

МИНЕРАЛОГИЯ
ЩЕЛОЧНЫХ МАССИВОВ
И ИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ



МОСКОВСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР
ИНСТИТУТ МИНЕРАЛОГИИ, ГЕОХИМИИ И КРИСТАЛЛОХИМИИ
РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ

549:552.3

МИНЕРАЛОГИЯ
ЩЕЛОЧНЫХ МАССИВОВ
И ИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

1094



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

Москва 1974



ПРЕДИСЛОВИЕ

Щелочные нефелинсодержащие массивы, отличающиеся огромным разнообразием минерализации, издавна привлекают пристальное внимание минералогов (В. Бреггер, Г. Флинк, А.Е. Ферсман и др.). В этих массивах находятся крупнейшие месторождения фосфора, алюминия, ниобия, тантала, циркония, редких земель, а также слюдяного, керамического и других видов сырья (Хибины, Ковдор, Кия-Шальтърь, Ока, Араша и др.). Именно указанные типы месторождений обычно играют ведущую роль в балансе соответствующих полезных ископаемых.

Щелочная тематика является традиционной для плана работ ИМГРЭ, первый коллектив которого был создан К.А. Власовым для изучения щелочных массивов Кольского полуострова.

Авторы работы уже более 20 лет занимаются изучением минералогии основных типов щелочных массивов и их месторождений на территории СССР (Кольский полуостров, Урал, Средняя Азия, Тува), а также ряда зарубежных стран (Канада, Гренландия, Индия). Авторами (Семенов, 1969, 1972; Еськова и др., 1964; Капустин, 1971, 1973; Хомяков Семенов, 1970) опубликованы монографии по минералогии отдельных массивов (Ловозеро, Вишневые горы, Илиммаусак) и различных типов месторождений (карбонатитов, гидротермалитов). Ими открыто и описано около 50 новых минералов, преимущественно редкометалльных. Выделены и минералогически изучены новые генетические типы редкометалльной минерализации (чкаловитовой, пандайтовой, бастнезитовой и др.). Обширные исследования щелочных массивов проведены и другими минералогами ИМГРЭ, ИГЕМ, ЛГУ, ИМР, геологических институтов Таджикистана, Казахстана, Кольского полуострова, Бурятии и других регионов Союза, а также зарубежных стран (Канада, Дания, Индия, США и др.).

Возникает явная необходимость обобщения имеющихся обширных материалов по минералогии щелочных массивов. Настоящая работа и является первой попыткой такого рода.

Из общего числа более 1000 известных щелочных массивов авторами выбрано для описания 100-наиболее типичных, крупных, имеющих практический и научный интерес. Авторы посетили и приняли участие в изучении большей части этих массивов. Другой группой сотрудников ИМГРЭ под руководством Л.С. Бородина параллельно проводится работа по обобщению геологических и петрографических материалов по щелочным массивам. Поэтому в данной работе авторы этих вопросов касались лишь в минимальной степени. За помощь в работе авторы признательны А.Ф. Ефимову и Р.П. Тихоненковой.

Авторы: Е.И. Семенов, Е.М. Еськова, Ю.Л. Капустин,
А.П. Хомяков. Минералогия щелочных массивов и их месторождений. М., изд-во "Наука", 1974.

В работе обобщается опыт изучения минералогии щелочных массивов. Приводится минералогическая характеристика важнейших щелочных массивов, мира. Рассматриваются важнейшие типы щелочных пород и связанные с ними месторождения.

Табл. 49. Рис. 57. Библ. 367 назв.

Ответственный редактор
Е.И. СЕМЕНОВ

МИНЕРАЛОГИЯ ЩЕЛОЧНЫХ МАССИВОВ И ИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Утверждено к печати Институтом минералогии, геохимии
и кристаллохимии редких элементов

Редактор А.Ф. Ефимов. Переплет художника Л.А. Грибова
Художественный редактор С.Г. Литвак. Технический редактор Е.К. Полукарова

Подписано к печати 17/У11-1974 г. Т-08166. Усл. печ. л. 21,7 + Вкл. 1,05
Уч.-изд. л. 24,74. Формат 70 x 108 1/16. Бумага офсетная № 1. Тираж 650 экз.
Тип. зак. 1128. Цена 2 р. 47 к.

Книга издана офсетным способом

Издательство "Наука", 103717 ГСП, Москва, К-62, Подсосенский пер., 21
1-я типография издательства "Наука", 199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12

Увильды
Ильмены
Бердяуш
Москаль

Красноярский край

Фадью-Куда
Томтор
Богдо
Гули
Одихинча
Кутда
Ессей
Чангит
Романиха
Маган
Нойба
Кия
Бобровка
Татарка
Чадобец

Тувинская АССР

Катун
Кадырос
Дугду
Чавач
Коргередаба
Улаң-Эрге
Пичехоль
Харлы
Баян-Кол
Дахунур
Хунчол
Чик
Сольбердер
Кара-Адыр
Тоскуль
Арукты

Кемеровская область

Кия-Шалтырь
Дедова Гора
Пестрая Гора
Патын
Горячая Гора
Берикуль
Буланкуль
Кульгайга
Тулуюль
Семеновский
Ударнинский
Кургусуль
Матыр
Кобарзинский
Каратаг
Тырданов

Восточная Сибирь
(Иркутская,
Читинская области)

Ботогол
Сайбар
Пезо
Крыжинский
Большая Тагна
Нижнесаянский
Верхнесаянский
Китой
Тажеран
Боргой
Белоозерский
Енхор
Ичат
Харасун
Акит
Гоуджекит
Гилиндра
Бурпала
Сынныр
Якша
Даокша
Манюкан
Кулинда
Хороб
Большой и Малый Кон-
кудер
Верхний и Нижний Бу-
рульзай
Мурун
Сакун
Джелинда
Ничат
Бамбуй
Окуневский
Тучинский
Комский
Зимовьеченский
Мурурин
Имангра
Сайжа
Гулхен
Сайжеккон
Амалат
Ципа
Капылюш
Чина

Якутская АССР

Ыллымах
Инагли
Кондер
Ингили
Горное озеро
Арбарастах

Томмот
Якокут
Стрелка
Мрачный
Дефективный
Рябиновый
Поворотный
Воин

Магаданская область

Дежневский

Приморский край

Пога
Кокшаровский

УКРАИНСКАЯ ССР

Мариупольский
Покрово-Киреевский
Мало-Терсянский

АРМЯНСКАЯ ССР

Памбак
Мегри

КАЗАХСКАЯ ССР

Борсуксай
Карасыр
Ишим
Баян-Аул
Кши-Орда
Красномайский
Карсакпай

УЗБЕКСКАЯ ССР

Тозбулак

КИРГИЗСКАЯ ССР

Ирису
Каинды
Сандык
Кзыл-Омпул
Джилису
Ходжа-Ачкан
Матча
Кульп
Утрен
Райгородский
Зардалек
Урусай
Чекинды
Суртеке
Кайчи
Чонашу

Раздел первый

ЩЕЛОЧНЫЕ МАССИВЫ И ИХ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

ВВЕДЕНИЕ

Более тысячи известных в мире щелочных, нефелинсодержащих массивов сосредоточены в 36 главных регионах (фиг. 1, 2):

Приазовский (характерный массив Мариупольский N 38),
Армянский (Тежсар 27),
Уральский (Вишневые горы 39),
Северо-Казахстанский (Ишим 28),
Восточно-Казахстанский (Кши-Орда),
Таласский (Ирису 31),
Туркестанский (Ходжа-Ачкан 43),
Таймырский (Фадью-Куда 14),
Котуйский (Гули 67),
Анабарский (Томтор 15),
Енисейский (Татарка 11),
Кузнецкий (Кия-Шалтырь 55),
Сангиленский (Пичехоль 47),
Восточно-Саянский (Тагна 73),
Северо-Байкальский (Сынныр 35),
Витимский (Сайжа 57),
Чарский (Мурун 34),
Центрально-Алданский (Инагли 33),

Восточно-Алданский (Арбарастах 74),
Приморский (Пога 18),
Северо-Корейский (Сонрасан),
Гатский (Сивамалаи 48),
Хубсугольский (Доотхемгол),
Мадагаскарский (Нозикомба),
Восточно-Африканский (Мбейя 78),
Южно-Африканский (Палабора 77),
Восточно-Бразильский (Поко-да-Калдас 21),
Миссисипский (Магнет Ков 90),
Колорадский (Айрон Хилл 91),
Гренвилльский (Ока 92),
Монтериджийский (Сент-Илер 2),
Гардарский (Илимаусак 1),
Восточно-Гренландский (Вернер 24),
Центрально-Европейский (Кайзерштуль 96),
Скандинавский (Фен 95),
Финно-Кольский (Хибины 5);

Перечислим (по территориальному принципу) известные в настоящее время щелочные массивы СССР и зарубежных стран.

