.

Белевцев Я. Н. Проблема метаморфического рудообразования в докембрии. В кн. «Проблемы генезиса руд», изд. «Недра», М., 1964.

Белевцев Я. Н., Ю. П. Мельник. Первичные богатые железные руды Саксаганского района Кривого Рога. Геологический журнал АН УССР, вып. 1, 1967 (на укр. яз.).

Белевцев Я. Н., Н. В. Теплицкая. Случай вторичного обогащения железистых кварцитов на Оленегорском месторождении. Докл. АН СССР, т. 113, № 2, 1957.

Глаголев А. А. Проявления гипогенного оруденения в железистых кварцитах КМА. Изв. АН СССР, сер. геол., № 8, 1957.

Дубинкина Р. П. Северный район. В кн. «Генезис железных руд Криворожского бассейна», Изд. АН УССР, Киев, 1959.

Егоров А. С. Докембрийские дислокации и метаморфизм железорудной формации КМА (на примере Старооскольского района). Автореферат канд. дисс., Изд. ИГЕМ, М., 1966.

Елисеев Н. А., А. П. Никольский, В. Г. Кушев. Метасоматиты Криворожского рудного пояса. Изд. АН СССР, М., 1961.

Жуков Г. В. Геология железисто-кремнистых формаций Западно-Приазовского района. В кн. «Геология железисто-кремнистых формаций Украины», Изд. АН УССР, Киев, 1959.

Корнилов Н. А. Признаки гипогенного рудообразования в богатых гематитовых рудах Белозерского железорудного района. Геологический журнал АН УССР и МГ УССР, № 3, 1968.

Мельник Ю. П. Случай перехода мартитовых руд в магнетитовые в Саксаганском районе Криворожского бассейна. Докл. АН СССР, т. 120, № 5, 1958.

Никольский А. П. Метасоматиты железистых кварцитов восточной части Украинского кристаллического щита и вопросы генезиса богатых железных руд. «Сов. геология», № 50, 1956.

Рахманов В. П. Богатые железные руды коры выветривания Курской магнитной аномалии. Изд. АН СССР, М., 1962.

Тохтуев Г. В. Некоторые замечания к статье В. Н. Котляра о генезисе криворожских железных руд. Геологический журнал АН УССР, вып. 1, 1955 (на укр. яз.).

Точилин М. С., П. М. Горяинов. Геология и генезис железных руд Приимандровского района Кольского полуострова. Изд. АН СССР, М.—Л., 1964.

Хитаров Н. И. Четырехсотградусная изотерма $H_2O—SiO_2$ в пределах давления до 4000 кГ/см². «Геохимия», № 1, 1956.

Цыбульская М. С. Метасоматические породы и связь с ними железного оруденения северного Криворожья. В сб. «Вопросы магматизма, метаморфизма и рудообразования», Госгеолтехиздат, М., 1963.

Ярощук М. А. Метаморфизм и основные черты металлогении докембрийской толщи Володарских магнитных аномалий. Автореф. канд. дисс., Изд. ИГН АН УССР, Киев, 1966.

Dunn J. A. The origin of banded hematite ores in India. Econ. Geol., vol. 36, № 4, 1941.

Eskola P. The mineral facies of rocks. Norsk. geol. Tidskrift, VI, 1920.

Guild P. W. Iron deposits of the Congonhas district, Minas, Gerais, Brazil. Econ. Geol., vol. 48, № 8, 1953.

Van Hise ch. R. a. Leith ch. K. Geology of the Lake Superior region. Mon. of the U. S. Geol. Surv., vol. 52, 1911.

James H. L. Zones of regional metamorphism in the Precambrian of nothern Michigan. Bull. Geol. Soc. Amer., vol. 66, № 12, 1955.

УДК 552.3 (470.21+470.22)

Состояние изученности магматизма Карелии и Кольского полуострова. Покровский С. Д., Синицын А. В., Толмачева Е. В. В сб. «Проблемы магматизма Балтийского щита». Изд. «Наука», Ленингр. отд., Л., 1971. Стр. 5—10.

В изучении Карелии и Кольского полуострова можно выделить три больших этапа. На первом, дореволюционном, этапе изыскания в районе носили старательский характер. Ими были открыты месторождения меди, свинцово-цинковых руд, серебра. В начале XX века в геологических исследованиях края преобладали работы описательного характера.

Второй этап изучения восточной части Балтийского щита начинается с установления советской власти. Работы с самого начала носили комплексный характер и велись широким фронтом. В 20-е годы исследование геологии Карело-Кольского региона проводилось Геологическим комитетом, а также Академией наук СССР во главе с А. Е. Ферсманом. Были открыты месторождения пегматитов, апатита, ловчоррита, медно-никелевых руд, слюды, граната и кианита. Геологические исследования этого этапа коренным образом изменили экономику Мурманской области. В дальнейшем, в 30-е годы, в ходе планомерных геологических съемок были открыты месторождения железа в Заимандровском районе, Ено-Ковдорское месторождение магнетита, слюдоносные пегматиты Стрельны, кианиты свиты кейв. В 1935 г. была составлена первая сводная геологическая карта Мурманской области.

На третьем, послевоенном, этапе изучение Карело-Кольского региона принимает систематический планомерный характер. Были организованы крупные региональные геологические учреждения — Северо-Западное геологическое управление, Кольский и Карельский филиалы АН СССР. Наряду с геологосъемочными работами на территории региона ведутся большие тематические исследования по изучению различных магматических и метаморфических комплексов. Проведена геологическая съемка крупных масштабов, региональная магнитометрическая и другие съемки, в ряде зон осуществлено глубинное сейсмозондирование. Важнейшее значение для изучения магматизма Балтийского щита имели коллективные работы по составлению сводных томов «Геологии СССР», а также крупных монографий, посвященных результатам глубокого изучения отдельных рудоносных формаций — никеленосных гипербазитовых, титаномагнетитовых базитовых, габбро-щелочных, нефелин-сиенитовых и других интрузивных комплексов, вулканогенных комплексов среднего и нижнего протерозоя, комплекса рапакиви-гранитов и долеритов южной Карелии.

Однако единообразие в понимании ряда кардинальных проблем магматизма региона все еще отсутствует. Необходимо более широко применять современные геохимические, математические, геолого-петрологические и геофизические методы, которые позволят перейти к поискам магматогенных месторождений полезных ископаемых в глубоких горизонтах земной коры.

УДК 552.32+552.33 (470.21+470.22)

Магматогенные и ультраметагенные комплексы восточной части Балтийского щита и их корреляция на основе принципов формационного анализа. Шуркин К. А., Митрофанов Ф. П. В сб. «Проблемы магматизма Балтийского щита». Изд. «Наука», Ленингр. отд., Л., 1971. Стр. 10—16.

В геологической истории Балтийского щита авторы выделяют четыре этапа в развитии земной коры: прогеосинклинальный (А), протогеосинклинальный (Pt_1), стабилизации (Pt_2) и платформенный (Pt_3— Pz) с соответственными геохронологическими рубежами: А—Pt_1 — 2600±150, Pt_1—Pt_2—1900±100, Pt_2—Pt_3—1650±50, Pt_3—Pz—600 млн лет. Для первого этапа характерны соскладчатые ультраметагенные гранитоиды и мигматиты с подчиненными друзитами, чарнокитами и гиперстеновыми гнейсо-диоритами. Для второго этапа выделены периферические и внутренние геосинклинальные (внематериковые) окраинные и материковые прогибы. Во второй этап, с появлением стабилизированного Беломорского срединного массива, происходит усложнение структур первичных внематериковых геосинклинальных систем с разделением их на краевые, внешние и внутренние геосинклинальные прогибы и периферические геоантиклинальные поднятия, возникающие на окраинах древнейших протоплатформ (карелиды). Материковые протогеосинклинальные системы закладываются в областях завершенной складчатости на коре с гранито-гнейсовым слоем. Для него характерны лептитовая и спилит-кератофировые формации с железными и серноколчеданными рудами и широкое развитие реоморфических гранитоидов инверсионной и постинверсионной стадий. Цикл заканчивается трещинными интрузиями калиевых гранитов, кварцевых порфиритов и даек габбро-диабазов.

Третий этап завершенной складчатости характеризуется образованием вулкано-плутонических комплексов — ятулий-

ского и более позднего суйсарского — с никеленосными ультраосновными и титаномагнетитовыми габбро-щелочными интрузиями; цикл заканчивается субплатформенными гранитоидными интрузиями типа рапакиви со специфической редкометальной минерализацией. Платформенный этап включает три тектономагматических цикла: рифейский (вулканиты Карелии и габбро-долериты Кольского полуострова), каледонский (гипербазит-щелочно-карбонатитовые интрузии центрального типа) и герцинский (вулканиты ловозерской свиты девона и нефелиновые сиениты карбона). Кислые вулканиты уверенно выделяются с протогеосинклинального этапа; щелочные породы впервые появляются на этапе стабилизации, а некоторые комплексы основного и кислого состава появляются многократно и в разных структурных зонах.

Табл. 1, библ. 10.

УДК 552.311 (470.21+470.22)551.24

Глубинное строение восточной части Балтийского кристаллического щита и некоторые вопросы связи с ним магматизма. Поротова Г. А., Болгурцев Н. Н. В сб. «Проблемы магматизма Балтийского щита». Изд. «Наука», Ленингр. отд., Л., 1971. Стр. 16—24.

Восточная часть Балтийского щита по сейсмическим данным характеризуется слоисто-блоковым строением земной коры. Наиболее четко на щите фиксируется поверхность Мохоровичича, менее выдержана и устойчива поверхность «гранулит-базитового слоя», а также вышележащего «гранитного слоя». К зонам сочленения блоков коры с различной мощностью приурочена серия глубинных магматических пород различного состава и возраста: 1) интрузии габбро-перидотитовой и дунит-гипербазитовой формации среднего и нижнего протерозоя (возможно, архея), несущие месторождения медно-никелевых руд, а также признаки редкометального и редкоземельного оруденения; 2) интрузии щелочно-габброидной формации среднего протерозоя, несущие залежи титаномагнетитовых и ильменитовых руд, а также признаки редкометального и редкоземельного оруденения; 3) герцинские интрузии щелочной нефелин-сиенитовой и каледонской щелочно-ультраосновной формации с присущей им металлогенической специализацией. К зонам сочленения тяготеет и большинство синклинориев региона Карельского тектогенеза. Эти зоны можно рассматривать как зоны глубинных разломов. На юге щита выявлена новая крупная (более 250 км) зона тектонических нарушений —«флексурный перегиб». Дается описание ряда структурных зон и блоков Балтийского щита. Блоки глубинных зон коры (или «гранулит-базитового слоя») в отдельных случаях почти выходят на поверхность и залегают на сравнительно небольших глубинах. На территории щита развит «гранитный слой», к которому относятся широко распространенные гнейсо-граниты архея, гранитоиды протерозоя, вмещающие интрузии основных и ультраосновных пород. Приводятся данные по мощностям гранитного слоя и дается описание отдельных частей гранито-гнейсового фундамента.

Для большинства структурных зон ранних карелид характерен интенсивный кислый, средний и основной вулканизм, а также наличие базит-гипербазитовых интрузий. Для ряда зон намечены корневые части вулканических аппаратов.

Магматизм начальных этапов развития структурных зон среднего протерозоя характеризуется изменением и накоплением мощных толщ эффузивов основного состава, позже по краевым и внутренним разломам происходило внедрение интрузий габбро-перидотитовой формации. С заключительным этапом связано внедрение крупных, преимущественно трещинных интрузий кислого, среднего, основного и частью щелочного состава. Герцинский и каледонский циклы тектогенеза проявились в основном в дизъюнктивной тектонике. Магматические образования этого платформенного этапа слагают крупнейшие многофазные интрузии центрального типа щелочно-ультраосновной и нефелин-сиенитовой формации.

Илл. 1, библ. 6.

УДК 551.240+552.11 (470.21+470.22)

Связь тектоники и магматизма на примере карелид восточной части Балтийского щита. Перевозчикова В. А., Синицын А. В. В сб. «Проблемы магматизма Балтийского щита». Изд. «Наука», Ленингр. отд., Л., 1971. Стр. 24—31.

Намечены основные закономерности внутреннего строения, морфологии, истории развития Карельского и Кольского складчатых поясов. В истории развития геосинклинальных поясов карелид выделяются 4 этапа: первый доинверсионный — период интенсивного прогибания и заполнения впадин вулканитами с подчиненным количеством осадочных образований, сопровождавшийся интрузиями основных и ультраосновных пород. Второму этапу развития карелид сопутствовали основные, ультраосновные и щелочные интрузии. Формирование структур третьего инверсионного этапа протекало в условиях дифференциальных движений и сопровождалось интрузиями основного состава. Четвертому этапу сопутствуют интрузии основных и ультраосновных пород. Особое структурное положение занимает комплекс интрузий

серии рапакиви. Приводятся характеристики морфологии структур, состава интрузивных пород и палеотектонический анализ указанных этапов развития карелид.

Илл. 1, табл. 1, библ. 6.

УДК 551.24 (470.21)+552.311 (470.21)+552.181 (470.21)

Магматизм и металлогения Кольского полуострова. Зак С. И., Ланев В. С. В сб. «Проблемы магматизма Балтийского щита». Изд. «Наука», Ленингр. отд., 1971. Стр. 31—37.

Рассматривается вопрос о металлогеническом районировании Кольского полуострова с позиции структурных особенностей территории. По мнению авторов, привязка рудных формаций к структурным элементам является более конкретной, чем привязка к тектоно-магматическим циклам. В то же время докембрийские и палеозойские структуры рассматриваются отдельно.

Среди докембрийских образований выделяется несколько синклинорных зон, анализ которых приводит авторов к выводу об устойчивой специфике магматизма и минерализации как различных зон, так и их отдельных элементов. Металлогенические зоны палеозоя представлены краевыми разломами Кольского полуострова и грабенами в его внутренних частях.

Кратко изложены соображения о магматизме и рудообразовании. Все выводы сведены в таблицу классификации металлогенических зон.

Илл. 1, табл. 2.

УДК 551.72 (470.22) (042)

Магматизм и металлогения докембрия Карелии. Богачев А. И., Бреслер С. М., Галдобина Л. П., Куликов В. С., Кулмала Т. К., Лавров М. М., Лазарев Ю. И., Макарова Г. В., Михайлюк Е. М., Пекки А. С., Пекуров А. В., Попов М. Г., Робонен В. И., Светов А. П., Свириденко Л. П., Слюсарев В. Д., Соколов В. А., Стенарь М. М., Хазов Р. А., Хазова В. А. В сб. «Проблемы магматизма Балтийского щита». Изд. «Наука», Ленингр. отд., Л., 1971. Стр. 37—45.

Рассматриваются некоторые вопросы эволюции докембрийского магматизма Карелии и устанавливается взаимосвязь его с тектоническим режимом земной коры и металлогенической специализацией магматических комплексов. Для основного вулканизма карелид выделяются четыре главные линии магматической дифференциации: 1) известково-щелочная (по Боуэну), 2) толеитовая, 3) антидромная, 4) толеитово-антидромная. В истории карелид рассматриваются по этапам наиболее характерные черты трех последовательных стадий развития: собственно геосинклинальной, эпиэвгеосинклинальной и платформенной. Магматические образования разных стадий достаточно отчетливо разделяются в выбранном петрохимическом пространстве (на диаграмме Осборна). Каждой из этих стадий свойственно свое собственное направление развития магматизма и определенная металлогеническая специализация относящихся к ней магматических пород. Кроме того, из числа спорных вопросов магматизма Карелии кратко рассматриваются вопросы, касающиеся дифференцированных основных и ультраосновных интрузий, гранитов Приладожья и архейского магматизма. В заключение авторы указывают на принципиальную возможность корреляции во времени и пространстве как отдельных магматических комплексов, так и магматических формаций и установления их места в геологической истории региона.

Илл. 5.

УДК 552.313+551.71 (470.21+470.22)

Основные закономерности докембрийского вулканизма восточной части Балтийского щита. Богданов Ю. Б., Воинов А. С., Негруца В. З. В сб. «Проблемы магматизма Балтийского щита». Изд. «Наука», Ленингр. отд., Л., 1971. Стр. 45—56.

Дается анализ общих геологических особенностей размещения вулканогенных толщ на площади и в разрезе докембрия восточной части Балтийского щита и сравнительная оценка особенностей химизма разновозрастных образований вулканогенного происхождения. Рассматриваются вопросы эволюции процессов вулканизма как во времени, так и в пространстве, и устанавливается связь их с историей тектонического развития региона.

Для докембрия Балтийского щита приводятся данные, характеризующие неоднородность и направленность развития вулканизма и дается краткая петрохимическая характеристика вулканитов различного возраста. Вулканиты архейского возраста относятся к щелочно-известковистой серии и сходны с вулканитами нижнего протерозоя.

Высказывается предположение о генетической близости архейских и протерозойских вулканитов и о резком отличии тех и других от среднепротерозойских.

Илл. 3, библ. 7.

УДК 552.313+551.71 (470.21)

Основные черты докембрийского вулканизма и его роль в геологической истории северо-востока Балтийского щита. Загородный В. Г., Козлов М. Т., Мирская Д. Д., Скуфьин П. К. В сб. «Проблемы магматизма Бал-

тийского щита». Изд. «Наука», Ленингр. отд., Л., 1971. Стр. 56—60.

В результате изучения вулканогенных образований Кольского полуострова получены данные об их структурном и стратиграфическом положении, формационной принадлежности и металлогении. Выделены: 1) архейская андезит-дацитовая формация, основные черты которой позволяют судить о специфике наиболее древних процессов вулканизма, о состоянии и составе вещества земной коры на этом раннем, нуклеарном этапе ее развития; 2) нижнепротерозойские формации — диабазовая (андезит-базальтовая) и лептитовая (андезит-дацит-кварцпорфировая), которые характеризуют качественно новый этап развития земной коры — этап формирования древних подвижных зон; при этом распространенность формаций, их состав, мощности и т. д. находятся в прямой зависимости от тектонического режима отдельных блоков подвижной зоны; 3) среднепротерозойские формации — спилит-кератофировая и диабазовая (базальтовая и пикрит-базальтовая), которые приурочены к периоду развития на территории Балтийского щита наложенных грабен-синклинальных структур — зон повышенной проницаемости типа авлакогенов; эволюция вулканизма этих зон также контролируется их тектоническим режимом.

В целом докембрийский вулканизм Кольского полуострова, являясь следствием специфики тектонического развития региона, представляет собой важнейшую сторону его геологической истории. С вулканогенными формациями тесно связаны разнообразные полезные ископаемые.

Библ. 15.

УДК 552.3+551.72 (47)

О закономерности распределения магматических формаций в раннепротерозойских подвижных областях (на примере европейской части СССР). Наливкина Э. Б. В сб. «Проблемы магматизма Балтийского щита». Изд. «Наука», Ленингр. отд., Л., 1971. Стр. 60—64.

В пределах раннепротерозойской подвижной области Украины выделены три регионально развитые формации: доскладчатая — офиолитовая, соскладчатая — мигматит-плагиогранитовая и соскладчатая-позднескладчатая — мигматит-гранитовая. Они образуют макроструктуры будинаж в масштабе подвижной области. Офиолитовая формация слагает преимущественно будины, составляющие протяженные пояса. Мигматит-плагиогранитовая формация слагает вытянутые поля между поясами офиолитовой формации. Мигматит-гранитовая формация развита главным образом в межбудинных пространствах внутри поясов офиолитовой формации.

Табл. 1, библ. 10.

УДК 552.11 (470.22)

Основные черты развития интрузивного магматизма зоны сочленения беломорид и карелид (северная Карелия). Фиженко В. В., Шуркин К. А., Сидоренко В. В., Пушкарев Ю. Д., Шемякин В. М. В сб. «Проблемы магматизма Балтийского щита». Изд. «Наука», Ленингр. отд., Л., 1971. Стр. 64—69.

Зона сочленения беломорид и карелид в пределах исследованного участка представляет собой область контакта блоков земной коры (I порядка) с различным глубинным строением: Беломорский блок приподнят и мощность земной коры в нем 30—37 км, а Ботнический и Северо-Онежский блоки опущены и мощность земной коры 37—42 км. Зона сочленения разбита многочисленными разрывными нарушениями, в ряде случаев доходящими до границы «М». В современном эрозионном срезе зона сочленения представляет собой широкую полосу (30—60 км) развития тектонитов различной степени перекристаллизации в условиях амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций. В пределах этой зоны выделяются комплексы разнообразных по составу и генезису гранитоидов и пород основного, ультраосновного и щелочного состава. По мнению авторов, специфичность проявления магматизма в этой зоне определяется не столько этапами геосинклинального развития геосинклинали, сколько этапами развития самого глубинного разлома, связанного с движениями блоков земной коры I величины и глыбовыми перемещениями активизированных глыб фундамента в его пределах.

Библ. 14.

УДК 553.2 (470.22)

Основные закономерности развития и металлогения магматических формаций свекофеннид и карелид. Яковлева В. В. В сб. «Проблемы магматизма Балтийского щита». Изд. «Наука», Ленингр. отд., Л., 1971. Стр. 69—78.

Рассматривается в формационном, геотектоническом и частично геохимическом аспектах эволюция поясов свекофеннид и карелид, слагающих юго-восточную часть Балтийского щита, а также намечается место и время становления в них магматических и интрузивно-метаморфических формаций.

На основании графика, построенного по гравитационному принципу, намечены геохимические системы, участвующие в строении древнейших оболочек и кор. Эти системы обозначаются как формационные слои, располагающиеся на различных глубинных уровнях. В формационных слоях выявляется потенциальная возможность фазовых превращений

вещества и образования в них интрузивных формаций при изменении температур, давлений, привноса салических компонентов Si, K, Na, летучих H_2O, S, P и др. Этапы привноса компонентов соответствуют этапам гранитизации и наращиванию первичных гнейсо-гранитных кор слоями гранитоидов, на конечных стадиях претерпевающих процесс фракционной кристаллизации. С последним связано образование рудных гидротерм и метасоматитов.

Становление основных, ультраосновных и диоритовых пород связано с фазовыми и метаморфическими превращениями в соответствующих формационных слоях, вследствие чего возникали интрузивные формации in situ с дальнейшим перемещением их в верхние горизонты коры. При благоприятных условиях (наличие серы, фосфора) в процессе становления интрузий могли мобилизоваться рудогенные элементы слоя (медь, никель и др.) и образовывать рудные концентрации, распределяющиеся по плоскостям раздела слоев либо поступающие в верхние горизонты коры вместе с интрузивными породами. Формационные слои катархейской оболочки представляли собой первичные коры.

Намеченная направленность эволюции формационных слоев и связанных с ними магматических формаций свойственна архейскому, нижнепротерозойскому и среднепротерозойскому циклам докембрия. Позднее, в верхнем протерозое, локально проявлялись лишь процессы позднеготской активизации.

Табл. 1, илл. 3, библ. 23.

УДК 552.321.1+552.331.1+553.3/9 (470.21)

Вопросы металлогении гранитоидов северо-восточной части Балтийского щита. Батиева И. Д., Бельков И. В. В сб. «Проблемы магматизма Балтийского щита». Изд. «Наука», Ленингр. отд., Л., 1971. Стр. 78—91.

Среди гранитоидов северо-восточной части Балтийского щита выделено семь формаций, которые охарактеризованы петрографически и петрохимически, сделаны выводы относительно их генезиса. Выявлено, что с отдельными гранитоидными формациями генетически или парагенетически связаны определенные типы минерагении. Для анализа металлогении докембрийских гранитоидов существенное значение имеет их генезис. Представляется маловероятной возможность мобилизации и концентрации рудных элементов при формировании гранитов метасоматического генезиса. Наибольший интерес для металлогенического анализа представляют граниты магматического генезиса, поскольку термодинамические условия становления перемещенных магматических масс резко отличаются от условий, в которых возникали сами магмы, и могут создаваться предпосылки для концентрации рудного вещества. При этом существенное значение приобретают такие факторы, как металлогеническая специализация исходных магм, глубинность и геологическая обстановка становления гранитных интрузий.

Табл. 2, библ. 21.

УДК 550.93 (470.21+470.22)

Геолого-геохронологическое расчленение гранитов восточной части Балтийского щита и проблема цикличности в развитии земной коры. Масленников В. А. В сб. «Проблемы магматизма Балтийского щита». Изд. «Наука», Ленингр. отд., Л., 1971. Стр. 92—97.

Статья содержит краткий обзор важнейших особенностей геологии и геохронологии пяти возрастных групп гранитоидов указанного региона. Эпохи проявления гранитного магматизма документируют тектоно-геохронологические рубежи, разделяющие различные хроностратиграфические подразделения докембрия Кольского полуострова и Карелии. Сопоставление тех и других с существующими схемами общепланетарного геохронологического расчленения геологических образований показывает существование естественной системы периодизации геологических процессов в истории развития земной коры.

Илл. 2, библ. 16.

УДК 552.163 (470.21)

Гранитоидные формации Центрально-Мурманского блока. Костин В. А. В сб. «Проблемы магматизма Балтийского щита». Изд. «Наука», Ленингр. отд., Л., 1971. Стр. 97—104.

Приводится эволюционная схема развития гранитоидов западной части Мурманского блока, которые рассматриваются как образования, возникшие в результате длительного и многоэтапного процесса гранитизации пород комплекса гиперстеновых диоритов в позднеархейское — раннепротерозойское время. На основе анализа взаимоотношений между отдельными разновидностями пород, особенностей их пространственного развития и минеральных ассоциаций выделяются три последовательно сменяющих друг друга этапа, продуктами каждого из которых является комплекс генетически и пространственно тесно связанных пород, представляющих собой определенную гранитоидную формацию с присущими ей характерными отличительными особенностями.

Илл. 1, табл. 1, библ. 6.

УДК 552.322 (470.21)

Субвулканические граниты докембрия. Дубровский М. И. В сб. «Проблемы магматизма Балтийского щита».

Изд. «Наука», Ленингр. отд., Л., 1971. Стр. 104—108.

Впервые для докембрия обоснованно выделены представители формации субвулканических гранитов (по Ю. А. Кузнецову), наиболее характерным из которых является юовв-оайвский гранитоидный комплекс на Кольском полуострове. Признаки, по которым он отнесен к данной формации: 1) интрузивно-магматический характер, постскладчатое (субплатформенное) время интрузии и приповерхностные условия становления (связь с жерловыми образованиями); 2) своеобразная ассоциация пород, в которой преобладают лейкократовые (ультракислые кали-натровые) граниты и широко развиты метасоматиты (апограниты, грейзены, альбититы), а отсутствуют породы гнейсовой фации и пегматиты; 3) металлогеническая специализация на Mo, W, Sn и другие редкие элементы. Устанавливается сходство юовв-оайвского комплекса с докембрийскими гранитами Приазовья и с более молодыми типичными представителями этой формации: комплексом колумбитоносных гранитов Нигерии и гранитами Центрального Казахстана.

Илл. 1, библ. 21.

УДК 552.322.04 (470.21)

К петрологии протерозойских гранитов юго-восточной части Кольского полуострова. Ветрин В. Р. В сб. «Проблемы магматизма Балтийского щита». Изд. «Наука», Ленингр. отд., Л., 1971. Стр. 108—112.

В районе среднего течения р. Стрельны установлено наличие двух разновозрастных комплексов: аплитовидных и пегматоидных гранитов, отнесенных соответственно к нижнепротерозойской (абсолютный возраст 2700—2800 млн лет) геосинклинальной ультраабиссальной формации и среднепротерозойской (абсолютный возраст 1750 млн лет) субплатформенной абиссальной формации гранитов Кольского полуострова. Генезис комплекса аплитовидных гранитов связывается с гранитизацией, анатексисом и мигматизацией в период развития нижнепротерозойской складчатости на глубине 10—12 км. Образование комплекса пегматоидных гранитов происходило в субплатформенных условиях путем кристаллизации из расплава на глубине не менее 8 км. Широко развиты продукты автометасоматического процесса.

Библ. 13.

УДК 552.322 (470.21)

О происхождении гранитных куполов в южной части Печенгской структуры. Виноградова Г. В. В сб. «Проблемы магматизма Балтийского щита». Изд. «Наука», Ленингр. отд., Л., 1971. Стр. 112—117.

На генезис куполов южного обрамления Печенги существуют различные взгляды. Часть исследователей считает их интрузиями гранитоидов, другие — выступами архейского фундамента, частично реоморфизованными и измененными процессами ультраметаморфизма, третьи — более сложными образованиями (сочетание глыбовых поднятий фундамента и межформационных гранитных интрузий). На примере Каскельяврского и Шуониявpского массивов купола рассматриваются как интрузии батолитового типа, синорогенные с протерозойской складчатостью. Отмечается активное взаимодействие магмы с вмещающими протерозойскими породами (магматическое замещение).

Илл. 1, библ. 20.

УДК 552.322 (470.21)

Формация гипабиссальных субплатформенных гранитов Кольского полуострова. Виноградов А. Н. В сб. «Проблемы магматизма Балтийского щита». Изд. «Наука», Ленингр. отд., Л., 1971. Стр. 117—120.

Типичным представителем этой формации является комплекс порфировидных лица-, ара- и порръяс-гранитов (абсолютный возраст 1650±20 млн лет), массивы которых приурочены к зоне Юовв-оайвско-Урагубского глубинного разлома и относятся к типу посторогенных многофазных диапир-плутонов. Строение всех массивов однотипно. Они сложены породами двух фаз: I — кварцевые диориты и гранодиориты, II — порфировидные граниты. Последние сопровождаются дайками гранитов, аплитов, кварцевых порфиров, жилами пегматитов и кварц-мусковитовых грейзенов. Формирование интрузий происходило на глубине 2.5—3.5 км в условиях, приближающихся к условиям закрытых систем. Формационным аналогом порфировидных гранитов являются, по-видимому, рапакиви, от которых они отличаются меньшим содержанием калишпата (и соответственно калия), низкой железистостью (45—50%) и более высокой степенью окисления железа (43—60%).

С порфировидными гранитами может быть связана редкометальная минерализация пневматолито-гидротермального типа.

Библ. 17.

УДК 552.322 (470.21)

Петрология многофазного гранитоидного массива Порьяс-пахта. Жданов В. В., Магид М. Ш., Розенталь И. В. В сб. «Проблемы магматизма Балтийского щита». Изд. «Наука», Ленингр. отд., Л., 1971. Стр. 121—127.