СССР

РСФСР

Мурманская область и Карельская АССР

Хибины
Ловозеро
Соустовский
Курга
Сахарйок
Гремяха-Вырмес
Контозеро
Себляярв

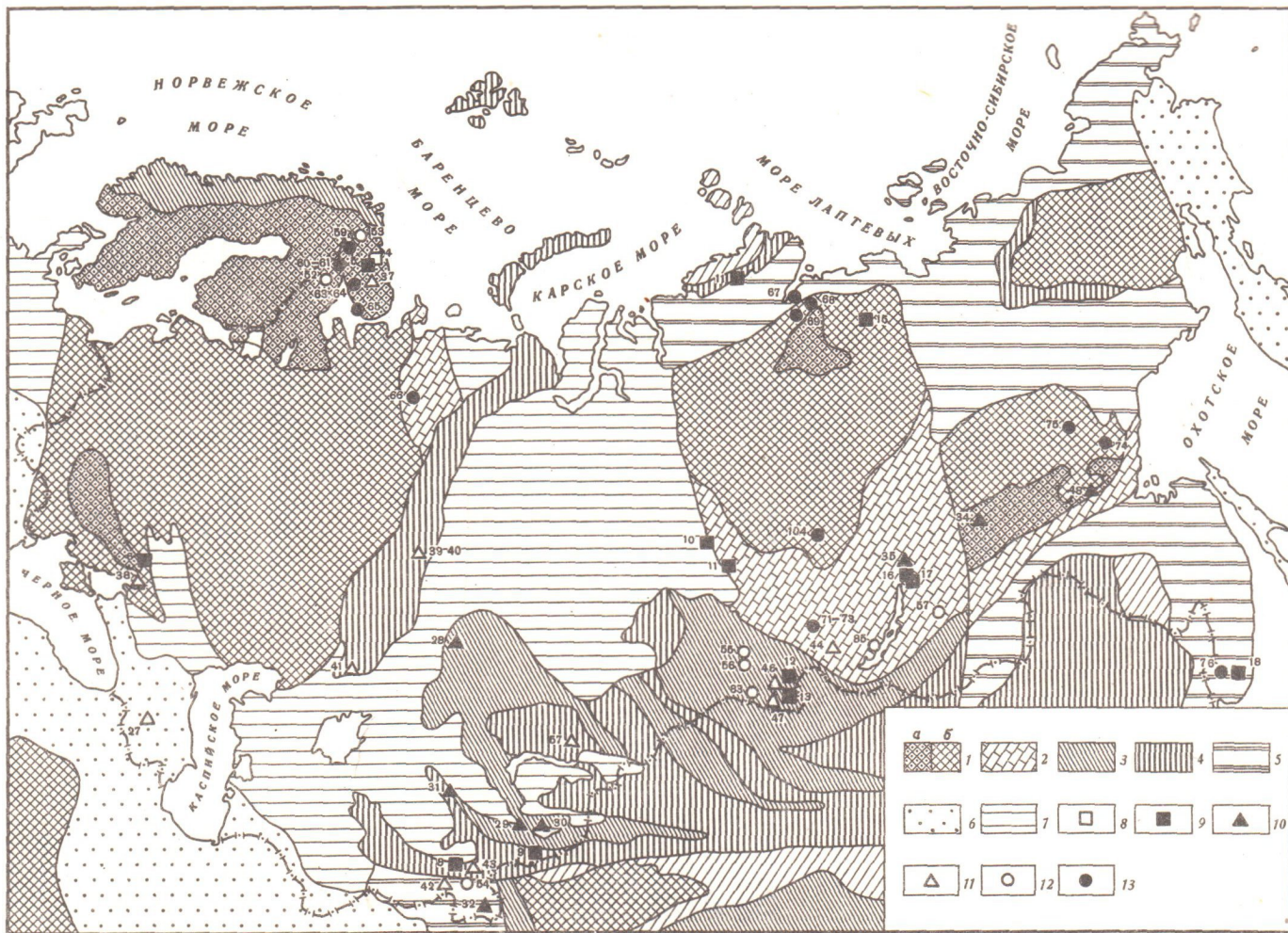
Песочный
Салмагорский
Лесная Варака
Озерная Варака
Африканда
Ковдор
Турий мыс
Вуориярви
Салланлатва
Елеть-озеро
Ковдозеро

Архангельская область

Румяничный
Косью
Урал (Свердловская
и Челябинская области)
Кушва
Березовский
Нязепетровский
Вишневые горы
Сугомак

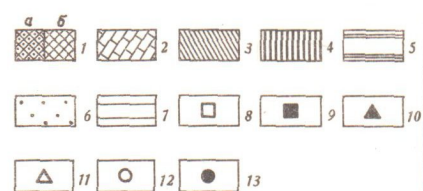
Фиг.1. Характерные щелочные массивы мира

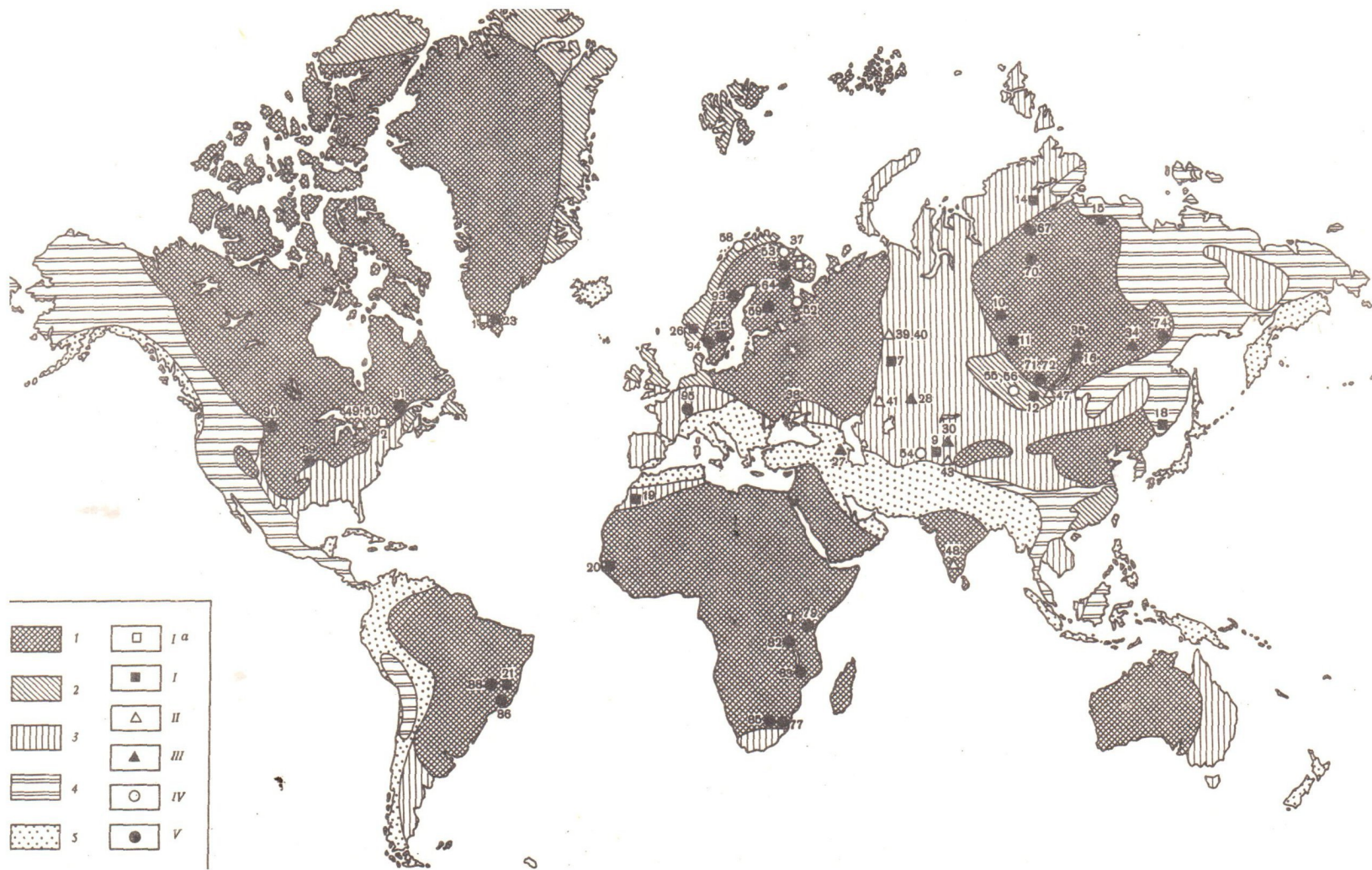
1 - древние платформы. Области складчатости: 2 - каледониды, 3 - герциниды, 4 - мезозойды, 5 - альпиды; 1а-V - группы щелочных массивов



Фиг.2. Щелочные массивы СССР

1а - шиты, 1б - платформы. Области складчатости: 2 - байкалиды, 3 - каледониды, 4 - герциниды, 5 - мезозойды, 6 - альпиды, 7 - области погруженного палеозойского фундамента; 8-13 - группы щелочных массивов (1а-V)





ТАДЖИКСКАЯ ССР

Дара-Пиоз
Турли

Тутек-Девонасу
Рохшиф
Тагобы-Сабах
Шахи-Сафет

Сары-Джилга
Дун-Кельдык
Аксай
Акбасай

ЕВРОПА

Норвегия
Лангезундфиорд
Стьерней
Фен
Финляндия
Иивара
Сокли
Силиньярви

Швеция
Норра Черр
Сарна
Ально
Альмунге
Великобритания
Лох Боролан
Португалия
Мончике