Массив (90 км²) расположен в северо-западной части Мурманской области. Его породы вместе с гранитоидами массивов Лебяжьего и Б. Урагубского объединены в лицкий гранитоидный комплекс. Указанные массивы приурочены к крупному разрывному нарушению, относятся к типу трещинных плутонов и, по классификации Ю. А. Кузнецова, соответствуют формации субвулканических гранитов.

В строении массива Порьяс-пахта намечается концентрическая зональность. В нем выделяются три интрузивные фазы: I фаза — мелко- и среднезернистые кварцевые диориты и гранодиориты, II фаза — грубозернистые порфировидные граниты и III фаза — мелкозернистые лейкократовые граниты и аплиты, отличающиеся по содержанию акцессоров и химическому составу. Установлена корреляционная зависимость содержания главных и второстепенных петрогенных элементов, указывающая на характер их ассоциации в породе. Породы I и II фаз отличаются аномально высокой магнитной восприимчивостью. Плотность убывает от пород I к III фазе от 2.94 до 2.57 г/см³. Намечается определенная связь в развитии многофазного массива Порьяс-пахта (и, вероятно, всего комплекса) с многофазным характером накопления печенгской осадочно-эффузивной серии.

Илл. 3, табл. 1, библ. 6.

УДК 552.322.04

О связи химического состава и условий образования гранитоидов. Давиденко И. В. В сб. «Проблемы магматизма Балтийского щита». Изд. «Наука», Ленингр. отд., Л., 1971. Стр. 127—136.

Результаты экспериментального исследования силикатных систем при высоких давлениях воды позволяют представить физико-химическую модель гранитной магмы, состав твердых фаз которой зависит от давления. Анализ корреляционных связей системы искусственного гранита позволяет вывести ряд уравнений двумерной регрессии, из которых наиболее надежны уравнения (1—10). Вычислено уравнение множественной регрессии вида (11).

Рассмотрено распределение составов реальных гранитоидов в координатах (K_p, SiO_2), где K_p—коэффициент относительного давления, равный сумме весовых процентов окислов двухвалентного железа, магния, кальция и натрия.

Определены абсолютные и относительные величины давления условий формирования пегматитоносных гранитов, гранит-пегматитов и некоторых изверженных горных пород, скорректирован формационный ряд гранитных пегматитов по глубине образования.

Илл. 3, табл. 4, библ. 8.

УДК 552.3+550.3 (234.74)

О некоторых общих аспектах основного и ультраосновного магматизма восточной части Балтийского щита по геофизическим данным. Берковский А. Н., Дедеев В. А., Кратц К. О. В сб. «Проблемы магматизма Балтийского щита». Изд. «Наука», Ленингр. отд., Л., 1971. Стр. 136—139.

По материалам аэромагнитной и гравиметрической съемок составлена карта глубинных разломов и плутонических массивов основного и ультраосновного состава. Глубинные разломы проведены по цепочкам линейных аномалий, по смене характера полей, по гравитационным ступеням. Плутонические массивы выделены по максимумам поля ΔT и Δg.

Илл. 1, библ. 1.

УДК 553.494.2 (470.21+470.22)

Главнейшие титаноносные магматические формации Кольского полуострова и северной Карелии. Зак С. И., Юдин Б. А. В сб. «Проблемы магматизма Балтийского щита». Изд. «Наука», Ленингр. отд., Л., 1971. Стр. 140—147.

Магматические формации, несущие промышленное титаномагнетитовое оруденение, представлены нижнепротерозойской габбро-анортозитовой, верхнепротерозойской габбро-щелочной и палеозойской ультраосновной — щелочной.

В пределах интрузий габбро-анортозитовой формации сочетаются два направления кристаллизационной дифференциации магмы: в краевых частях интрузий по «принципу Боуэна», в центральных с «тенденцией Феннера». В пределах интрузий габбро-щелочной формации уникальным является сочетание трех важнейших серий дифференциации базальтовой магмы: толеитовой с «тенденцией Феннера», толеитовой с «тенденцией Боуэна» и щелочно-базальтовой. Для интрузивов ультраосновной—щелочной формации характерна дифференциация с «тенденцией Боуэна», но в условиях недосыщенности кремнеземом, что приводит к формированию щелочных пород.

При относительно повышенных давлениях летучих и кислорода в толеитовой серии с «тенденцией Боуэна» титаномагнетит выделяется в первую очередь, вследствие чего при гравитационной дифференциации формируются сегрегационные месторождения. Повышенные давления летучих в толеитовой серии с «тенденцией Феннера» создаются только на конечных этапах, поэтому титаномагнетит здесь кристаллизуется последним и формируются фузивные месторождения.

Илл. 2, табл. 2, библ. 10.

УДК 552.321.5

Формация альпинотипных гипербазитов юго-западной части Кольского полу-

острова (Нотозерский гипербазитовый пояс). Виноградов Л. А. В сб. «Проблемы магматизма Балтийского щита». Изд. «Наука», Ленингр. отд., Л., 1971. Стр. 147—153.

В качестве указанной формации автор выделяет большую группу согласных нижнепротерозойских интрузивных тел, приуроченных к верхам беломорской гнейсовой толщи, представленных дунитами, перидотитами и пироксенитами, а также их метаморфическими аналогами: серпентинитами, метаперидотитами и ортоамфиболитами. Интрузивные тела образуют цепь длиной около 200 км. Западная половина этой цепи приурочена к крыльям Кандалакшского антиклинория и контролируется этой структурой, а северо-восточная находится в зоне южного сочленения гнейсов беломорской серии с гранулитами и, по-видимому, маркирует глубинный разлом, расположенный между Сальнотундровским синклинорием и Кандалакшским антиклинорием.

Внедрение гипербазитов произошло после нижнеархейской складчатости, но до протерозойского (карельского) тектогенеза. Во время последнего ультраосновные тела подверглись складчатости.

В отношении сульфидных медно-никелевых руд автор считает гипербазиты бесперспективными.

Илл. 2, табл. 1, библ. 3.

УДК 552.321.6

О формационной характеристике интрузии габбро-норит-лабрадоритов Главного хребта Мончи и Мончегорского плутона (Кольский полуостров). Шарков Е. В. В сб. «Проблемы магматизма Балтийского щита». Изд. «Наука», Ленингр. отд., Л., 1971. Стр. 153—158.

Рассмотрены две интрузии: массив габбро-норит-лабрадоритов Монче-, Чуна- и Волчьих тундр, Мончегорский массив ультраосновных и основных пород. Доказывается принадлежность их к одному формационному типу крупных расслоенных интрузий. Установлено конформное расположение зон, определяющих строение массивов, переслаивание пород вдоль контактов зон, закономерное изменение состава породообразующих минералов, логарифмически нормальное распределение размеров зерен минералов в расслоенных породах. Оба массива формировались в условиях простого гравитационного осаждения выделявшихся кристаллов (кристаллизационная дифференциация при отсутствии движения среды).

Илл. 2, табл. 1, библ. 8.

УДК 552.111 (470.21)

Особенности кристаллизации пород Панского массива. Одинец А. Ю. В сб. «Проблемы магматизма Балтийского щита». Изд. «Наука», Ленингр. отд., Л., 1971. Стр. 158—162.

Панский массив, расположенный в центре Кольского полуострова, состоит из двух тел, названных западной и восточной частями, которые отличаются по составу, строению и размерам. Различие в среднем составе пород обеих частей произошло благодаря дифференциации расплава в глубинном очаге. В западной части массива намечается два ряда горных пород: нисходящий (оливиновый габбро-норит, габбро-норит, ильменит-магнетитовое габбро) и комплементарный (троктолит-оливиновый габбро-норит, лейкократовый габбро-норит). Появление двух рядов можно объяснить различными условиями кристаллизации: для пород нисходящего ряда — кристаллизации при постоянном составе смеси и понижающемся парциальном давлении кислорода, комплементарного ряда — при постоянном парциальном давлении кислорода. В восточной части массива образовался иной, чем в западной, нисходящий ряд горных пород: оливиновые габбро-нориты, габбро-нориты, лейкократовое габбро. Обогащение плагиоклазом конечных членов ряда объясняется общим высоким давлением водяного пара.

Илл. 1, табл. 4, библ. 3.

УДК 552.111 (574.4)

Анортозитовая тенденция магматической дифференциации. Спиридонов Э. М. В сб. «Проблемы магматизма Балтийского щита». Изд. «Наука», Ленингр. отд., Л., 1971. Стр. 162—166.

Основным критерием для диагностики анортозитовой тенденции является отрицательная корреляция петрохимических коэффициентов b и c, кроме того, отрицательная корреляция величин m и c; Al и Fe, Al и Mg, Al и b; положительная корреляция c и коэффициента железистости; отсутствие связи SiO_2 и a. Для серий пород с анортозитовой тенденцией типична кристаллизация с абсолютным и (или) относительным ростом железистости при почти постоянном содержании кремнезема, т. е. кристаллизация в условиях закрытой системы.

Приводятся примеры анортозитовой тенденции дифференциации для некоторых типов пород соскладчатого гранодиоритового крыккудукского комплекса северо-восточного Казахстана. Указывается на зависимость степени дифференциации магмы от глубины застывания массива.

Илл. 1, табл. 1, библ. 16.

УДК 552.321.5.6+552.323.5.6+553.48 (470.21)

Эволюция состава базит-гипербазитовых пород и ее роль в формировании медно-никелевого оруденения Печенги. Предовский А. А., Жангу-

ров А. А., Федотов Ж. А. В сб. «Проблемы магматизма Балтийского щита». Изд. «Наука», Ленингр. отд., Л., 1971. Стр. 166—176.

На основании детального геологического и геохимического изучения (более 450 средних проб) делается вывод о наличии двух источников магматического материала — базитового и более глубинного базит-гипербазитового. Первый обеспечивал в основном вулканическую деятельность печенгского (карельского) времени, второй дал магму дифференцированных никеленосных интрузий. Намечается четыре этапа эволюции базит-гипербазитовых пород Печенги. Первый — глубинное зарождение магмы, ее эволюция и дифференциация в очаге. Второй — внедрение интрузивных масс, их дифференциация и контаминация на месте консолидации. Третий — наложение на консолидированные породы ранних явлений регионального метаморфизма позднекарельского времени. Четвертый — регрессивные гидротермальные преобразования, связанные с заключительными стадиями регионального метаморфизма.

Наиболее глубокие преобразования, с которыми связано появление промышленного медно-никелевого оруденения, дифференцированные интрузивы базит-гипербазитового состава претерпели на четвертом этапе эволюции. В это время процессы метаморфогенно-гидротермального изменения имели регрессивный ход и четко выраженный обменный характер. В частности, сера при формировании оруденения заимствовалась из вмещающих туфогенно-осадочных пород, а никель — из дифференцированных интрузивов. Отмечается важная роль тектонического контроля на всех этапах эволюции.

Илл. 6, табл. 3, библ. 14.

УДК 553.48.064 (470.21)

Формационные типы и оруденение ультрабазитов Аллареченского района. Кочнев-Первухов В. И. В сб. «Проблемы магматизма Балтийского щита». Изд. «Наука», Ленингр. обл., Л., 1971. Стр. 176—178.

По структурному положению, особенностям петрографического и химического состава ультрабазиты объединены в две группы и отнесены к различным формационным типам — гипербазитовому и габбро-перидотитовому. Они отличаются по набору микроэлементов и металлогенической специализации: первая группа характеризуется низким содержанием никеля и повышенным хрома, вторая — повышенным никеля, меди, титана и низким хрома. Эпигенетическое оруденение связано только с интрузивами габбро-перидотитовой формации. Различные генетические типы руд отличаются силой и характером связей никеля, меди, кобальта и серы.

Библ. 8.

УДК 552.323.5 (470.22)

Ятулийский вулканический комплекс Карелии. Соколов В. А., Галдобина Л. П., Рылеев А. В., Светов А. П., Хейскканен К. И. В сб. «Проблемы магматизма Балтийского щита». Изд. «Наука», Ленингр. отд., Л., 1971. Стр. 178—183.

Рассматриваются результаты геолого-литологического, палеовулканического, петрологического и металлогенического изучения ятулийского вулканического комплекса Карелии. Приводятся детальная формационная и фациальная характеристики основных подразделений комплекса, их петрохимические и металлогенические особенности. Делается вывод о том, что вулканиты комплекса являются производными единой толеит-базальтовой магмы и типичны для областей завершенной складчатости. Общей закономерностью эволюции является антидромный путь развития.

Библ. 5.

УДК 552.321.1 (5)6; 552.323

Магматические комплексы Северо-Карельской синклинорной зоны карелид. Богачев А. И., Лавров М. М. В сб. «Проблемы магматизма Балтийского щита». Изд. «Наука», Ленингр. отд., Л., 1971. Стр. 184—190.

Среди магматических образований Северо-Карельской синклинорной зоны выделяются следующие магматические комплексы: 1) спилит-диабазовый; 2) интрузивно-вулканогенный; 3) гипербазитовый; 4) дифференцированных габброноритов; 5) гранитов.

Формирование синклинорной зоны проходило в один этап геолого-тектонического развития в нижнем протерозое. Ранним этапам формирования зоны соответствуют спилит-диабазовый и интрузивно-вулканогенный комплексы, периоду максимальных погружений — комплекс дифференцированных основных интрузий.

Илл. 5.

УДК 552.323

Ятулийский вулканизм центральной Карелии и связь с ним медной минерализации. Светов А. П. В сб. «Проблемы магматизма Балтийского щита». Изд. «Наука», Ленингр. отд., Л., 1971. Стр. 190—196.

На основе 283 полных силикатных химических анализов рассмотрен химизм пород ятулийского вулканического комплекса. Установлена цикличность изме-

нения состава эффузивов во времени от основных к относительно кислым. В целом выявлено повышение основности лав от нижнего к среднему ятулию. Анализ распределения меди (104 пробы) позволил обнаружить протяженные зоны с непромышленным сингенетичным халькопирит-борнит-халькозиновым оруденением эффузивов.

Кратко рассмотрены субвулканическая и фумарольно-гидросольфатарная фации.

Илл. 1, библ. 7.

УДК (552.323.5+551.72) (470.22)

Базальтовый комплекс Ветреного пояса и некоторые причины разнообразия среднепротерозойского вулканизма юго-восточной части Балтийского щита. Куликов В. С. В сб. «Проблемы магматизма Балтийского щита». Изд. «Наука», Ленингр. отд., Л., 1971. Стр. 196—202.

Возраст эффузивной серии Ветреного пояса определяется как постсариолийский, но довепский, т. е. среднепротерозойский. Абсолютный возраст по данным K-Ar-метода равен 2000 млн лет. Базальтовый комплекс этой серии развит на площади 5000 км², и в зависимости от географического положения пород отмечается различная их дислоцированность и измененность с образованием представителей кайнотипного и палеотипного обликов. Выделяются две фации: жерловая и эффузивная. Жерловая фация встречается в виде некков (диаметром от 30 до 120 м), сложенных вулканической брекчией (обломки эффузивов этого же комплекса, цемент — стекловатое вещество типа тахилита или агрегат гидротермальных минералов). Эффузивная фация представлена покровами базальтов (оливиновых, пироксеновых) и толеитовых базальтов. По химизму комплекс пород Ветреного пояса относится к оливиновым толеитам, в то время как ятулийские и суйсарские комплексы, имеющие пространственную и, вероятно, генетическую связь, соответствуют платобазальтам. Это различие объясняется специфическим тектоническим режимом Ветреного пояса в протерозое.

Илл. 2, табл. 2, библ. 7.

УДК 552.323; 553.43

О вулканизме и сульфидном рудообразовании в нижнем протерозое Карелии. Робонен В. И. В сб.: «Проблемы магматизма Балтийского щита». Изд. «Наука», Ленингр. отд., Л., 1971. Стр. 202—206.

Рассматриваются сульфидные рудопроявления нижнего протерозоя Карелии, связанные пространственно с подводными вулканитами. Как и многие колчеданные месторождения Норвегии, Швеции, Финляндии, колчеданные рудопроявления Карелии залегают в лавах кислого или среднего состава, включены в осадочно-туфогенную толщу, перекрытую туфами кислого состава. Пиритовые скопления возникли в газово-гидротермальные периоды вулканической деятельности. Пирротиновая минерализация, более поздняя, развивалась при воздействии метаморфических растворов.

Илл. 1, библ. 23.

УДК 552.323

Древнейшие метаэффузивы северо-западного Беломорья. Ефимов М. М. В сб. «Проблемы магматизма Балтийского щита». Изд. «Наука», Ленингр. отд., Л., 1971. Стр. 206—211.

Дается геолого-петрографическая характеристика древнейших эффузивов беломорской толщи. Разобран состав и структурные особенности метаморфизованных порфиритовых мандельштейнов, а также метаморфизованных плагиоклазовых, пироксен-плагиоклазовых и диабазовых порфиритов. Офитовые структуры, реликты магматических минералов, петрохимическая близость к неизмененным эффузивам свидетельствуют о первично-вулканогенном происхождении пород.

Илл. 2, табл. 2.

УДК 551.72+552.3 (470.22)

Протерозойские магматические комплексы Хюрсюля—Хаутаваара (южная Карелия). Попов М. Г. В сб. «Проблемы магматизма Балтийского щита». Изд. «Наука», Ленинград. отд., Л., 1971. Стр. 211—217.

Авторы рассматривают Хаутаваарскую зону в структурном отношении как вулканическую геосинклиналь и выделяют в этом районе три магматических комплекса, отличающихся друг от друга по времени образования, геологическому положению, петрографическому составу, петрохимическим и геохимическим характеристикам, металлогении и характеру эволюции магматических расплавов.

Илл. 2, библ. 9.

УДК 552.3+552.4 (470.21)

Новые данные о структуре, геологии и металлогении гранулитовой формации Кольского полуострова. Беляев К. Д. В сб. «Проблемы магматизма Балтийского щита». Изд. «Наука», Ленингр. отд., Л., 1971. Стр. 218—225.

Подводится итог многолетней работы по геологическому картированию гранулитовой формации Кольского полуострова. На основании наблюдений за текстурными особенностями пород, изучения парагенезисов минералов и других факторов делаются выводы о вторичном характере линейных текстур; метаморфическом генезисе породообразующих ми-

нералов — гиперстена, диопсида, основного плагиоклаза и др.; эффузивно-осадочном происхождении пород основной части разреза гранулитов. Применение в условиях гранулитовой формации литолого-структурного метода картирования позволило впервые произвести расчленение немого кандалакшско-колвицкого комплекса гранулитов на толщи. В процессе сопоставления разрезов Колвицких и Сальных тундр разработана общая схема стратиграфического расчленения пород гранулитовой формации. В западной части Кольского полуострова выделены лоттинский, монче-волчьетундровский, нявкотундровский и кандалакшско-колвицкий комплексы гранулитов, обладающие сложным блок-синклинорным строением. Типовой разрез комплекса включает в себя (снизу вверх) лувенгскую, кандалакшскую, белогубскую, колвицкую, плоскотундровскую, яурискую, порьегубскую толщи. На приложенной схеме делается первая попытка такого расчленения в пределах всей формации с выделением структур первого и второго порядка. Возраст гранулитовой формации на основании ее структурного положения и определений абсолютного возраста датируется как нижнепротерозойский. Значительно расширены площади, перспективные для поисков никеля, молибдена. Впервые выдвигается положение о возможных перспективах формации на редкие металлы, олово, вольфрам.

Илл. 5.

УДК 551.71+552.11+552.32 (234.74) 470.21+470.22

Чарнокитовые комплексы восточной части Балтийского щита. Шемякин В. М., Шуркин К. А. В сб. «Проблемы магматизма Балтийского щита». Изд. «Наука», Ленингр. отд., Л., 1971. Стр. 225—231.

Обсуждаются вопросы номенклатуры и происхождения чарнокитов, а также рассматривается характерная и специфическая для них парагенетическая ассоциация. Предлагается проводить классификацию чарнокитов на генетической основе с выделением чарнокитовых комплексов определенного генезиса, структурного и возрастного положения.

В пределах восточной части Балтийского щита выделяются две генетические группы чарнокитов — магматическая (интрузивная) и ультраметагенная. Первая группа представлена огромной Топозерской интрузией и многочисленными мелкими телами, которые приурочены к зоне глубинного разлома, разделяющего беломориды и карелиды северной Карелии. Вторая группа включает а) комплекс мигматит-чарнокитов северо-западной части Кольского полуострова и б) комплекс палингенных чарнокитов Приладожья и сопредельных территорий Финляндии.

Приводится характеристика петрографических, минералогических и петрохимических особенностей и чарнокитов каждого комплекса, дается их геолого-структурное и возрастное положение, а также критерии, позволяющие определить генетическую принадлежность выделенных комплексов чарнокитов.

Илл. 2, табл. 1, библ. 11.

УДК 552.163

Некоторые вопросы генезиса гиперстеновых диоритов на Кольском полуострове. Суслова С. Н. В сб. «Проблемы магматизма Балтийского щита». Изд. «Наука», Ленингр. отд., Л., 1971. Стр. 232—237.

Характеризуется толща ультраметаморфизованных основных кристаллических сланцев и амфиболитов северо-западной части Кольского полуострова. Выделены два основных этапа их метасоматического преобразования. Первый этап — преобразование перечисленных пород в породы диоритового и гранодиоритового состава; второй этап — чарнокитизация, вплоть до образования чарнокитов. Состав гиперстеновых диоритов позволяет прийти к выводу, что они не являются интрузивными образованиями, а представляют собой продукт ультраметаморфизма, протекавшего в условиях гранулитовой, а возможно, отчасти и высокотемпературной амфиболитовой фации метаморфизма.

Илл. 2, табл. 1, библ. 8.

УДК 552.163

О новой области развития чарнокитов в Приладожье. Саранчина Г. М., Лыгина В. В. В сб. «Проблемы магматизма Балтийского щита». Изд. «Наука», Ленингр. отд., Л., 1971. Стр. 237—246.

Обсуждается определение и содержание термина «чарнокит». Несмотря на различную трактовку термина все исследователи подчеркивают, что формирование чарнокитов происходит в глубоких сечениях докембрийских зон, в условиях высоких температур и больших давлений. Общим признаком чарнокитов является наличие в них высокожелезистого гиперстена с повышенным содержанием глинозема. Все эти особенности целиком выдерживаются для гиперстеновых пара- и ортопород западного Приладожья. Куркиекский район в южной Карелии можно рассматривать как новую провинцию чарнокитов.

Илл. 1, табл. 2, библ. 23.

УДК 552.163

Чарнокитовая серия Мариупольского рудного района (Украинский щит) в со-

поставлении с чарнокитами Балтийского щита. Юрк Ю. Ю., Лебедев Ю. С., Лучинская Г. Л., Кириченко О. Н. В сб. «Проблемы магматизма Балтийского щита». Изд. «Наука», Ленингр. отд., Л., 1971. Стр. 246—250.

Породы чарнокитовой серии Мариупольского района образовались за счет кристаллических сланцев основного состава, двупироксеновых и гиперстеновых, в условиях активного воздействия кремнево-щелочного метасоматоза (метасоматической гранитизации). Преимущественное развитие среди пород чарнокитовой серии Украинского и Балтийского щитов эндербитов позволяет говорить об одинаковой активности ультраметаморфических процессов в их пределах.

Библ. 10.

УДК 552.111 (113+551.22+552.331.4) (470.21)

К петрологии Хибинского щелочного массива. Галахов А. В. В сб. «Проблемы магматизма Балтийского щита». Изд. «Наука», Ленингр. отд., Л., 1971. Стр. 250—261.

Хибинский массив, являясь крупным щелочным интрузивом центрального типа, сформировался в несколько интрузивных фаз и субфаз. Он приурочен к зоне глубинного разлома, послужившего каналом для подъема магматического расплава, эволюционировавшего от ультраосновного (перидотит-пироксенитового) через щелочно-ультраосновной (ийолит-уртитовый) до щелочного (нефелин-сиенитового). Это отражено в предложенных автором рядах: магматических расплавов, комплексов пород и сингенетичных пород массива.

Характерным для щелочных пород Хибин является широкое развитие расслоенности и в общем несогласное положение последней к плоскости контакта с более древними породами. Возникновение расслоенности и многочисленных разновидностей щелочных пород массива обязано процессам магматической и кристаллизационной дифференциации расплава.

Изучение естественных рядов пород позволило подойти к выявлению направлений эволюции магматического расплава в подкоровом магматическом очаге, дифференциации расплава в магматическом канале, возможно промежуточном очаге и в магматической камере in situ. Образование своеобразных дифференциатов рисчорритового, ийолит-уртитового, апатит-нефелинового составов связывается с длительными, наиболее полно прошедшими процессами магматической дифференциации.

Сделаны попытки представить строение массива на глубине и схему его формирования, которая сводится к пульсирующей интрузивной деятельности по ступенчатым коническим расколам.

В заключение даются практические рекомендации и производится сравнение с Ловозерским, Сыннырским щелочными массивами и некоторыми другими щелочными и щелочно-ультраосновными массивами.

Илл. 4, табл. 1, библ. 14.

УДК 552.11+552.331.4 (470.21)

Первичная расслоенность Ловозерского массива. Буссен И. В., Сахаров А. С. В сб. «Проблемы магматизма Балтийского щита». Изд. «Наука», Ленингр. отд., Л., 1971. Стр. 261—269.

Ловозерский щелочной массив — сложное интрузивное тело, возникшее при шести последовательных этапах эруптивной деятельности во время герцинского диастрофизма. Массив относится к интрузиям центрального типа, по форме он близок к лакколиту. Магма застыла вблизи границы гнейсов и палеозойских осадочно-вулканогенных толщ. Пять (из шести) этапов интрузии привели к образованию первичнорасслоенных тел: при II, III и IV этапах образовались крупные комплекс-плутоны, имеющие постоянный нормальный разрез. Слои в комплекс-плутонах связаны переходами; они залегают согласно, обычно полого, каждый внутрь массива. У периферии массива падение возрастает и слои примыкают к поверхности контакта под любыми углами. Мощность слоев различна — от долей сантиметра до десятков метров, протяженность — до нескольких километров и более. В комплекс-плутонах III и IV фаз установлено ритмичное повторение слоев пород и их пачек, причем схемы строения элементов ритмичности в этих комплекс-плутонах обратные. Каждый слой, пачка, единица ритма уникальны и не имеют полных аналогов, различаясь минеральным составом, структурой, составом, комплексом минералов и т. д. В зоне перехода слоев концентрируются рудные и редкометальные минералы. Расслоенность возникала на глубине, в магматическом очаге. Внедрялся расслоенный субстрат. Разделение на слои есть результат спонтанного процесса, свойство сложных спонтанных расплавов и происходило в предкристаллизационный период, причем слои первоначально располагались горизонтально.

Первичная расслоенность — форма магматической дифференциации, свойственная многим интрузивным телам различного состава, известным в ряде мест в пределах платформенных областей. Установленные в Ловозерском массиве черты расслоенности свойственны всем телам подобного рода, но причины многих из них и сам ход процесса расслоения еще нуждаются в исследованиях.

Илл. 4, библ. 7.

УДК 552.321.6; 552.331.2; 550.93

О связи щелочного магматизма с историей развития центральной структуры ковдорского типа (Кольский полуостров). Кононова В. А., Свешникова Е. В. В сб. «Проблемы магматизма Балтийского щита». Изд. «Наука», Ленинград. отд., Л., 1971. Стр. 269—277.

Ковдорский щелочно-ультраосновной массив по своей структуре не является типично центральным. Структура центрального типа (по Е. М. Андерсону) накладывается на штокообразное интрузивное тело, а затем сменяется линейными тектоническими разломами. По нефелину и биотиту Ar/K-методом определялся абсолютный возраст пород массива. Получены данные о последовательности их формирования: 1) оливиниты ядра, батолит — свыше 610 млн лет; 2) пегматоидные *ийолиты, секущие батолит (ядро* массива) — 590—610 млн лет; 3) мельтейгиты и ийолиты кольцевой интрузии — 510—530 млн лет; 4) порфировидные ийолиты кольцевых даек — 420—470 млн лет; 5) гипабиссальные породы и фельдшпатоидные сиениты линейных структур — 370—448 млн лет. Подчеркивается длительность формирования массива во времени.

Илл. 1, табл. 2, библ. 10.

УДК 552.332 (470.21)

Закономерности формирования щелочных дайковых комплексов в связи с проблемой генезиса карбонатитов (на примере Ковдорского массива). Лапин А. В. В сб. «Проблемы магматизма Балтийского щита». Изд. «Наука», Ленингр. отд., Л., 1971. Стр. 277—283.

Щелочные дайковые породы, аналогичные жильным породам Ковдорского массива, ассоциируют с карбонатитами во многих карбонатитовых комплексах мира, и эта ассоциация может считаться характерной особенностью карбонатитовых комплексов. Изучение жильных пород Ковдорского массива дает основание для выделения двух возрастных этапов в формировании даек. На первом этапе во внутренних частях массива появляются дайки, они контролируются системой конических трещин преимущественно со средними и пологими углами падения к центру массива. Жильные породы этой группы представлены главным образом мелкозернистыми, реже пегматоидными ийолитами и нефелиновыми сиенитами. Дайки второго этапа располагаются преимущественно за пределами массива, они приурочены к кольцевым и коническим трещинам со средними и крутыми углами падения. Эти дайки представлены нефелинитами, мелонефелинитами, пикритовыми порфиритами и другими жильными породами.

Петрографические особенности щелочных дайковых пород свидетельствуют о том, что на поздних стадиях формирования могут обособляться магматические жидкости, резко обогащенные углекислотой и представляющие по существу щелочно-карбонатно-силикатный расплав.

Илл. 1, библ. 13.

УДК 552.578.1+552.331.4 (470.21)

О некоторых особенностях распределения углеводородных газов в интрузивных комплексах Хибинского массива. Иорский С. В., Припачкин В. А. В сб. «Проблемы магматизма Балтийского щита». Изд. Наука», Ленингр. отд., Л., 1971. Стр. 283—288.

Приводятся результаты исследования газовой составляющей горных пород Хибинского массива: а) частных проб, отобранных по разрезам от периферии к центру массива, и б) средних проб, составленных для отдельных частей каждого комплекса и всего массива в целом пропорционально площадям развития пород.