Франция
Фигу
Пузак
ФРГ
Кайзерштуль
Чехословакия
Чиста
Румыния
Дитро

АЗИЯ

Турция
Баймдир
Армутлу
Цукуркой
Афганистан
Саресан
Индия
Кишингар
Джавхар
Амба Донгар
Гирнар

Каралут
Хаммель
Сивамалаи
Коратти
Пиккили
МНР
Доотхемгол
Недоступный
Уджига
Буринманхан
Каскангол

Яматуин
Лугингол
КНР
Саймачи
Линсиен
КНДР
Фукушинзан
Сонрасан
Килчжу
Индонезия
Марос

АВСТРАЛИЯ

Минамура
Фицрой

Новая Зеландия
Данидин

АФРИКА

Марокко
Тамазерт
Гвинейская Рес-
публика
Лос
Канарские острова
(Испания)
Тенериф
Гана
Кпонг
Сьерра Леоне
Махо
Мавритания
Хасиэль Фогра
Ангола
Киита
Эссале
Чианге
Чивирра
Кикулонго

Намибия
Мессум
Калкфелд
Гранитберг
Свартбуисдриф
Окорусу
Ондуракоруме
ЮАР
Пилансберг
Лифонтен
Спицкоп
Лулекоп
Гленовер
Нуитгедахт
Рудеплат
Саутпен
Мозамбик
Лупата
Муамбе

Малагасийская
Республика
Нози Комба
Исиндро
Южная Родезия
Дорова
Шава
Чизанья
Марангудзи
Замбия
Солвези
Малави
Иломба
Лулве
Вишиа
Чилва
Тундулу
Нкалонье
Канганкунде
Касунгу

Маломбе
Монголове
Намангали
Заир
Кирумба
Конголо
Луэш
Бингу
Ньярагонго
Бурунди
Катара
Танзания
Сонгве

Мбейя
Мбози
Рунгве
Олдоиньо-Ленгаи
Форт Портал
Кения
Рангве
Рури
Джомбо
Мрима
Тиндерет
Уганда
Сукулу

Тороро
Букузу
Секулулу
Будеда
Эфиопия
Адуа
Сомали
Даркнел
АРЕ
Джебель Абу Хруг
Ливия
Джебель Аркену

СЕВЕРНАЯ АМЕРИКА

Западная Гренландия
Илимаусак
Тугтуток
Игалико
Клоккен
Гронедаль
Кагсиарсук
Восточная Гренландия
Кангердлугсуак
Трейл
Канада
Блю Маунтин
Халибертон-Бенкрофт
Монтигл
Келендер Бей
Френч Ривер

Порт Колдвел
Прери Лейк
Манито
Отто
Немегос
Немегосенда
Лакнер Лейк
Хорман Лейк
Сторджен Лейк
Сиу Лукаут
Нубах Лейк
Сибрук Лейк
Сил Лейк
Сент-Илер
Кипава
Сент Оноре
Маунт Ройял
Бром
Ока

Кастиньон Лейк
Лабел
Гуэн
Альбанел
Айс Ривер
Кругер
Каминак
США
Магнет Ков
Панаминт
Лихтфилд
Бемервил
Тейбл Маунтин
Айрон Хилл
Джем парк
Рокибой
Мексика
Лакуэва
Сан Карлос

ЮЖНАЯ АМЕРИКА

Бразилия
Пао де Асукар
Поко де Калдас
Итатийа
Араша
Тапира

Итапирапуа
Тингва
Анитаполис
Бой
Якупиранга
Серроте

Перу
Маскусани
Боливия
Церро Сапо
Парагвай
Чако Бореаль
Мбокайати

АНТАРКТИДА

Королева Мод

Нефелинсодержащие породы обычно делятся на: 1) микроклиновые (нефелиновые сиениты); 2) плагиоклазовые (тералиты) и 3) бесполовошпатовые пироксеновые (ийолиты). Характер парагенетических ассоциаций щелочных пород во многом определяется составом их меланократовых минералов: пироксенов, амфиболов, слюд. При типизации нефелиновых сиенитов за основу нами принят состав этих минералов, отражающих состав большинства других ассоциирующих минералов. Так, с эгирином (NaFe^{3+}) ассоциируют рибекит, эвдиалит; с биотитом и псевдолейцитом (К) - вадеит, тинаксит, а с авгитом и гастингситом (CaAlFe^{2+}) биотит, плагиоклаз, магнетит, циркон.

Нефелинсодержащие породы щелочных массивов делятся нами на 5 групп, причем первые три относятся к нефелиновым сиенитам.

1. Эгириновые нефелиновые сиениты (фойяиты).
2. Биотитовые лейцит-нефелиновые сиениты (сынньриты).
3. Биотит-гастингситовые нефелиновые сиениты (миаскиты).
4. Авгитовые тералиты (альбазиты-щелочные основные породы).
5. Диопсидовые ийолиты (альгилербазиты - щелочные ультраосновные породы).

Особую подгруппу (а) в первой группе образуют нефелиновые сиениты (лу-явриты, науяиты), резко обогащенные эгирином, гакманитом, эвдиалитом и другими минералами щелочных, летучих и редкометалльных компонентов. Эти породы обычно называются аглаитовыми (Ussing, 1912).

Щелочные массивы мы делим на те же 5 групп, придавая особое значение (при достаточной степени развития) нефелиновым породам максимальной аглаитовости и щелочности.

Интрузивные нефелинсодержащие породы имеют многочисленные названия. (в скобках указаны главные минералы пород по сводкам Джохансена, Ф.Ю. Левинсона-Лессинга)

Альгарвит (биотит, диопсид)	Монреалит (пироксен, оливин)
Ампасименит (авгит, роговая обманка)	Науяит (содалит, микроклин)
Ассинтит (ортоклаз, авгит, сфен)	Нозикомбит (ортоклаз, баркевикит)
Бекинкинит (баркевикит, оливин)	Норсьоит (канкринит, пироксен)
Бороланит (содалит, ортоклаз)	Ордозит (микроклин, эгирин)
Бузорит (микроклин, канкринит)	Пьенарит (ортоклаз, эгирин)
Гедрумит (ортоклаз, авгит)	Пуласкит (авгит, ортоклаз)
Греннаит (микроклин, эгирин, каттаплеит)	Рагладдит (корунд)
Гудерит (альбит)	Рисчоррит (ортоклаз, лепидомелан)
Дельдорадит (ортоклаз, канкринит)	Ронгстокит (плагиоклаз, авгит)
Дитроит (микроклин)	Сайбарит (микроклин, роговая обманка)
Дунганонит (плагиоклаз, корунд)	Сандыит (микроклин, гастингсит)
Ийолит (пироксен)	Сынньрит (псевдолейцит, ортоклаз)
Итсиндрит (микроклин, эгирин)	Тавит (содалит)
Каксторпит (микроклин, экерманит, пектолит)	Сернаит (ортоклаз, авгит, канкринит)
Канадит (плагиоклаз, биотит)	Тералит (плагиоклаз)
Ковдорит (мелилит, оливин)	Тефрит (плагиоклаз)
Конгрессит (биотит)	Торигилит (альбит, эгирин)
Ковит (ортоклаз, авгит, гастингсит)	Тувит (кальцит)
Крегмонтит (корунд)	Турьяит (мелилит)
Какортокит (микроклин, эвдиалит, арфведсонит)	Уртит
Лакарпит (микроклин, эгирин)	Фазинит (авгит)
Лаурдалит (микроклин, лепидомелан, оливин)	Фойяит (микроклин)
Ледморит (ортоклаз, авгит, меланит)	Хеймит (микроклин, баркевикит)
Лихтфилдит (альбит, лепидомелан)	Хибинит (микроклин, арфведсонит)
Луяврит (микроклин, эгирин)	Хилерит (содалит)
Малиньит (микроклин, пироксен)	Хузбеит (плагиоклаз)
Мариуполит (альбит, эгирин)	Хусебьюит (ортоклаз, плагиоклаз)
Мельтейгит (пироксен)	Шонкинит (ортоклаз, авгит)
Миаскит (микроклин, биотит)	Шорит (микроклин, анальцим, биотит)
Монмутит (гастингсит)	Эсексит (плагиоклаз)
	Ювит (ортоклаз, эгирин)
	Якупирангит (пироксен)

В табл. 1 приведен полный список минералов, встреченных в щелочных массивах. Знаком + в графах 4 и 5 отмечены минералы, обнаруженные в более чем трех массивах в скоплениях более 10 г.

Таблица 1

Минералы щелочных массивов

Минерал*	Формула	Характерные массивы и их группы	Частота встречаемости	Масштаб
1	2	3	4	5
<u>Самородные</u>				
Медь	Cu	Хибины, 1	-	-
Серебро	Ag	Илимаусак, 1	-	-
Золото	Au	Палабора, 5	+	-
Платина	Pt	Инагли, 2, Ковдор, 5	-	-
Графит	C	Ботогол, 3	+	+
Муассанит	SiC	Арбарастах, 5	-	-
<u>Сульфиды</u>				
Аргентит	Ag ₂ S	Илимаусак, 1	-	-
Халькозин	Cu ₂ S	"	+	-
Купростибит	Cu ₂ Sb	"	-	-
Халькоталлит	Cu ₃ TlSr ₂	"	-	+
Маухерит	Ni ₄ As ₃	"	-	-
Реальгар	AsS	Ишим, 2	-	-
Сфалерит	ZnS	Илимаусак, 1; Саян, 5	+	+
Халькопирит	CuFeS ₂	"	+	+
Станнин	Cu ₂ FeSb ₃ S ₄	"	-	-
Кубанит	CuFe ₂ S ₃	Хибины, 1	-	-
Пирротин	FeS	"	+	+
Пентландит	(Fe, Ni) ₉ S ₈	Вуориярви, 5	-	-
Борнит	Cu ₅ FeS ₄	Палабора, 5	+	+
Никелин	NiAs	"	+	+
Брейтгауптит	NiSb	Илимаусак, 1	-	-
Мишлерит	NiS	"	-	-
Гетраэдрит	Cu ₃ SbS ₄	Вуориярви, 5	-	-
Теннантит	Cu ₃ AsS ₄	"	-	-
Ковеллин	CuS	Коргередаба, 1	-	-
Кишоварь	HgS	Вишневые Горы, 3	-	-
Сульванит	Cu ₃ VS ₄	Памбак, 2	+	-
Галенит	PbS	Алдан, 2	-	-
		Ловозеро 1, Саян, 5	+	+
Козалит	Pb ₂ Bi ₂ S ₅	Вишневые Горы, 3	-	-
Бурнонит	PbCuSbS ₃	Вуориярви, 5	-	-
Джемсонит	Pb ₄ FeSb ₆ S ₁₄	"	-	-
Буланжерит	Pb ₂ Sb ₂ S ₅	"	-	-
Виоларит	FeNi ₂ S ₄	Палабора, 5	-	-
Полибазит	Ag ₁₆ Sb ₂ S ₁₁	Илимаусак, 1	-	-
Пирит	FeS ₂	Турий мыс, 5	+	+
Мельниковит	Fe ₃ S ₄	"	-	+
Марказит	FeS ₂	"	+	+
Леллингит	FeAs ₂	Илимаусак, 1	+	-
Сафлорит	CoAs ₂	Коргередаба, 1	+	+
Раммельсбергит	NiAs ₂	Хибины, 1	-	-
Арсенопирит	FeAsS	Ишим, 2	-	-
Гудмундтит	FeSbS	Илимаусак, 1	-	-
Молибденит	MoS ₂	Хибины, 1	+	+
Шмальтит	CoAs ₃	Коргередаба, 1	-	+
Хлоантит	NiAs ₃	"	-	+

* Скобками объединены изоструктурные минералы.

Таблица 1 (продолжение)

1	2	3	4	5
Валерит	$Mg(OH)_2 \cdot FeCuS_2$	Палабора, 5	-	-
Джерфишерит	$K_3Cu_3Fe_{11}S_{14}$	Хибины, 1	-	-
Расвумит	$K_3Fe_9S_{14}$	"	-	-
<u>Галоиды</u>				
Виллиомит	NaF	Лос, 1	+	+
Флюорит	CaF ₂	Сахариок, 3 Тагна, 5	+	+
Нейборит	NaMgF ₃	Москаль, 1	-	+
Криолит	Na ₃ AlF ₆	Ловозеро, 1	-	-
Галит	NaCl	"	-	-
<u>Окислы</u>				
Тенорит	CuO	Хибины, 1	+	-
Магнетит	FeFe ₂ O ₄	Елеть-озеро, 4	+	+
Магнезиоферрит	MgFe ₂ O ₄	Ковдор, 5	+	+
Шпинель	MgAl ₂ O ₄	Сайжа, 4 Бенкрофт, 3	-	+
Герцинит	FeAl ₂ O ₄	Сивамалаи, 3	+	+
Якобсит	MnFe ₂ O ₄	Ловозеро, 1	-	-
Франклинит	ZnFe ₂ O ₄	"	-	-
Ульвошпинель	(Mg, Fe) ₂ TiO ₄	Хибины, 1	+	+
Хромит	(Mg, Fe)(Cr, Al) ₂ O ₄	Африканда, 5	-	-
Хризоберилл	Al ₂ BeO ₄	Гули, 5	+	+
Арсенолит	As ₂ O ₃	Мегри, 3	-	-
Авиценнит	Tl ₂ O ₃	Коргередаба, 1	-	-
Корунд	Al ₂ O ₃	Илимаусак, 1	-	-
Гематит	Fe ₂ O ₃	Бенкрофт, 3 Илимаусак, 1; Фен, 5	+	+
Ильменит	FeTiO ₃	Хибины, 1; Гремяха, 4	+	+
Пирофанит	MnTiO ₃	Ловозеро, 1	-	+
Перовскит	CaTiO ₃	Африканда, 5	+	+
Дизаналит	(Ca, Ce)(Ti, Nb)O ₃	"	+	+
Латрапит	Ca(Fe, Nb)O ₃	Ока, 5	-	+
Луэшит	NaNbO ₃	Илимаусак, 1 Луэш, 5	+	+
Лопарит	NaCeTi ₂ O ₆	Ловозеро, 1	+	+
Стронций-лопарит	(NaCa ₂ Sr ₄ Ce)Ti ₈ O ₂₄	Сынныр, 2	-	-
Иринит	Na(Ce, Th)Ti ₂ O ₆	Хибины, 1	-	-
Пирохлор	NaCaNb ₂ O ₆ F	Ока, 5	+	+
Пандаит	NaBaNb ₂ O ₆ F	Араша, 5	+	+
Бетафит	CaUNbTiO ₇	Вишневые Горы, 3	+	+
Полимигнит	CaZrTi ₂ O ₇	Лангезундфиорд, 1	-	-
Циркелит	CaZrTi ₂ O ₇	Африканда, 5	+	+
Кальциртит	Ca ₂ Zr ₂ Ti ₂ O ₁₆	Гули, 5	+	+
Фройденбергит	Na ₂ Fe ₂ Ti ₇ O ₁₈	Катценбукель, 3	-	-
Ландауит	(Zn, Mn)Ti ₃ O ₇	Бурпала, 1	-	-
Рутил	TiO ₂	Ильмены, 3	+	+
Ильменорутил	(Ti, Nb, Fe)O ₂	"	+	+
Пиролозит	MnO ₂	Ловозеро, 1	+	+
Криптомелан	K ₂ Mn ² Mn ⁴ O ₁₆	"	+	+
Голландит	BaMn ² Mn ⁴ O ₁₆	"	+	+
Коронадит	PbMn ² Mn ⁴ O ₁₆	"	+	+
Прайдерит	(K, Ba)(Ti, Fe, Mn) ₇ O ₁₆	Салланлатва, 5	-	-
Браунит	Mn ² Mn ⁴ SiO ₁₂	Кимберлей, 2	-	+
Анагаз	TiO ₂	Вишневые Горы, 3	-	-
Брукит	TiO ₂	Ловозеро, 1	+	+
Колумбит	FeNb ₂ O ₆	" Татарка, 1	+	+

Таблица 1 (продолжение)