Полученные материалы показывают, что породы с относительно повышенными содержаниями углеводородных газов образуют две дугообразные полосы (внутреннюю и внешнюю), симметричные полосе, сложенной ийолит-уртитами и рисчорритами. Внутренняя зона проходит по лявочерритам и краевой части комплекса фойяитов (содержание углеводородных газов до 30—40 $см^3$/кг породы). Внешняя зона приурочена к трахитоидным хибинитам (содержание углеводородных газов до 50—70 $см^3$/кг).

В положении зон с высоким содержанием углеводородных газов проявляется определенная закономерность: их границы в общих чертах совпадают с границами двух зон интенсивной альбитизации пород, которые в плане имеют вид подковообразных полос, обрамляющих с внутренней и внешней сторон комплексы ийолит-уртитов и рисчорритов. Метасоматическое изменение щелочных пород и концентрация в них углеводородных газов, по-видимому, являются результатом развития единого процесса постмагматического метаморфизма горных пород Хибинского массива.

Илл. 3, табл. 1, библ. 10.

УДК 552.321.6+552.33+553.241.8 (470.21)

О стадийности карбонатитового процесса в массивах ультраосновных—щелочных пород Кольского полуострова (на примере массива Вуориярви). Паньшин И. П. В сб. «Проблемы магматизма Балтийского щита». Изд. «Наука», Ленингр. отд., Л., 1971. Стр. 289—291.

Предполагается разделение карбонатитового процесса на 4 стадии. Разделение основано на выделении последовательно сменяющих друг друга разновидностей карбонатитов, что дает возможность уста-

новить четкую взаимосвязь акцессорных и породообразующих минералов. Такая классификация карбонатитов позволяет при их геолого-структурном картировании уже в поле выделить участки, в различной степени перспективные в отношении рудоносности, и более целеустремленно подходить к вопросу поисков рудоносных пород.

Табл. 1, библ. 4.

УДК 551.71+550.93 (470.22)

Значение принципа обратной связи K-Ar-метода и методов структурной петрологии при геолого-геохронологических исследованиях (на примере гиперстенсодержащих гранитоидов северной Карелии). Пушкарев Ю. Д. В сб. «Проблемы магматизма Балтийского щита». Изд. «Наука», Ленингр. отд., Л., 1971. Стр. 291—298.

Опыт применения K-Ar-метода для датирования геологических событий и объемов свидетельствует о том, что во многих случаях возможно значительное искажение значений абсолютного возраста. Причина этого явления — в нарушении отношения Ar^{40}/K^{40}, которое обусловлено рядом природных процессов, перечисленных в статье. Применяемый с целью получения достоверных возрастных данных метод статистической обработки K-Ar-результатов имеет свои недостатки и нередко не позволяет избежать искажения возрастных значений.

В качестве основы для разрешения отмеченных выше затруднений автором предлагается использовать K-Ar-метод только в комплексе с методами структурной петрологии. Сущность предложенного им нового подхода автор излагает на примере анализа геологической жизни Топозерской интрузии гранитоидов (Северная Карелия). После краткой геологической характеристики района автор приводит результаты детального изучения самой интрузии, которые далее используются при анализе полученных K-Ar-данных. Геологические наблюдения, а также анализ K-Ar-отношений в некоторых минералах методом «темперинг» позволили автору сделать интересные выводы о степени и причинах имеющих место нарушений K-Ar-отношений и на этой основе ввести поправки в искаженные возрастные значения. Далее, подробно обсудив проблему аномально высоких возрастных значений, полученных в результате ряда K-Ar-определений, автор намечает основные этапы геологической истории Топозерского интрузивного массива.

Илл. 2, табл. 2, библ. 4.

УДК 550.834+551.24+552.3 (470.21)

Глубинное строение и связь магматизма с тектоникой Печенгской структуры по геофизическим данным. Литвиненко И. В., Захаров В. П., Кокорина Л. К. В сб. «Проблемы магматизма Балтийского щита». Изд. «Наука», Ленингр. отд., Л., 1971. Стр. 298—304.

Приводятся некоторые новые результаты геофизических работ, и в первую очередь сейсморазведки, по изучению глубинного строения Печенгской структуры, представляющие интерес для выяснения связи магматизма с тектоникой и закономерностей размещения медно-никелевого оруденения. Излагается общая геолого-тектоническая характеристика Печенгской структуры в связи с наблюдаемыми физическими полями, дается геологическая интерпретация ряда гравитационных и магнитных аномалий и аномальных зон. Приводятся некоторые геологические результаты сейсморазведки МОВ. Установлено, что четкие, выдержанные отражения наблюдаются от подошвы печенгской серии, контактов осадочных толщ и прослоев туффитов, а в некоторых случаях — от контактов ультраосновных и основных массивов, отдельных неоднородностей среди вулканогенных покровов и, по-видимому, от некоторых элементов тектонических нарушений. Результаты сейсморазведочных работ представлены в виде структурных карт по отражающим горизонтам, приуроченным к геологическим границам, схематических геологических карт для срезов на абсолютных отметках 1, 2 и 4 км и карт изменения вертикальных мощностей. Совместный анализ указанных материалов в совокупности с данными других геофизических методов позволил авторам сделать ряд важных выводов о глубинном строении и тектонике Печенгской структуры. В частности, установлено, что Печенгская структура в целом представляет собой сложно построенную «чешуеобразную» моноклиналь, разбитую системой нарушений на отдельные блоки и ограниченную с юга глубинным разломом. Сделанные выводы позволят определить перспективы поисков медно-никелевых месторождений под диабазами 4-го вулканогенного покрова.

Илл. 4, библ. 3.

УДК 550.312+550.382.3+550.382.4+552.3 (470.21)

Количественная оценка связи физических полей центральной части Кольского полуострова с проявлениями магматизма. Берман И. И., Тюремнов В. А. В сб. «Проблемы магматизма Балтийского щита». Изд. «Наука», Ленингр. отд., Л., 1971. Стр. 305—311.

Статья посвящена геологическому истолкованию физических полей центральной части Кольского полуострова и надежности их связи с различными магматическими комплексами. С целью уверенной геологической интерпретации дан-

ных геофизики проводится систематизация физических свойств пород (плотности и магнитных свойств). Отмечено, что зональность магнитного поля определяется не только вещественным составом пород крупных интрузий, но и тесно связана с общей тектонической обстановкой. Последняя определяет разброс вектора остаточной намагниченности в вертикальной плоскости от —60 до +60°. Надежность картирования по геофизическим данным количественно определяется по вероятности ошибочного определения природы аномалий при сравнении двух гипотез.

Илл. 2, табл. 1.

УДК 552 : 53

Петрофизические характеристики магматических комплексов при различных давлениях и глубинное строение структурной зоны Имандра-Варзуга. Волаpович М. П., Галдин Н. Е., Тюремнов В. А. В сб. «Проблемы магматизма Балтийского щита». Изд. «Наука», Ленингр. отд., Л., 1971. Стр. 312—318.

Рассмотрены плотность, пористость и магнитные свойства магматических пород при атмосферном давлении. Кроме того, изучались скорости упругих волн в эффузивных породах как при атмосферном, так и при высоком давлении.

Полученные данные сопоставлялись с результатами сейсмических и гравиметрических работ. Сделаны выводы о природе сейсмических границ в этой части Кольского полуострова.

Илл. 3, табл. 3, библ. 1.

УДК 550.8 : 51+552.321.5+552.321.6+552.323.5+552.323.6

О роли математических методов при выделении магматических комплексов (на примере синклинория Ветреный пояс). Слюсарев В. Д. В сб. «Проблемы магматизма Балтийского щита». Изд. «Наука», Ленингр. отд., Л., 1971. Стр. 318—327.

Излагается методика и результаты применения методов математической статистики для выделения магматических комплексов основного—ультраосновного состава, изучения направленности их дифференциации и металлогенической специализации. Приведено краткое описание методики исследований, перечисляются исследованные методы и понятия математической статистики и раскрывается их физический смысл применительно к изученным образованиям. Автором предложен новый способ графического изображения корреляционных зависимостей.

Анализируя результаты исследований, материалом для которых послужили 240 силикатных анализов изверженных пород синклинория Ветреный пояс, автор подробно рассматривает три вопроса: 1) классификация магматических образований, 2) магматические комплексы и направленность дифференциации в них, 3) металлогеническая спецификация магматических комплексов.

Сделан вывод о том, что в решении всех трех перечисленных вопросов методы математической статистики позволяют добиться существенных результатов.

Илл. 3, библ. 21.

УДК 552.3+553.2

Магматизм и рудообразование в пределах щитов. Герасимов Ю. Г. В сб. «Проблемы магматизма Балтийского щита». Изд. «Наука», Ленингр. отд., Л., 1971. Стр. 328—332.

Граниты магматического облика на Украинском щите занимают не более 12% площади, габброиды 4%, всю остальную площадь щита занимают породы явно метаморфические. Среди пород магматического облика значительная рудная минерализация приурочена к породам преимущественно основного или ультраосновного состава, а граниты магматического облика практически безрудны.

Имеющиеся данные свидетельствуют о происхождении большей части гранитов из осадочных пород, а граниты магматического облика не могут быть источником рудных месторождений. На щитах большинство рудных месторождений связано с осадочными породами, а также известны богатые рудные месторождения гидротермального генезиса. Последние не обнаруживают явной связи с магматическими породами. Богатые железные руды Криворожья являются метасоматическими образованиями.

Развиваются представления автора о ходе развития процессов осадконакопления, магматизма и рудообразования в земной коре. Делается вывод, что изучение участков платформ, где обнажаются породы зон метаморфизма и ультраметаморфизма, позволяет установить осадочно-метаморфогенный генезис «гранитного слоя» земной коры и рудных месторождений в его пределах.

Библ. 16.

УДК 553.2.061.2 (477)

Некоторые особенности магматизма и рудоносности Украинского щита. Князев Г. И., Еременко М. А., Агеев А. Т. В сб. «Проблемы магматизма Балтийского щита». Изд. «Наука», Ленингр. отд., Л., 1971. Стр. 332—337.

В возрастной последовательности докембрийских интрузивных и эффузивных образований Украинского щита вырисовывается определенная направленность

развития магматических процессов докембрия, напоминающая эволюцию магматизма в послепротерозойских складчатых областях. Как и в последних, намечаются геотектонические этапы развития: протогеосинклинальный, позднегеосинклинальный, орогенный (складчато-глыбовый) и платформенный с соответствующим набором геологических формаций. Это сходство предопределяет общие особенности их металлогении, что обнаруживается в определенной металлогенической специализации однотипных магматических формаций и в закономерностях размещения эндогенного оруденения.

Табл. 1, библ. 11.

УДК 552.323.5 (477+470.22)

Средние типы диабазов Украинского кристаллического щита и Карелии. Свиридов В. В. В сб. «Проблемы магматизма Балтийского щита». Изд. «Наука», Ленингр. отд., Л., 1971. Стр. 338—341.

Приводятся вычисления среднего состава диабазов для двух регионов — Украинского щита и Карелии. В пределах первого региона рассматриваются диабазы докембрийские (дайки и пластовые тела в гнейсах, мигматитах, гранитах и кристаллических сланцах) и протерозойские (частично метадиабазы и пироксеновые и оливин-пироксеновые диабазы). В Карелии рассматриваются в основном среднепротерозойские диабазы. При сопоставлении средних типов между ними обнаруживается различие: в украинских диабазах меньше кремния и марганца, но больше глинозема, суммарного железа и кальция.

Табл. 4.

УДК 550.4+552.11+552.331.4+553.64 (470.21 и 477.62)

О роли кислорода в процессах образования щелочных пород и руд Октябрьского (восточное Приазовье) и Хибинского (Кольский полуостров) массивов. Денисенко В. Е. В сб. «Проблемы магматизма Балтийского щита». Изд. «Наука», Ленингр. отд., Л., 1971. Стр. 341—348.

Приводятся данные о содержании кислорода (ионов кислорода) в различных горных породах и минералах. Показаны связи кислорода с другими главными петрогенными элементами пород. Выявлены особые взаимоотношения рудных элементов с кислородом. Сделан вывод о большом значении изучения геохимии кислорода для познания природы процессов петрогенезиса и рудообразования. Рассмотрен на примере Октябрьского и Хибинского массивов возможный механизм образования щелочных пород и связанных с ними руд.

Илл. 2, табл. 2.

УДК 551.72+553.317 (47)

Особенности метаморфогенного железного рудообразования в докембрийских железисто-кремнистых формациях Русской платформы. Белевцев Я. Н., Корнилов Н. А. В сб. «Проблемы магматизма Балтийского щита». Изд. «Наука», Ленингр. отд., Л., 1971. Стр. 348—354.

Процесс образования богатых гипогенных железных руд происходит в широком диапазоне температур и давлений, охватывающих фации метаморфизма от зеленосланцевой до гранулитовой, для каждой из которых характерен свой тип руд с определенными минералого-петрографическими и геохимическими особенностями. Максимальная концентрация железа осуществляется при низких и средних температурах, в условиях интенсивного растворения кварцевых прослоев железистых кварцитов и выноса кремнезема метасоматическими щелочными растворами при pH=5—8. Растворимость кварца увеличивается с уменьшением размеров зерен; наиболее растворимы аморфный и скрытокристаллический кремнезем. При 100°С растворяется 1 мг/л, при 450°С — 109 мг/л, а при 600°С и давлении 2000 кГ/см^2— 7650 мг/л. При одних и тех же условиях вынос железа в 600—700 раз меньше, чем кремнезема, присутствие магнетита в количестве 50% ускоряет вынос кремнезема в 11—12 раз.

В докембрийских железистых кварцитах Русской платформы (КМА, Кривой Рог, Карело-Кольский регион и др.), метаморфизованных при низких и средних температурах, возможны залежи промышленных богатых гипогенных железных руд.

Библ. 23.

СОДЕРЖАНИЕ

Стр.