1	2	3	4	5
Ферсмит	CaNb_2O_6	Вишневые Горы, 3	+	+
Эвксенит	YNbTiO_6	"	-	-
Эшинит	CeNbTiO_6	Вишневые Горы, 3	+	+
Смирновскит	ThTi_2O_6	Туркестан, 3	-	-
Браннерит	UTi_2O_6	"	-	-
Фергюссонит	YNbO_4	Хибины, 1;	-	-
Церианит	CeO_2	Кия, 1	-	-
Торианит	ThO_2	Гули, 5	+	+
Уранинит	UO_2	Коргередаба, 1;	+	-
		Сибирь, 2		
Бадделейт	ZrO_2	Поко де Калдас, 1;	+	+
		Ковдор, 5		
Кварц	SiO_2	Илимаусак, 1	+	+
Кристаллит	SiO_2	Ловозеро, 1	-	-
Брусит	$\text{Mg}(\text{OH})_2$	Сайжа, 4	+	+
Гидроталькит	$\text{Mg}_6\text{Al}_2\text{CO}_3(\text{OH})_{16} \cdot 4\text{H}_2\text{O}$	Ковдор, 5	+	+
Гидраргиллит	$\text{Al}(\text{OH})_3$	Вишневые Горы, 3	+	+
Бемит	AlOOH	"	+	+
Диаспор	HAlO_2	"	+	+
Гетит	HFeO_2	"	+	+
Опал	$\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$	Ловозеро, 1	+	+
Тодорокит	$\text{CaMnMn}_5\text{O}_{12} \cdot 3\text{H}_2\text{O}$	"	+	+
Бернесит	$\text{MnO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$	"	-	-
Таканелит	$\text{MnMn}_4\text{O}_9 \cdot \text{H}_2\text{O}$	"	-	+
Кафетит	$\text{CaFe}_2\text{Ti}_4\text{O}_{12} \cdot 4\text{H}_2\text{O}$	Африканда, 5	-	-
Кассит	$\text{CaTi}_2\text{O}_5 \cdot \text{H}_2\text{O}$	"	-	-
Белянкинит	$\text{CaTi}_6\text{O}_{13} \cdot 12\text{H}_2\text{O}$	Ловозеро, 1	-	+
Герасимовскит	$\text{Nb}_2\text{Ti}_2\text{O}_9 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$	"	-	+
Фурмарьерит	$\text{Pb}(\text{UO}_2)_4(\text{OH})_{10} \cdot 2\text{H}_2\text{O}$	Коргередаба, 1	-	-
Янтинит	$(\text{UO}_2)(\text{OH})_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$	"	-	-
<u>Бораты</u>				
Иохачидолиит	$\text{NaCaAl}_2\text{B}_2\text{O}_5\text{F}_2(\text{OH})_2$	Ивасе, 3	-	-
Гамбергит	$\text{Be}_2\text{BO}_3\text{F}$	Лангезундфиорд, 1	-	-
Людвигит	Fe_2FeBO_5	Зардалек, 3;	-	-
		Тажеран, 4		
Азопроит	$\text{Mg}_9\text{Fe}_2\text{TiB}_4\text{O}_{20}$	"	-	-
Норденшельдит	CaSnB_2O_6	Лангезундфиорд, 1	-	-
Флюоборит	$\text{Mg}_3\text{BO}_3\text{F}_3$	Зардалек, 3	-	-
Ашарит	MgHBO_3	"	-	-
<u>Карбонаты</u>				
Кальцит	CaCO_3	Вишневые Горы, 3;	+	+
		Ковдор, 5		
Магнезит	MgCO_3	Лесной, 5	+	-
Смитсонит	ZnCO_3	Ловозеро, 1	+	-
Сидерит	FeCO_3	Салланлатва, 5	+	+
Родохрозит	MnCO_3	"	+	+
Доломит	$\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$	Вуориярви, 5	+	+
Анкерит	$\text{CaFe}(\text{CO}_3)_2$	"	+	+
Норсетит	$\text{BaMg}(\text{CO}_3)_2$	"	-	-
Бенстонит	$\text{BaCa}(\text{CO}_3)_2$	Магнет Ков, 5	-	+
Арагонит	CaCO_3	Вуориярви, 5	+	+
Стронцианит	SrCO_3	"	+	+
Церуссит	PbCO_3	Ловозеро, 1	+	+
Альстонит	$\text{BaCa}(\text{CO}_3)_2$	Вуориярви, 5	-	-
Баритокальцит	$\text{BaCa}(\text{CO}_3)_2$	"	-	+
Давсонит	$\text{NaAl}(\text{CO}_3)(\text{OH})_2$	Монреаль, 4	+	+
Азурит	$\text{Cu}_3(\text{CO}_3)_2(\text{OH})_2$	Палабора, 5	+	-

Таблица 1 (продолжение)

1	2	3	4	5
Малахит	$\text{Cu}_2\text{CO}_3(\text{OH})_2$	"	+	-
Бербанкит	$\text{Na}_3\text{CeSr}(\text{CO}_3)_5$	Ловозеро, 1; Вуориярви, 5	+	+
Карбоцернаит	$(\text{Ca}, \text{Sr}, \text{Ce}, \text{Na})\text{CO}_3$	"	+	+
Бастнезит	CeFCO_3	Илимаусак, 1; Вишневые Горы, 3	+	+
Паризит	$\text{CaCe}_2(\text{CO}_3)_3\text{F}_2$	Нарсарсук, 1	+	+
Рентгенит	$\text{Ca}_3\text{Ce}_3(\text{CO}_3)_5\text{F}_3$	"	-	-
Синхизит	$\text{CaCe}(\text{CO}_3)_2$	"	-	-
Кордилит	$\text{BaCe}_2(\text{CO}_3)_3\text{F}_2$	"	-	-
Хуанхит	$\text{BaCe}(\text{CO}_3)_2\text{F}$	Арбарастах, 5	-	+
Анкилит	$\text{SrCe}(\text{CO}_3)_2(\text{OH}) \cdot \text{H}_2\text{O}$	Ловозеро, 1; Вуориярви, 5	+	+
Лантанит	$\text{Ce}_2(\text{CO}_3)_3 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$	"	+	-
Велоганит	$\text{Na}_2\text{Sr}_5\text{Zr}_2(\text{CO}_3)_{10} \cdot 4\text{H}_2\text{O}$	Монреаль, 4	-	-
На-ферчайлдит	$\text{Na}_2\text{Ca}(\text{CO}_3)_2$	Вуориярви, 5	-	-
Термонаит	$\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$	Хибины, 1	+	+
Сода	$\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$	"	+	+
Трона	$\text{Na}_3\text{H}(\text{CO}_3)_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$	"	+	+
<u>Фосфаты</u>				
Монацит	CePO_4	Илимаусак, 1	+	+
Рабдофанит	$\text{CePO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$	"	+	+
Брокит	$\text{CaTh}(\text{PO}_4)_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$	Ловозеро, 1	-	-
Изокит	CaMgPO_4F	Нкубва, 5	-	-
Рокбриджит	$\text{Fe}_2\text{Fe}(\text{PO}_4)_3(\text{OH})_5$	Согно, 5	-	+
Штренгит	$\text{FePO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$	"	-	+
Какоксенит	$\text{Fe}_2(\text{PO}_4)_3(\text{OH})_3 \cdot 12\text{H}_2\text{O}$	"	-	+
Вардит	$\text{NaAl}_3(\text{PO}_4)_2(\text{OH})_4$	"	-	-
Крандалит	$\text{HCaAl}_3(\text{PO}_4)_2(\text{OH})_6$	Кия, 1	-	+
Гойяцит	$\text{HSrAl}_3(\text{PO}_4)_2(\text{OH})_6$	Саян, 5	+	+
Флоренсит	$\text{CeAl}_3(\text{PO}_4)_2(\text{OH})_6$	"	+	-
Горсейксит	$\text{HBaAl}_3(\text{PO}_4)_2(\text{OH})_6$	Ловозеро, 1	-	-
Апатит	$\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3\text{F}$	Мрима, 5; Ковдор, 5; Хибины, 1	+	+
Шаффелит	$\text{Ca}_5(\text{P}, \text{C})\text{O}_4$	"	+	+
Беловит	$\text{NaCeCa}_3(\text{PO}_4)_3\text{F}$	Ловозеро, 1	-	+
Стронцийапатит	$\text{Ca}_2\text{Sr}_3(\text{PO}_4)_3\text{F}$	Инагли, 2	-	+
Пироморфит	$\text{Pb}_5(\text{PO}_4)_3(\text{OH})$	Ловозеро, 1	-	+
Натрофосфат	$\text{Na}_6\text{H}(\text{PO}_4)_2\text{F} \cdot 17\text{H}_2\text{O}$	Хибины, 1	-	-
Отунит	$\text{Ca}(\text{UO}_2)_2(\text{PO}_4)_2 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$	Вуориярви, 5	-	-
Конинкит	$\text{FePO}_4 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$	"	-	-
Вивианит	$\text{Fe}_3(\text{PO}_4)_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$	Ковдор, 5	-	+
Коллинсит	$\text{Ca}_2\text{Mg}(\text{PO}_4)_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$	"	-	-
Бобьерит	$\text{Mg}_3(\text{PO}_4)_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$	"	-	-
Эритрин	$\text{Co}_3(\text{AsO}_4)_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$	Коргередаба, 1	-	-
Аннабергит	$\text{Ni}_3(\text{AsO}_4)_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$	"	+	+
<u>Сульфаты</u>				
Целестин	SrSO_4	Вуориярви, 5	+	+
Ангидрит	CaSO_4	"	-	-
Барит	BaSO_4	Салланлатва, 5	+	+
Англезит	PbSO_4	Ловозеро, 1	-	-
Ярозит	$\text{KFe}_3(\text{SO}_4)_2(\text{OH})_6$	"	+	+
Когаркит	$\text{Na}_2\text{SO}_4\text{F}$	"	-	-
Мелантерит	$\text{FeSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$	Хибины, 1	+	-
Гипс	$\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$	"	+	+
Сидеротил	$\text{FeSO}_4 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$	Ковдор, 5	-	-

Таблица 1 (продолжение)

1	2	3	4	5
Халькантит	$\text{CuSO}_4 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$	"	-	-
Галотрихит	$\text{FeAl}_2(\text{SO}_4)_4 \cdot 22\text{H}_2\text{O}$	Вишневые Горы, 3	-	-
Циркосульфат	$\text{Zr}(\text{SO}_4)_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$	Коргередаба, 1	-	-
Вольфрамит	$(\text{Fe}, \text{Mn})\text{WO}_4$	Ловозеро, 1	-	-
Повеллит	CaMoO_4	Вишневые Горы, 3	-	-
Ферримолибдит	$\text{Fe}_2(\text{MoO}_4)_3 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$	Хибины, 1	-	-