Предисловие 3
С. Д. Покровский, А. В. Синицын, Е. В. Толмачева. Состояние изученности магматизма Карелии и Кольского полуострова 5
К. А. Шуркин, Ф. П. Митрофанов. Магматогенные и ультраметагенные комплексы восточной части Балтийского щита и их корреляции на основе принципов формационного анализа 10
Г. А. Поротова, Н. Н. Болгурцев. Глубинное строение восточной части Балтийского кристаллического щита и некоторые вопросы связи с ним магматизма 16
В. А. Перевозчикова, А. В. Синицын. Связь тектоники и магматизма на примере карелид восточной части Балтийского щита 24
С. И. Зак, В. С. Ланев. Магматизм и металлогения Кольского полуострова . . . 31
А. И. Богачев, С. М. Бреслер, Л. П. Галдобина, В. С. Куликов, Т. К. Кулмала, М. М. Лавров, Ю. И. Лазарев, Г. В. Макарова, Е. М. Михайлюк, А. С. Пекки, А. В. Пекуров, М. Г. Попов, В. И. Робонен, А. П. Светов, Л. П. Свириденко, В. Д. Слюсарев, В. А. Соколов, М. М. Стенарь, Р. А. Хазов, В. А. Хазова. Магматизм и металлогения докембрия Карелии 37
Ю. Б. Богданов, А. С. Воинов, В. З. Негруца. Основные закономерности докембрийского вулканизма восточной части Балтийского щита 45
В. Г. Загородный, М. Т. Козлов, Д. Д. Мирская, П. К. Скуфьин. Основные черты докембрийского вулканизма и его роль в геологической истории северо-востока Балтийского щита 56
Э. Б. Наливкина. О закономерности распределения магматических формаций в раннепротерозойских подвижных областях 60
В. В. Фиженко, К. А. Шуркин, В. В. Сидоренко, Ю. Д. Пушкарев, В. М. Шемякин. Основные черты развития интрузивного магматизма зоны сочленения беломорид и карелид (северная Карелия) 64
В. В. Яковлева. Основные закономерности развития и металлогения магматических формаций свекофеннид и карелид 69
И. Д. Батиева, И. В. Бельков. Вопросы металлогении гранитоидов северо-восточной части Балтийского щита 78
В. А. Масленников. Геолого-геохронологическое расчленение гранитов восточной части Балтийского щита и проблема цикличности в развитии земной коры 92
В. А. Костин. Гранитоидные формации Центрально-Мурманского блока 97
М. И. Дубровский. Субвулканические граниты докембрия 104
В. Р. Ветрин. К петрологии протерозойских гранитов юго-восточной части Кольского полуострова 108
Г. В. Виноградова. О происхождении гранитных куполов в южной части Печенгской структуры 112
А. Н. Виноградов. Формация гипабиссальных субплатформенных гранитов Кольского полуострова 117
В. В. Жданов, М. Ш. Магид, И. В. Розенталь. Петрология многофазного гранитоидного массива Порьяс-пахта 121
И. В. Давиденко. О связи химического состава и условий образования гранитоидов 127
А. Н. Берковский, В. А. Дедеев, К. О. Кратц. О некоторых общих аспектах основного и ультраосновного магматизма восточной части Балтийского щита по геофизическим данным 136
С. И. Зак, Б. А. Юдин. Главнейшие титаноносные магматические формации Кольского полуострова и северной Карелии 140
Л. А. Виноградов. Формация альпинотипных гипербазитов юго-западной части Кольского полуострова (Нотозерский гипербазитовый пояс) 147
Е. В. Шарков. О формационной характеристике интрузии габбро-норит-лабрадоритов Главного хребта Мончи и Мончегорского плутона (Кольский полуостров) 153
А. Ю. Одинец. Особенности кристаллизации пород Панского массива 158
Э. М. Спиридонов. Анортозитовая тенденция магматической дифференциации 162
А. А. Предовский, А. А. Жангуров, Ж. А. Федотов. Эволюция состава базит-гипербазитовых пород и ее роль в формировании медно-никелевого оруденения Печенги 166

В. И. Кочнев-Первухов. Формационные типы и оруденение ультрабазитов Аллареченского района 176
В. А. Соколов, Л. П. Галдобина, А. В. Рылеев, А. П. Светов, К. И. Хейскканен. Ятулийский вулканический комплекс Карелии 178
А. И. Богачев, М. М. Лавров. Магматические комплексы Северо-Карельской синклинорной зоны карелид 184
А. П. Светов. Ятулийский вулканизм центральной Карелии и связь с ним медной минерализации 190
В. С. Куликов. Базальтовый комплекс Ветреного пояса и некоторые причины разнообразия среднепротерозойского вулканизма юго-восточной части Балтийского щита 196
В. И. Робонен. О вулканизме и сульфидном рудообразовании в нижнем протерозое Карелии 202
М. М. Ефимов. Древнейшие метаэффузивы северо-западного Беломорья 206
М. Г. Попов. Протерозойские магматические комплексы Хюрсюля—Хаутаваара (южная Карелия) 211
К. Д. Беляев. Новые данные о структуре, геологии и металлогении гранулитовой формации Кольского полуострова 218
В. М. Шемякин, К. А. Шуркин. Чарнокитовые комплексы восточной части Балтийского щита 225
С. Н. Суслова. Некоторые вопросы генезиса гиперстеновых диоритов на Кольском полуострове 232
Г. М. Саранчина, В. В. Лыгина. О новой области развития чарнокитов в Приладожье 237
Ю. Ю. Юрк, Ю. С. Лебедев, Г. Л. Лучинская, О. Н. Кириченко. Чарнокитовая серия Мариупольского рудного района (Украинский щит) в сопоставлении с чарнокитами Балтийского щита 246
А. В. Галахов. К петрологии Хибинского щелочного массива 250
И. В. Буссен, А. С. Сахаров. Первичная расслоенность Ловозерского массива 261
В. А. Кононова, Е. В. Свешникова. О связи щелочного магматизма с историей развития центральной структуры ковдорского типа (Кольский полуостров) 269
А. В. Лапин. Закономерности формирования щелочных дайковых комплексов в связи с проблемой генезиса карбонатитов (на примере Ковдорского массива) 277
С. В. Икорский, В. А. Припачкин. О некоторых особенностях распределения углеводородных газов в интрузивных комплексах Хибинского массива 283
И. П. Паньшин. О стадийности карбонатитового процесса в массивах ультраосновных—щелочных пород Кольского полуострова (на примере массива Вуориярви) 289
Ю. Д. Пушкарев. Значение принципа обратной связи К-Ar-метода и методов структурной петрологии при геолого-геохронологических исследованиях (на примере гиперстенсодержащих гранитоидов северной Карелии) . . . 291
И. В. Литвиненко, В. П. Захаров, Л. К. Кокорина. Глубинное строение и связь магматизма с тектоникой Печенгской структуры по геофизическим данным 298
И. И. Берман, В. А. Тюремнов. Количественная оценка связи физических полей центральной части Кольского полуострова с проявлениями магматизма 305
М. П. Воларович, Н. Е. Галдин, В. А. Тюремнов. Петрофизические характеристики магматических комплексов при различных давлениях и глубинное строение структурной зоны Имандра-Варзуга 312
В. Д. Слюсарев. О роли математических методов при выделении магматических комплексов (на примере синклинория Ветреный пояс) 318
Ю. Г. Герасимов. Магматизм и рудообразование в пределах щитов 328
Г. И. Князев, М. А. Еременко, А. Т. Агеев. Некоторые особенности магматизма и рудоносности Украинского щита 332
В. В. Свиридов. Средние типы диабазов Украинского кристаллического щита и Карелии 338
В. Е. Динисенко. О роли кислорода в процессах образования щелочных пород и руд Октябрьского (восточное Приазовье) и Хибинского (Кольский полуостров) массивов 341
Я. Н. Белевцев, Н. А. Корнилов. Особенности метаморфогенного железного рудообразования в докембрийских железисто-кремнистых формациях Русской платформы 348
Рефераты 355

К ст. С. И. Зак, В. С. Ланева, стр. 31

Схема размещения магматических формаций Кольского полуострова. Составлена В. Г. Загородным и С. И. Заком в 1968 г. по материалам Кольского филиала АН СССР, СЗТГУ и ЗГТ.

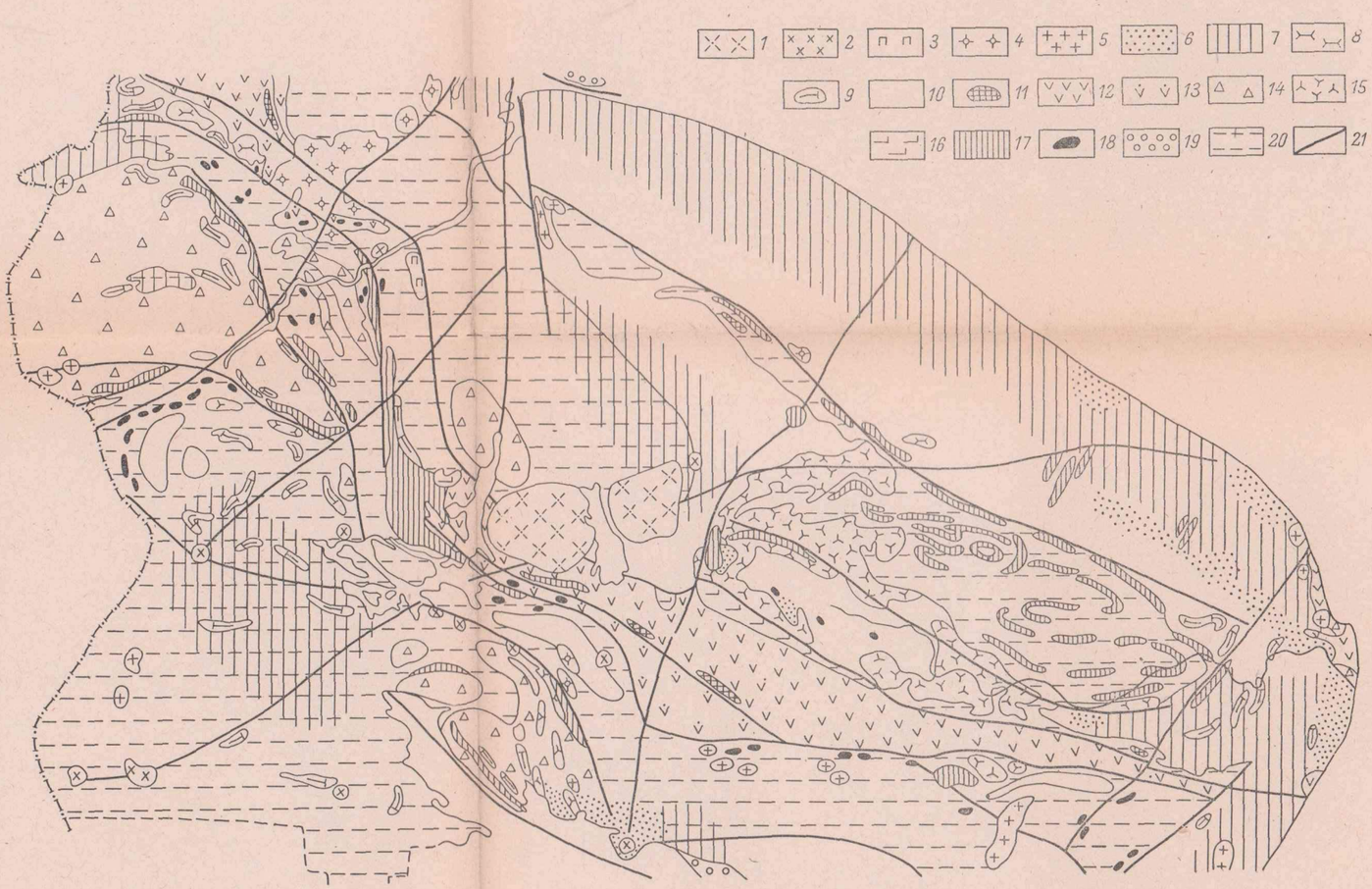
Палеозой. Формации платформы: *1* — нефелиновых сиенитов; *2* — щелочных гипербазитов.

Докембрий. Формации антиклинорных зон: *3* — щелочных габброидов; *4* — порфировидных гранитов и рапакиви-гранитов; *5* — лейкократовых гранитов и аляскитов; *6* — микроклиновых порфиробластических гранитов (поля развития); *7* — анатектит-гранитов и мигматит-гранитов (поля развития); *8* — габбро-диорит-плагиогранитов; *9* — оливиновых норитов, габбро, габбро-амфиболитов и диоритов (друзиты); *10* — гранодиоритов—лагиогранитов (поля развития, сложенные отчасти разновозрастными гнейсами).

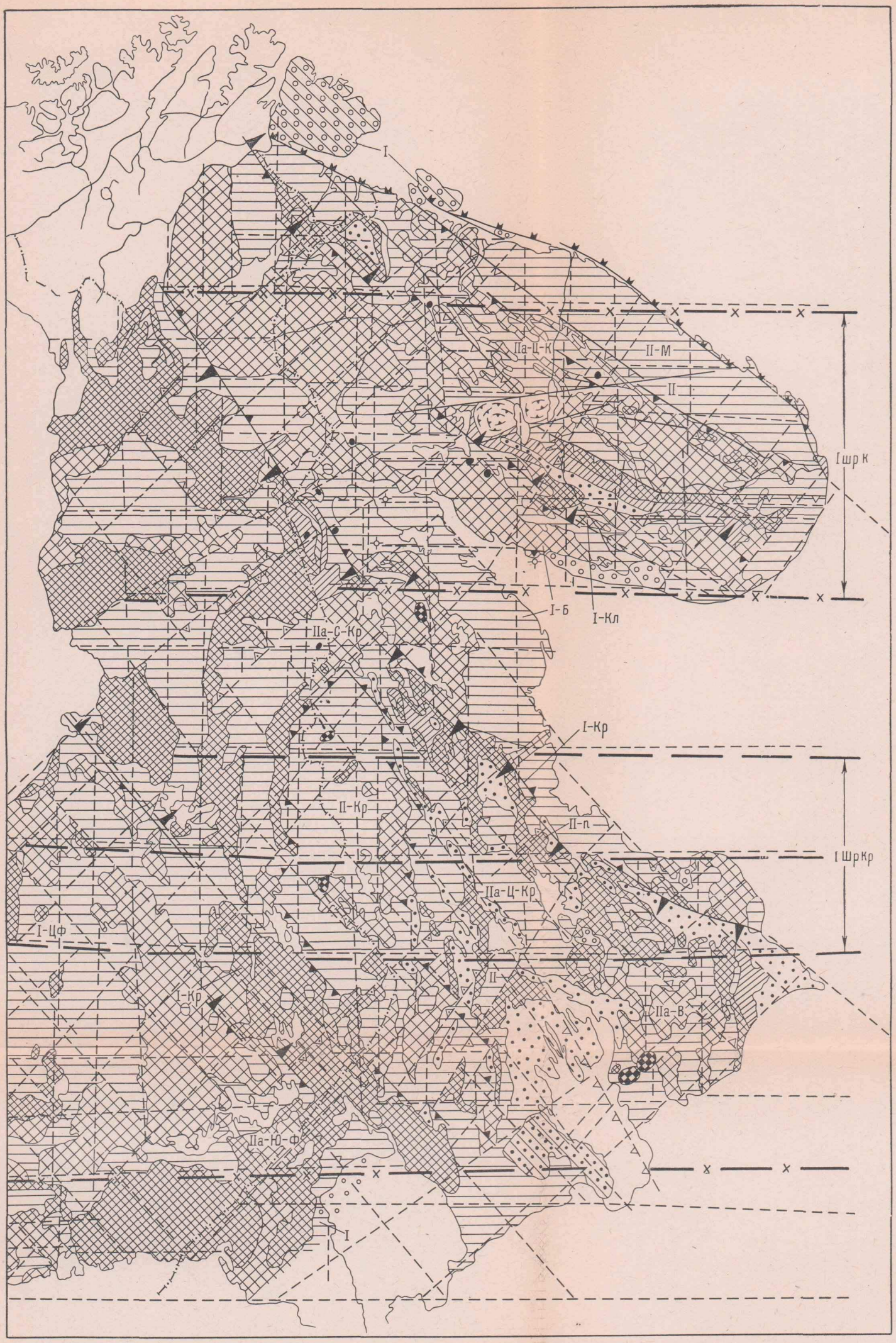
Формации синклинорных зон: *11* — габбро-перидотитов; *12* — диабазов (толеитовые базальты); *13* — спилит-кератофиров; *14* — нерасчлененные формации лептитов (андезиты, дациты и кварцевые порфиры) и диабазов (базальты и андезиты, преимущественно глубокометаморфизованные).

Формации зон сопряжения: *15* — щелочных гранитов-сиенитов; *16* — габбро и габбро-норитов; *17* — габбро и габбро-анортозитов; *18* — гипербазитов.

Суперкрустальные образования: *19* — гиперборейские сланцы, доломиты, песчаники п-ова Рыбачьего, Среднего, Кильдина и Терского побережья; *20* — нерасчлененные гнейсы, сланцы и метавулканиты протерозойские, частично архейские; *21* — зоны важнейших разрывных нарушений.



21015



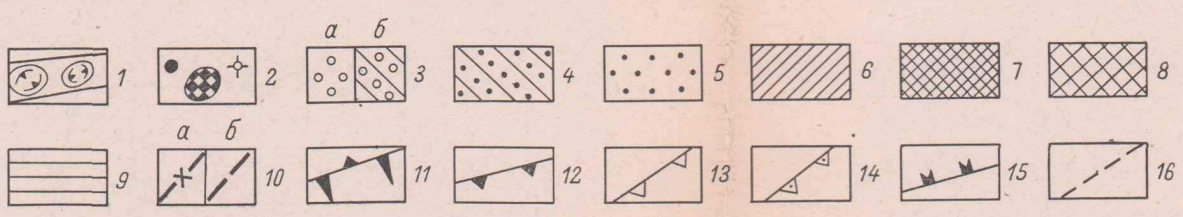


Схема тектонического районирования восточной части Балтийского щита (составлена В. А. Перевозчиковой).

Четвертый комплекс структур платформы: *1* — формы III этапа движений, синхронных герцинской эпохе складчатости — пояса размещения интрузий центрального типа (нефелиновых сиенитов); *2* — формы II этапа движений, синхронных каледонской эпохе складчатости — пояса размещения интрузий центрального типа и трубок взрыва (частью более древних); *3* — формы I этапа движений, синхронных готидам (?) и другим системам — впадины иотния (*а*) и рифея (*б*). Третий геосинклинальный комплекс структур карелид: *4* — формы орогенного этапа развития — раннеиотнийские впадины (вепсий); *5* — формы инверсионного этапа развития — онежские (ятулийские) мульды и грабенсинклинали; *6* — формы начальных доинверсионных этапов развития — геосинклинальные троги: сегозерские (сариолийские), тунгудско-надвоицкие (сумийские); *7* — геосинклинальный структурный комплекс карелид без расчленения на сопредельных территориях (*Финляндия, Швеция, Норвегия*); *8* — второй геосинклинальный комплекс структур саамидсвекофеннид (ранних карелид?) — форм геосинклинальных прогибов; *9* — первый геосинклинальный комплекс структур фундамента форм беломорид и синхронных им систем; *10* — планетарные широтные пояса нарушений первого порядка (просвечивающие): *а* — Балтийский (IшрБ), *б* — Кольский (IшрК), *в* — Карельский (IшрКр). Оперяющие к широтным системы зон глубинной активизации второго порядка — зон растяжений, обеспечивающих заложение и формирование складчатых поясов — областей карелид и других зон, в том числе: *11* — зоны глубинных разломов, разделяющих блоки разных складчатых систем (сбросы, взбросы); *12* — зоны глубинных разломов, обрамляющие внутренние поднятия складчатых областей (взбросы, надвиги); *13* — продольные глубинные разломы, разделяющие структурно-фациальные зоны (сбросы, надвиги, взбросы); *14* — глубинные разломы, определяющие поперечную зональность строения прогибов (сбросы и взбросы); *15* — глубинные разломы, ограничивающие платформу (глубинные сбросы); *16* — глубинные разломы поясов активизации Русской платформы и другие неклассифицированные разломы. Главные структурные блоки-области региональных структур: I-Б — Беломорский блок — центральное поднятие, разделяющее Кольскую и Карельскую складчатые области карелид; I-Кр — Карельская складчатая область; I-Кл — Кольская складчатая область карелид; I-ЦФ — Центральное Финляндское поднятие, ограничивающее Карельскую складчатую область карелид; I — область наложенных структур I, II, III этапов становления Русской платформы и области развития смежных с платформой геосинклинальных систем тиманид (байкалид). Внутренние структуры (II порядок) складчатых областей карелид: II-М — Мурманский массив — внутреннее поднятие Кольской складчатой области карелид; II-Кр — Карельский массив — внутреннее поднятие Карельской складчатой области карелид; II-п — внешние краевые зоны прогибов (геосинклинальных трогов) карелид в областях краевых швов.

Таблица 1

Генетические особенности магматических титаноносных формаций Кольского полуострова и северной Карелии

Магматические формации (возраст, примеры)	Структурное положение	Форма массивов	Состав самостоятельных фаз внедрения	Сингенетичные ряды титаноносных комплексов первых фаз интрузивов	Порядок кристаллизации минералов	Особенности первичного состава магм	Направленность изменения состава магм при дифференциации	Метаморфические и контактово-метасоматические изменения	Генетические типы оруденения	Рудные парагенезисы		Месторождения и рудопроявления
										магматические	метаморфические и контактово-метасоматические	
Габбро-анортозитовая. Нижний протерозой, 2500—2600 млн лет (Цагинский массив, массив Главного хребта, Кейвские интрузивы).	Обрамления подвижных поясов, разломы глубинного типа.	Однофазные ритмично дифференцированные пластовые тела и лополитоподобные массивы.	Базитовая: оливиниты, троктолиты, пироксениты, габбро, габбро-нориты, плагиоклазиты.	Краевой комплекс: титаномагнетитовые оливиниты и троктолиты, габбро-нориты, габбро; боковые ветви ряда — титаномагнетитовые плагиоклазиты и титаномагнетитовые (авгитовые) пироксениты. Центральный комплекс: плагиоклазиты, габбро, титаномагнетитовые оливиниты, троктолиты, пироксениты, мономинеральные титаномагнетитовые породы.	Краевой комплекс: оливин, титаномагнетит, плагиоклаз, пироксен. Центральный комплекс: плагиоклаз, оливин, пироксен, титаномагнетит.	Общая обогащенность Al, Fe и Ti, насыщенность Si, сравнительно высокое содержание V, Cr, малое количество Ni, Co, Cu, P и практически отсутствие редких элементов.	Краевой комплекс: увеличивается SiO_2, Al_2O_3, CaO, Na_2O, K_2O; уменьшается Fe_2O_3, FeO, MgO, TiO_2, V_2O_5. Центральный комплекс: увеличивается Fe_2O_3, FeO, TiO_2, V_2O_5; уменьшается SiO_2, Al_2O_3, CaO, Na_2O, K_2O; MgO постепенно увеличивается, затем уменьшается.	Региональный метаморфизм в условиях амфиболитовой фации.	Краевой комплекс сегрегационный, центральный комплекс фузивный.	Титаномагнетит.	Магнетит, ильменит.	Титаномагнетитовые, магнетит-ильменитовые.
Габбро-щелочная. Верхний протерозой, 1820—1860 млн лет (Гремяха-Вырмесский и Елеть-озерский массивы).	Срединные массивы.	Многофазные крутопадающие трещинно-кольцевые массивы, ритмично дифференцированные.	Базитовая (I фаза): оливиниты, перидотиты, пироксениты, габбро, плагиоклазиты. Щелочная (II фаза): нефелиновые сиениты, ювиты, ийолиты.	Краевой комплекс: титаномагнетитовые оливиниты и перидотиты, титаномагнетитовые пироксениты, габбро, плагиоклазиты. Центральный комплекс: плагиоклазиты, габбро, титаномагнетитовые пироксениты и перидотиты, мономинеральные титаномагнетитовые породы; боковая ветвь ряда — олигоклазовые габбро, акериты и пуласкиты.	Краевой комплекс: титаномагнетит, оливин, плагиоклаз, пироксен. Центральный комплекс: плагиоклаз, пироксен, оливин, титаномагнетит.	Обогащенность габброидной фазы Fe и Ti при сравнительно невысоком содержании V, P, Nb, Ta. Для щелочной фазы характерно высокое содержание редких земель (Nb, Zr, TR).	Краевой комплекс: увеличивается SiO_2, Al_2O_3, CaO, Na_2O, K_2O; уменьшается Fe_2O_3, FeO, MgO, V_2O_5, TiO_2. Центральный комплекс: увеличивается Fe_2O_3, FeO, TiO_2, V_2O_5, P_2O_5, MgO; уменьшается SiO_2, Al_2O_3, CaO, Na_2O, K_2O.	Дислокационный метаморфизм в зонах тектонических нарушений.	Краевой комплекс сегрегационный, центральный комплекс фузивный.	Краевой комплекс — титаномагнетит, центральный комплекс — ильменит, титаномагнетит.	Ильменит, магнетит.	Ильменит-титаномагнетитовые, редкометальная минерализация.
Ультраосновная—щелочная. Палеозой, 340—590 млн лет (Африкандский, Ковдорский и другие массивы).	Активизированные платформы.	Многофазные массивы центрального типа.	Ультрабазитовая (I фаза): оливиниты, пироксениты, нефелиновые пироксениты. Щелочная (II фаза): ийолиты, ийолит-уртиты, мельтейгиты.	Оливиниты, перовскит-титаномагнетитовые оливиниты, перовскито-титаномагнетитовые пироксениты, нефелиновые пироксениты.	Оливин, пироксен, перовскит, титаномагнетит, нефелин.	Общая обогащенность Ca, Mg, Na, Fe, Ti при значительном дефиците Si и Al; типична высокая концентрация P, C, Nb, Ta, Zr, Th, Sr, Ba, особенно для щелочных производных и метасоматитов.	Ультрабазитовая фаза: увеличивается SiO_2, Al_2O_3, FeO, Fe_2O_3, Na_2O, K_2O; уменьшается MgO; TiO_2 и CaO постепенно увеличиваются, затем резко уменьшаются.	Интенсивное проявление реакционно-метасоматического преобразования оливинитов и пироксенитов под влиянием щелочной интрузии.	Фузивный.	Титаномагнетит, перовскит.	Магнетит.	Титаномагнетитовые, перовскит-титаномагнетитовые, магнетитовые (редкометально-титановые, флогопитовые, редкометально-апатит-магнетитовые и редкометальные).

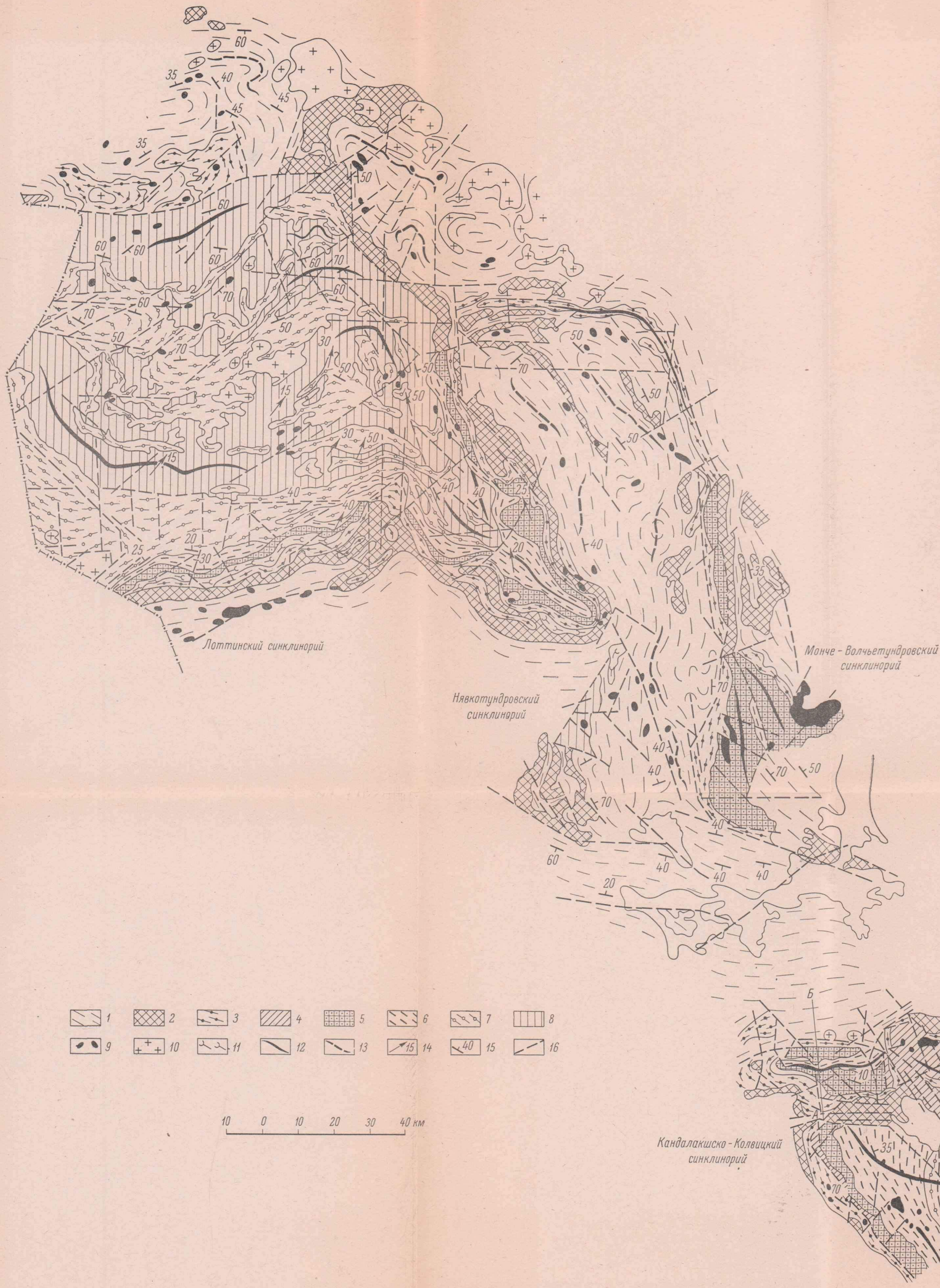


Рис. 3. Схема размещения пород гранулитовой формации на западе Кольского полуострова.

1 — гнейсы и амфиболиты беломорской и кольской серий (нижний структурный ярус). Породы гранулитовой формации (верхний структурный ярус): *2* — лугенгская толща (амфиболовые гнейсо-сланцы, амфиболиты с конгломератами в основании); *3* — кандалакшская толща (амфиболиты, гранатовые амфиболиты, амфиболовые сланцы с подчиненными диопсид-амфиболовыми, гранат-биотитовыми сланцами); *4* — белогубская толща (гранат-диопсидовые, гранат-плагиодиопсидовые сланцы с подчиненными гранатовыми амфиболитами, эклогитоподобными породами); *5* — колвицкая толща (гранат-плагиоклазовые, гранат-диопсид-плагиоклазовые сланцы с прослоями двупироксеновых плагиосланцев, частично по основным интрузиям, катаранскиты); *6* — плоскотундровская толща (диопсид-гиперстеновые и гиперстеновые плагиосланцы с редкими пачками карбонатных пород); *7* — яурискская толща (гранат-кварц-плагиоклазовые сланцы и гранат-биотитовые гнейсы, частично с силлиманитом и кордиеритом — кислые гранулиты, с прослоями гиперстеновых плагиосланцев); *8* — порьегубская толща (гиперстен-кварц-плагиоклазовые сланцы с пачками кислых гранулитов). Интрузивные образования: *9* — ультраосновные интрузии серпентинитового пояса, нориты, габбро-нориты ловнозерского типа, основные и ультраосновные интрузии мончегорского типа; *10* — плагиомикроклиновые и микроклиновые граниты; *11* — щелочные и субщелочные граниты; *12* — оси синклинальных складок; *13* — оси антиклинальных складок; *14* — линейность; *15* — полосчатость; *16* — тектонические нарушения.