Силикаты

а) ниобия и титана

Сфен	CaTiSiO_5	Хибины, 1; Ильмены, 3	+	+
Ферсманит	$\text{Ca}_5\text{Na}_3\text{Ti}_3\text{NbSi}_4\text{O}_{22}\text{F}_2$	Хибины, 1	-	+
Ломоносовит	$\text{Na}_9\text{Ti}_4\text{Si}_4\text{P}_2\text{O}_{25}\text{F}$	Ловозеро, 1	-	+
Вуоннемит	$\text{Na}_{11}\text{TiNb}_2\text{Si}_4\text{P}_2\text{O}_{25}\text{F}$	"	+	+
Мурманит	$\text{Na}_3\text{Ti}_4\text{Si}_4\text{O}_{17}\text{F} \cdot 5\text{H}_2\text{O}$	"	-	+
Эпистолит	$\text{Na}_5\text{Nb}_2\text{Ti}_2\text{Si}_4\text{O}_{17}\text{F} \cdot 5\text{H}_2\text{O}$	"	-	+
Иннелит	$\text{Na}_2\text{Ba}_4\text{Ti}_4\text{Si}_4\text{O}_{20}(\text{SO}_4)$	Инагли, 2	-	+
Тинаксит	$\text{NaK}_2\text{Ca}_2\text{Ti}_2\text{Si}_6\text{O}_{17}(\text{OH})$	Мурун, 2	-	+
Розенбушит	$\text{Na}_5\text{Ca}_7\text{Zr}_3\text{Ti}_8\text{Si}_8\text{O}_{31}\text{F}_5$	Лангезундфиорд, 1	+	-
Велерит	$\text{Na}_2\text{Ca}_4\text{ZrNbSi}_4\text{O}_{17}\text{F}$	"	+	+
Ловенит	$\text{Na}_6\text{Ca}_5\text{Zr}_5\text{Si}_8\text{O}_{32}\text{F}_4$	"	+	+
Гетценит	$\text{NaCa}_6\text{Ti}_2\text{Si}_4\text{O}_{15}\text{F}_3$	Хибины, 1	+	+
Ринколит	$\text{Na}_2\text{Ca}_4\text{CeTi}_2\text{Si}_4\text{O}_{15}\text{F}_3$	"	+	+
Сейдозерит	$\text{Na}_8\text{Mn}_2\text{Ti}_2\text{Zr}_2\text{Si}_8\text{O}_{32}\text{F}_4$	Ловозеро, 1	-	+
Лампрофиллит	$\text{Na}_6\text{Sr}_3\text{Fe}_2\text{Ti}_6\text{Si}_8\text{O}_{34}\text{F}_2$	"	+	+
Ниокалит	$\text{Ca}_2\text{NbSi}_2\text{O}_9\text{F}$	Ока, 5	-	+
Гиортдалит	$\text{NaCa}_2\text{ZrSi}_2\text{O}_8\text{F}$	Коргередаба, 1	+	+
Рамзаит	$\text{Na}_2\text{Ti}_2\text{Si}_2\text{O}_9$	Хибины, 1	+	+
Юкспорит	$\text{KNa}_2\text{Ca}_2\text{Ti}_2\text{Si}_4\text{O}_{13}\text{F}$	Хибины, 2	-	+
Шербаквит	$\text{Na}_6\text{K}_6\text{BaTi}_6\text{Nb}_2\text{Si}_{16}\text{O}_{56}$	"	-	+
Батисит	$\text{Na}_2\text{BaTi}_2\text{Si}_4\text{O}_{14}$	Инагли, 2	-	+
Ренит	$\text{Ca}_2\text{Mg}_2\text{Fe}_2\text{FeTiAl}_3\text{Si}_3\text{O}_{20}$	Бигбэнд, 4	+	+
Энигматит	$\text{Na}_2\text{Fe}_5\text{Ti}_2\text{Si}_6\text{O}_{20}$	Хибины, 1	+	+
Астрофиллит	$\text{K}_2\text{NaFe}_7\text{Ti}_2\text{Si}_8\text{O}_{27}(\text{OH})_2$	"	+	+
Куплетскит	$\text{K}_2\text{NaMn}_7\text{Ti}_2\text{Si}_8\text{O}_{27}\text{F}(\text{OH})_2$	"	+	+
Ниобофиллит	$\text{K}_2\text{Fe}_7\text{Nb}_2\text{Si}_8\text{O}_{20}\text{F}(\text{OH})$	Сил-Лейк, 1	-	-
Циркофиллит	$\text{K}_2\text{NaFe}_7\text{Zr}_2\text{Si}_8\text{O}_{27}\text{F}(\text{OH})_2$	Коргередаба, 1	-	-
Баотит	$\text{Ba}_4\text{Ti}_7\text{NbSi}_4\text{O}_{28}\text{Cl}$	Москаль, 1	+	+
Бафертисит	$\text{BaFe}_2\text{Ti}_2\text{Si}_2\text{O}_8\text{F}_2$	Бурпала, 1	+	+
Нептунит	$\text{KNa}_2\text{LiFe}_2\text{Ti}_2\text{Si}_8\text{O}_{24}$	Ловозеро, 1	+	+
Нарсарсукиит	$\text{Na}_2\text{Ti}_2\text{Si}_4\text{O}_{11}$	"	+	+
Джоакинит	$\text{NaBa}_2\text{FeCe}_2\text{Ti}_2\text{Si}_8\text{O}_{26}(\text{OH})$	Илимаусак, 1	+	+
Илимаусит	$\text{Na}_4\text{Ba}_2\text{CeFeNb}_2\text{Si}_8\text{O}_{28} \cdot 5\text{H}_2\text{O}$	"	-	-
Комаровит	$\text{Na}_2\text{Nb}_2\text{Si}_2\text{O}_8$	"	-	-
Лейкосфенит	$\text{Na}_4\text{BaTi}_2\text{B}_2\text{Si}_{10}\text{O}_{30}$	Дара-Пиоз, 1; Инагли, 2	+	+
Тяньшанит	$\text{Na}_2\text{BaMnTiB}_2\text{Si}_6\text{O}_{20}$	Дара-Пиоз, 1	+	+
Лабунцовит	$\text{K}_2\text{Na}_2\text{BaTi}_4\text{Si}_8\text{O}_{27} \cdot 6\text{H}_2\text{O}$	Ловозеро, 1	+	+
Ненадкевичит	$\text{Na}_2\text{KTiNb}_3\text{Si}_8\text{O}_{27} \cdot 8\text{H}_2\text{O}$	"	+	+
Виноградовит	$\text{Na}_2\text{Ti}_2\text{Si}_4\text{O}_{13} \cdot \text{H}_2\text{O}$	"	+	+
Ильмайokit	$\text{Na}_2\text{Ti}_2\text{Si}_3\text{O}_9 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$	"	-	+
Зорит	$\text{Na}_2\text{Ti}_2\text{Si}_3\text{O}_9 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$	"	-	+
Пенквилксит	$\text{Na}_2\text{Ti}_2\text{Si}_4\text{O}_{11} \cdot 2\text{H}_2\text{O}$	"	-	+
Казаковит	$\text{Na}_6\text{Ti}_2\text{Si}_6\text{O}_{16}(\text{OH})_2$	"	-	+

б) циркония

Циркон	ZrSiO_4	Мариуполь, 3	+	+
Хибинскит	$\text{K}_2\text{ZrSi}_2\text{O}_7$	Хибины, 2	-	-

Таблица 1 (продолжение)

1	2	3	4	5
Келдышит	$\text{Na}_2\text{ZrSi}_2\text{O}_7$	Ловозеро, 1	-	-
Власовит	$\text{Na}_2\text{ZrSi}_4\text{O}_{11}$	"	+	+
Вадеит	$\text{K}_2\text{ZrSi}_3\text{O}_9$	Хибины, 2	+	+
Эвдиалит	$\text{Na}_5\text{Ca}_3\text{ZrSi}_9\text{O}_{24}\text{Cl}(\text{OH})_2$	Ловозеро, 1	+	+
Согдианит	$\text{KNaLi}_2\text{Fe}_2\text{ZrSi}_{12}\text{O}_{30}$	Дара-Пиоз, 1	-	+
Лемуанит	$(\text{Na}, \text{Ca})\text{ZrSi}_4\text{O}_{11} \cdot 4\text{H}_2\text{O}$	Сент-Илер, 1	-	-
Катаплеит	$\text{Na}_2\text{ZrSi}_3\text{O}_9 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$	Ловозеро, 1	+	+
Эльпидит	$\text{Na}_2\text{ZrSi}_6\text{O}_{15} \cdot 3\text{H}_2\text{O}$	"	+	+
Цирсианалит	$\text{Na}_6\text{CaZrSi}_6\text{O}_{18}$	Хибины, 1	-	-
Ловозерит	$\text{Na}_2\text{ZrSi}_6\text{O}_{12}(\text{OH})_6$	"	+	+
Цирсит	$\text{Na}_2\text{CaZrSi}_4\text{O}_{12} \cdot 3\text{H}_2\text{O}$	Хибины, 1	-	-
Цирфесит	$\text{Fe}_2\text{Zr}_3\text{Si}_4\text{O}_{17} \cdot 15\text{H}_2\text{O}$	"	+	+
Чинглусуит	$\text{Na}_2\text{Mn}_2(\text{Ti}, \text{Zr})_2\text{Si}_6\text{O}_{21} \cdot 12\text{H}_2\text{O}$	Ловозеро, 1	-	+
в) редких земель				
Нордит	$\text{Na}_6\text{LaCeSrCaMn}_3\text{Si}_{12}\text{O}_{35}$	Ловозеро, 1	-	-
Щерит	$\text{Ce}_3\text{Si}_2\text{O}_8(\text{OH})$	Вишневые Горы, 3	-	+
Тернебомит	$\text{Ce}_2\text{AlSi}_2\text{O}_8$	"	-	-
Бритолит	$\text{Ca}_2\text{Ce}_3(\text{SiO}_4)_3\text{F}$	"	+	+
Меланоперит	$\text{CaCe}_4\text{BSi}_2\text{O}_{12}(\text{OH})$	Лангезундфиорд, 1	+	-
Стенструпин	$\text{Na}_2\text{MnCaCe}_2\text{Si}_5\text{PO}_{18}(\text{OH})$	Ловозеро, 1	+	+
Кариоцерит	$(\text{Ca}, \text{Ce}, \text{Th})_5(\text{B}, \text{Si})_3\text{O}_{12}(\text{OH})$	Лангезундфиорд, 1	-	-
Спенсит	$\text{Y}_2\text{Ca}_3\text{FeAlB}_3\text{Si}_4\text{O}_{21}$	Лангезундфиорд, 1	-	-
Чевкинит	$\text{Ce}_4\text{Fe}_2\text{Ti}_3\text{Si}_4\text{O}_{22}$	Ильмены, 3	+	+
Перьерит	$\text{SrCaCe}_2\text{FeZrTi}_3\text{Si}_4\text{O}_{22}$	Бурпала, 1	+	+
Карнасуртит	$\text{Ce}_2\text{Al}_2\text{Ti}_2\text{Si}_4\text{P}_2\text{O}_{23} \cdot 10\text{H}_2\text{O}$	Ловозеро, 1	-	+
Тундрит	$\text{Na}_3\text{Ce}_4\text{Ti}_2\text{Si}_2\text{O}_{11}(\text{CO}_3)_3 \cdot (\text{OH})_3$	"	+	+
Ашкрофтин	$\text{KNaCaY}_2\text{Si}_6\text{O}_{17} \cdot 9\text{H}_2\text{O}$	Нарсарсук, 1	-	-
Таджикит	$\text{Y}_2\text{Ca}_3\text{B}_4\text{O}_{20}$	Дара-Пиоз, 1	-	+
Гадолинит	$\text{Y}_2\text{FeBe}_2\text{Si}_2\text{O}_{10}$	"	+	+
Гомилит	$\text{Ca}_2\text{FeB}_2\text{Si}_2\text{O}_{10}$	"	-	-
Датолит	$\text{CaBSiO}_4(\text{OH})$	"	-	+
Стилвелит	CeBSiO_5	"	+	+
Сажинит	$\text{Na}_3\text{CeSi}_6\text{O}_{15} \cdot 6\text{H}_2\text{O}$	Ловозеро, 1	-	-
Каппеленит	$\text{BaY}_6\text{Si}_3\text{O}_{24}(\text{OH})_2$	Лангезундфиорд, 1	-	-
Эканит	$\text{Na}_2\text{KThSi}_8\text{O}_{20}$	Дара-Пиоз, 1	+	+
Торит	ThSiO_4	Ловозеро, 1	+	+
Умбозерит	$\text{Na}_2\text{Sr}_3\text{ThSi}_6\text{O}_{18}$	"	-	-
Вудьяврит	$\text{Ce}_2\text{Ti}_2\text{Si}_4\text{O}_{15} \cdot 15\text{H}_2\text{O}$	Хибины, 1	-	+
г) бериллия, цинка				
Барилит	$\text{BaBe}_2\text{Si}_2\text{O}_7$	Сил-Лейк, 1	+	+
Чкаловит	$\text{Na}_2\text{BeSi}_2\text{O}_6$	Ловозеро, 1	-	+
Аминовит	$\text{Ca}_2\text{BeSi}_2\text{O}_7$	Дугду, 1	-	+
Мелинофан	$\text{Na}_2\text{Ca}_6\text{Be}_4\text{AlSi}_7\text{O}_{25}\text{F}_3$	Лангезундфиорд, 1	+	+
Лейкофан	$\text{NaCaBeSi}_2\text{O}_6\text{F}$	"	+	+
Семеновит	$\text{Na}_2\text{CeCaBe}_2\text{Si}_4\text{O}_{13}\text{F}$	Илимаусак, 1	-	-
Эпидидимит	$\text{NaBeSi}_3\text{O}_7(\text{OH})$	"	+	+
Эвдидимит	$\text{NaBeSi}_3\text{O}_7(\text{OH})$	"	+	+
Гельвин	$\text{Mn}_4(\text{BeSiO}_4)_3\text{S}$	"	+	+
Гентгельвин	$\text{Zn}_4(\text{BeSiO}_4)_3\text{S}$	"	+	+
Соренсенит	$\text{Na}_4\text{SnBe}_2\text{Si}_6\text{O}_{16}(\text{OH})_4$	"	-	+
Ловдарит	$\text{KNa}_3\text{Be}_3\text{Si}_8\text{O}_{21} \cdot 5\text{H}_2\text{O}$	Ловозеро, 1	-	-
Лейфит	$\text{Na}_5\text{BeAl}_4\text{Si}_{12}\text{O}_{35}\text{F} \cdot 5\text{H}_2\text{O}$	"	+	-
Сферобертграндит	$\text{Be}_5\text{Si}_2\text{O}_7(\text{OH})_4$	"	-	-
Бертрандит	$\text{Be}_4\text{Si}_2\text{O}_7(\text{OH})_2$	"	-	-
Бериллит	$\text{Be}_3\text{SiO}_5 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$	"	+	+
Берилл	$\text{Be}_3\text{Al}_2\text{Si}_6\text{O}_{18}$	Кишенгар, 3	-	-
Виллемит	Zn_2SiO_4	Суртеке, 1	-	-
Каламин	$\text{Zn}_4\text{Si}_2\text{O}_7(\text{OH})_2$	Ловозеро, 1	+	-

Таблица 1 (продолжение)

1	2	3	4	5
	д) магния, железа			
Форстерит	Mg_2SiO_4	Ковдор, 5	+	+
Фаялит	Fe_2SiO_4	Илимаусак, 4	+	+
Монтичеллит	$CaMgSiO_4$	Ока, 5	+	+
Кириштейнит	$CaFeSiO_4$	Тажеран, 4	-	-
Хондродит	$Mg_5(SiO_4)_2F_2$	Африканда, 5	+	+
Клиногумит	$Mg_9(SiO_4)_4F_2$	"	+	+
Андрадит	$Ca_3Fe_2Si_3O_{12}$	"	+	+
Шорломит	$Ca_3(Fe, Ti, Si)_5O_{12}$	"	+	+
Кимцеит	$Ca_3Zr_2Al_3SiO_{12}$	Магнет Ков, 5	-	-
Спессартиит	$Mn_3Al_2Si_3O_{12}$	Сахариок, 3	+	+
Мелилит	$(Ca, Na)_2(Al, Mg)Si_2O_7$	Ковдор, 5	+	+
Акерманит	$Ca_2MgSi_2O_7$	"	+	+
Геленит	$Ca_2Al(Si, Al)_2O_7$	"	+	+
Эпидот	$Ca_2FeAl_2Si_3O_{12}(OH)$	Илимаусак, 4	+	+
Клиноцоизит	$Ca_2Al_3Si_3O_{12}(OH)$	"	+	+
Пьемонтит	$Ca_2MnAl_2Si_3O_{12}(OH)$	Ясман, 3	-	+
Ортит	$CaCeFeAl_2Si_3O_{12}(OH)$	Ильмены, 3	+	+
Везувиан	$Ca_4Al_3Si_4O_{16}(OH)$	Дугда, 3	+	+
Пренит	$Ca_2Al_2Si_3O_{10}(OH)_2$	Илимаусак, 4	+	+
Ильваит	$CaFe_2FeSi_2O_8(OH)$	"	-	+
Аксинит	$Ca_2FeAl_2BSi_4O_{15}(OH)$	Зардалек, 3	-	-
Шерл	$NaFe_3Al_6B_6O_{27}(OH)_4$	"	+	+
Диопсид	$CaMgSi_2O_6$	Ковдор, 5	+	+
Геденбергит	$CaFeSi_2O_6$	Дахунур, 3	+	+
Авгит	$CaFeAlSi_6O_6$	"	+	+
Эгирин	$NaFeSi_2O_6$	Ловозеро, 1	+	+
Тремолит	$Ca_2(Mg, Fe)_5Si_8O_{22}(OH)_2$	Ковдор, 5	+	+
Эденит	$NaCa_2(Mg, Fe)_5AlSi_7O_{22}(OH)_2$	"	+	+
Гастингсит	$NaCa_2(Mg, Fe)_4Al_2Si_6O_{22}(OH)_2$	"	+	+
Рибекит	$Na_2(Fe, Mg)_3Fe_2Si_8O_{22}(OH)_2$	Ловозеро, 1	+	+
Катафорит	$Na_2Ca(Fe, Mg)_4Fe_2AlSi_7O_{22}(OH)_2$	"	+	+
Арфведсонит	$Na_3(Fe, Mg)_4FeSi_8O_{22}(OH)_2$	"	+	+
	е) кальция и щелочей			
Ксоноллит	$Ca_6Si_6O_{17}(OH)_2$	Мурун, 3	-	-
Цеофиллит	$Ca_8Si_6O_{15}(OH)_6F_4$	Хибины, 3	-	-
Тоберморит	$Ca_{10}Si_{12}O_{31}(OH)_6 \cdot 18H_2O$	Магнет Ков, 5	-	-
Волластонит	$CaSiO_3$	Ковдор, 5	+	+
Федорит	$NaCaSi_4O_9(OH)$	Турый мыс, 5	-	-
Пектолит	$NaCa_2Si_3O_8(OH)$	Сент-Илер, 1	+	+
Серандит	$NaMn_2Si_3O_8(OH)$	"	+	+
Раит	$Na_4Mn_3Si_8O_{21} \cdot 10H_2O$	Ловозеро, 1	-	+
Мизерит	$KCa_5Si_5O_{14}(OH) \cdot H_2O$	Дара-Пиоз, 1	+	+
Карлтонит	$KNa_4Ca_4Si_8O_{18}(CO_3)_4F \cdot H_2O$	Сент-Илер, 1	-	-
Апофиллит	$KCa_4Si_8O_{20}F \cdot 8H_2O$	Ловозеро, 1	+	+
Маунтинит	$KNa_2Ca_2Si_8O_{19}(OH) \cdot 5H_2O$	"	-	+
Канасит	$Na_4K_2Ca_5Si_{12}O_{30}F_4$	Хибины, 2	-	+
Фенаксит	$NaKFeSi_4O_{10}$	"	-	+
Дельхайелит	$K_3Na_2Ca_2AlSi_6O_{17}FCl$	Хибины, 2	-	+
Магадит	$NaSi_7O_{14}(OH) \cdot 4H_2O$	Ловозеро, 1	-	-
	ж) алюминия, железа			
Науяказит	$Na_6FeAl_4Si_8O_{21}$	Илимаусак, 1	-	+
Мусковит	$KAl_2AlSi_3O_{10}(OH)_2$	Ишим, 2;	+	+
		Вишневые Горы, 3		
Полилитнионит	$KLi_2AlSi_4O_{10}F_2$	Илимаусак, 1	+	+
Селадонит	$KFeFeSi_4O_{10}(OH)_2$	Хибины, 2	+	+
		"	+	+