К ст. К. Д. Беляева стр. 224.

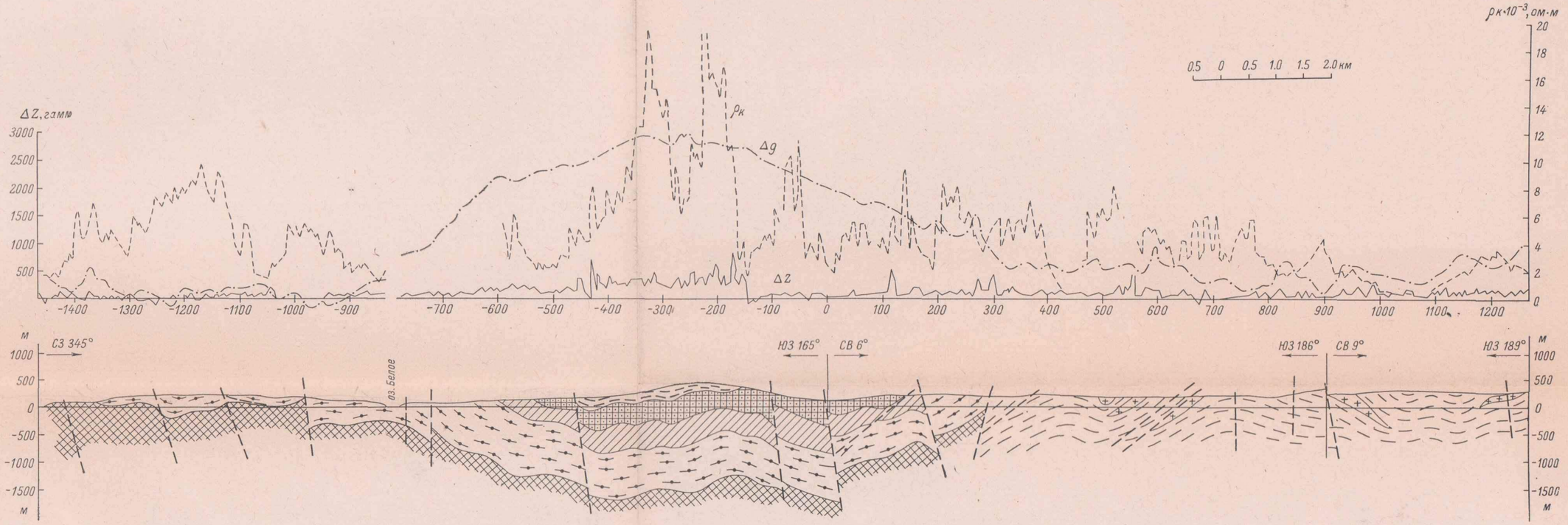


Рис. 5. Геолого-геофизический разрез через Кандалакшские тундры по *АБ*.

Условные обозначения см. на рис. 3.

21015

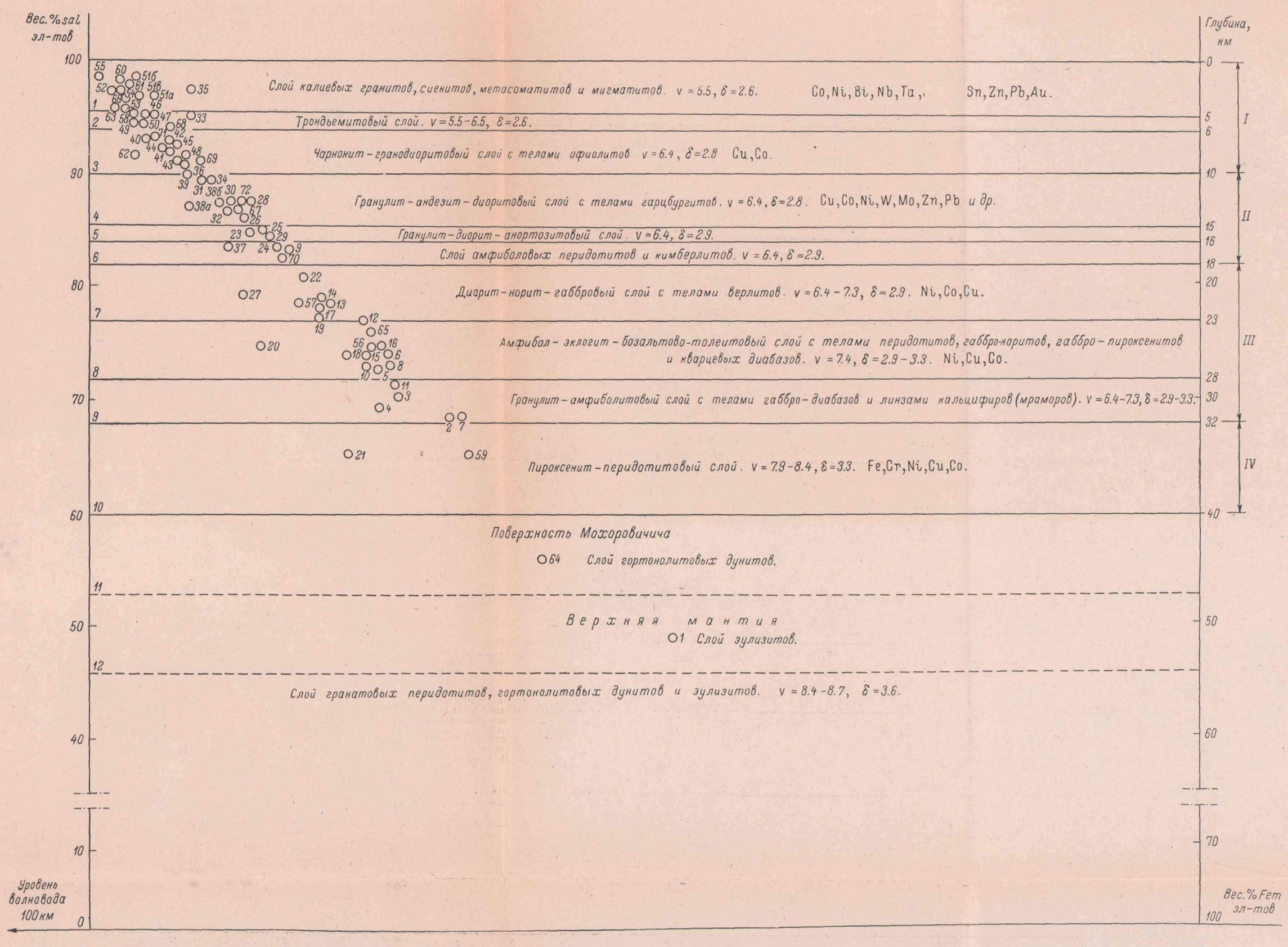


Рис. 3. График вещественного состава формационных слоев континентальной коры юго-восточной части Балтийского щита, построенный по гравитационному принципу. Составила В. В. Яковлева, 1968 г.

Формационные слои первого порядка: *I* — гранитный; *II* — гранулит-диоритовый; *III* — амфиболит-базальтовый; *IV* — пироксенит-перидотитовый. Формационные слои второго порядка: *1* — калиевых гранитов, метасоматитов; *2* — трондьемитовый; *3* — чарнокит-гранодиоритовый; *4* — гранулит-андезит-диоритовый; *5* — гранулит-диорит-анортозитовый; *6* — амфиболовых перидотитов и кимберлитов; *7* — диорит-норит-габбровый; *8* — амфибол-эклогит-базальтово-толеитовый; *9* — гранулит-амфиболитовый; *10* — пироксенит-перидотитовый; *11* — гортонолитовых дунитов; *12* — эулизитов. Породы: *1* — эулизит; *2* — двупироксеновые и гиперстеновые гнейсы; *3* — кальцифир (мрамор); *4* — габбро-диабаз уралитизированный; *5* — эклогит Гленелг; *6* — оливиновый толеит Килауэа; *7* — сланцеватый амфиболит; *8* — диабаз с микропегматитом; *9* — амфиболовый перидотит; *10* — метагаббро-диабаз; *11* — ортоамфиболит; *12* — базальт; *13* — верлит; *14* — норит без оливина; *15* — роговообманковый амфиболит; *16* — гранат-клинопироксеновый эклогитовый сланец; *17* — габбро без оливина; *18* — кварцевый диабаз; *19* — известняк; *20* — перидотит Кивакка; *21* — метаперидотит Хюрсюля; *22* — биотит-гранатовый гнейс; *23* — бескварцевый диорит; *24* — кимберлит; *25* — анортозит; *26* — гиперстеновый андезит; *27* — амфиболовый сланец; *28* — диорит кварцевый; *29* — гиперстеновый гнейс; *30* — роговообманковый андезит; *31* — гранодиорит; *32* — граносиенит; *33* — гранодиорит (по Дэли); *34* — гарцбургит; *35* — дунит (Дэли); *36* — гранодиорит Хепоселька (Приладожье); *37* — андалузитовый сланец (Приладожье); *38а* — слюдистый сланец; *38б* — кордиерит-силлиманит-гранат-биотитовый гнейс; *39* — гранодиорит (Сортавала); *40* — гранит Хиденселька (Приладожье); *41* — слюдистый кварцит (Приладожье); *42* — биотитовый гнейс; *43* — гранодиорит Хаутаваары; *44* — олигоклазовый гнейсо-гранит рек Суна—Семчь; *45* — антипертитовый парачарнокит; *46* — трондьемит; *47* — гнейсо-гранит (Кольский полуостров); *48* — аркоз (Приладожье); *49* — плагиогранит (Ялонварский); *50* — гранодиорит Суоярви; *51а* — плагиомикроклиновый гранит (Приладожье); *51б* — микроклиновый гранит (Приладожье); *51в* — плагиомикроклиновый гранит Центральной Карелии; *52* — плагиомикроклиновый гранит Карташей; *53* — мигматит (дер. Юстозеро); *54* — плагиомикроклиновый гранит Суоярви; *55* — микроклиновый гранит Ялонвары; *56* — габбро-норит (Путсари); *57* — кварцевый диорит (Путсари); *58* — граниты (Путсари); *59* — метапироксениты Хюрсюля; *60* — кварцево-полевошпатовый песчаник; *61* — кварцево-полевошпатовый песчаник; *62* — порфироид; *63* — кварцево-серицитовый сланец; *64* — гортонолитовый дунит; *65* — эклогит (Дэли); *66* — рапакиви; *67* — кинцигиты; *68* — офиолиты Оутокумпу; *69* — роговообманковый трондьемит; *70* — основной чарнокит; *71* — гранодиорит Ориярви; *72* — магнетитовый кварцит Лайхия.

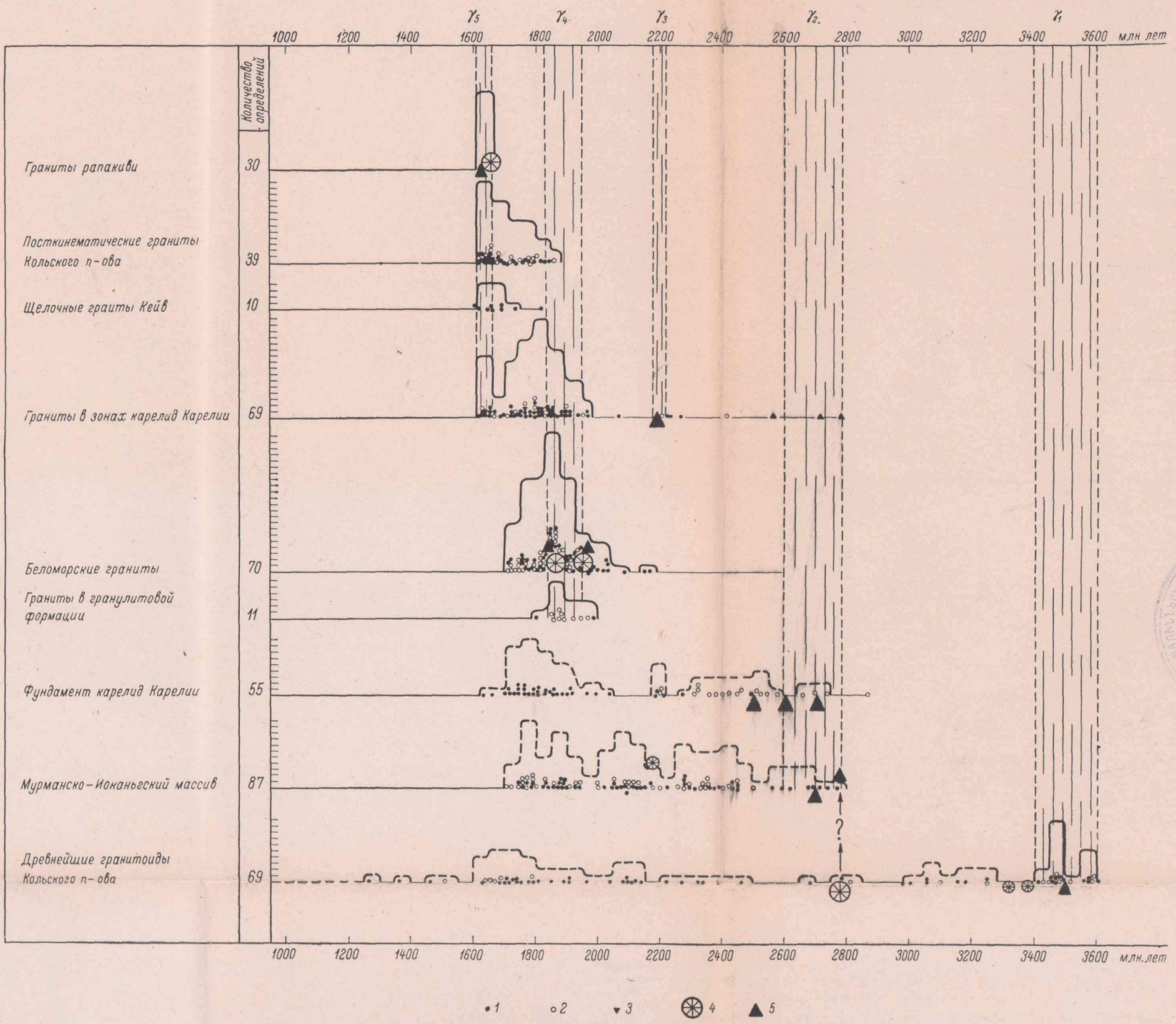


Рис. 1. Радиологический возраст гранитоидов восточной части Балтийского щита.

1—3 — возраст по К-Ar-отношениям в разных минералах (*1* — биотит, *2* — мусковит, *3* — роговая обманка); *4* — возраст по данным свинцовых методов; *5* — возраст по Rb-Sr-данным. Пунктирные кривые статистического распределения К-Ar-датировок указывают омоложенные значения возраста, сплошные — истинный возраст.

21015

Зр. 96к.

5800