Таблица 1 (окончание)

1	2	3	4	5
Лепидомелан	$KMg_3AlSi_3O_{10}(OH)_2$			
Флогопит	$KLiMg_2Si_4O_{10}F_2$	Ковдор, 5	+	+
Тайниолиит	$LiAl_4AlSi_3O_{10}(OH)_8$	Ловозеро, 1	+	+
Эфесит	$NaLiAl_2Al_2Si_2O_{10}(OH)_2$	Илимаусак, 1	-	+
Монтмориллонит	$LiAl_4AlSi_3O_{10}(OH)_8$	Ловозеро, 1	+	+
Нонтронит	$Fe_2Si_4O_{10}(OH)_2 \cdot nH_2O$	"	+	+
Сапонит	$Mg_3Si_4O_{10}(OH)_2 \cdot nH_2O$	"	+	+
Соконит	$Zn_3Si_4O_{10}(OH)_2 \cdot nH_2O$	"	-	+
Вермикулит	$Mg_3,5AlSi_3O_{10}(OH)_2 \cdot nH_2O$	Ковдор, 5	+	+
Джефферизит	$Mg_3,5AlSi_3O_{10}(OH)_2 \cdot nH_2O$	Салланлатва, 5	+	+
Амезит	$MgAl_2Al_2Si_2O_{10}(OH)_8$	Ковдор, 5	+	-
Кронштедтит	$Fe_4Fe_2Fe_2Si_2O_{10}(OH)_8$	"	-	-
Клинохлор	$Mg_4(Mg, Al)_2(Al, Si)_2O_{10}(OH)_8$	"	-	-
Каолинит	$Al_4Si_4O_{10}(OH)_8$	Ловозеро, 1	+	+
Галлуазит	$Al_4Si_4O_{10}(OH)_8 \cdot nH_2O$	"	+	+
Антигорит	$Mg_6Si_4O_{10}(OH)_8$	Ковдор, 5	+	+
Пальгорскит	$Mg_5Si_8O_{20}(OH)_2 \cdot 8H_2O$	Ловозеро, 1	+	-
Сепиолит	$Mg_4Si_6O_{15}(OH)_2 \cdot 4H_2O$	"	+	-
Гизингерит	$Fe_4Si_6O_{15}(OH)_2 \cdot 4H_2O$	"	+	+
з) алюмосиликаты				
Нефелин	$Na_3K(AlSiO_4)_4$	Хибины, 2; Кия, 4	+	+
Кальсит	$KAlSiO_4$	Мурун, 2	+	+
Калиофиллит	$KAlSiO_4$	"	-	-
Анальцим	$NaAlSi_2O_6 \cdot H_2O$	Илимаусак, 1	+	+
Лейцит	$KAlSi_2O_6$	Мурун, 2	+	+
Ортоклаз	$KAlSi_3O_8$	Хибины, 1, 2	+	+
Микроклин	$KAlSi_3O_8$	"	+	+
Гиалофан	$(K, Ba)(Al, Si)_4O_8$		-	-
Альбит	$NaAlSi_3O_8$	Хибины, 1	+	+
Анортит	$CaAl_2Si_2O_8$	Гремяха, 4	+	+
Ридмерджнерит	$NaBSi_3O_8$	Дара-Пиоз, 1	-	+
Данбурит	$CaB_2Si_2O_8$	"	-	+
Канкринит	$Na_3Ca(AlSiO_4)_3CO_3 \cdot H_2O$	Ильмены, 3; Луэш, 5	+	+
Давин	$Na_4(AlSiO_5)_3HCO_3 \cdot H_2O$	Ловозеро, 1	-	-
Вишневит	$Na_8(AlSiO_4)_6SO_4 \cdot 3H_2O$	"	+	+
Содалит	$Na_8(AlSiO_4)_6Cl_2$	"	+	+
Гакманит	$Na_8(AlSiO_4)_6S$	"	+	+
Нозеан	$Na_8(AlSiO_4)_6SO_4$	"	+	+
Гаюин	$Na_3Ca(AlSiO_4)_3SO_4$	Туркестан, 3	-	+
Тугтупит	$Na_4BeAlSi_4O_{12}Cl$	Илимаусак, 1	-	+
Скаполит	$(Na, Ca)_8(Al, Si)_4O_8(SO_4, CO_3, Cl_2)$	Бенкрофт, 3, 4	+	+
Уссингит	$Na_2AlSi_3O_8(OH)$	Ловозеро, 1	+	+
Натролит	$Na_2Al_2Si_3O_{10} \cdot 2H_2O$	"	+	+
Мезолит	$Na_2Ca_2(Al_2Si_3O_{10})_3 \cdot 8H_2O$	Ильмены, 3; Ковдор, 5	+	+
Томсонит	$NaCa_2(Al_2Si_2O_{10})_2 \cdot 6H_2O$	"		
Морденит	$(Ca, Na)_2(AlSi_5O_{12})_2 \cdot 6H_2O$	"		
Брюстерит	$SrAl_2Si_5O_{16} \cdot 5H_2O$	Бурпала 1	-	-
Стильбит	$CaAl_2Si_7O_{18} \cdot 7H_2O$	Илимаусак, 1	-	-
Филиппит	$KCaAl_3Si_5O_{16} \cdot 6H_2O$	Хибины, 2	-	+
Левин	$CaAl_2Si_4O_{12} \cdot 6H_2O$	Ловозеро, 1	-	-
Шабазит	$(Na_2, Ca)Al_2Si_4O_{12} \cdot 6H_2O$	"	+	+
Гармотом	$Ba(AlSi_3O_8)_2 \cdot 6H_2O$	Инагли, 2	+	-

МАССИВЫ С ЭГИРИНОВЫМИ НЕФЕЛИНОВЫМИ СИЕНИТАМИ И ИХ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

МАССИВЫ (1—26)

1. Илимаусак

Литература¹: *Ussing (1912); Sørensen (1962); В.И. Герасимовский (1969); Е.И. Семенов (1969).

Расположен в юго-западной Гренландии. Массив размером 19 × 13 км сложен: авгитовыми сиенитами, эгириновыми гранитами, нефелиновыми и содалитовыми сиенитами (пуласкитами, какортокитами, фойяитами, науяитами, луявритами). В центральной и северной частях массива встречаются ксенолиты анортозитов и габбро-эссекситов. Вмещающие породы представлены базальтами, протерозойскими песчаниками и гранитами. Возраст щелочной интрузии считается протерозойским.

В распределении пород массива намечается зональность (фиг. 3). Краевую часть его слагают авгитовые сиениты. Далее следуют нефелиновые сиениты (пуласкиты, какортокиты, фойяиты). В центральной (но смещенной к северо-западу) верхней части массива находятся содалитовые сиениты (науяиты) и луявриты. Во многих породах массива (особенно в какортокитах) отмечается близкая к горизонтальной слоистость и перемежаемость лейкократовых и меланократовых слоев мощностью 0,0 п-п метров.

В авгитовых сиенитах иногда отмечается кварц. Возможен переход этих пород в кварцевые сиениты (и граниты). В других случаях в них развит нефелин, чем намечается переход к пуласкитам и фойяитам.

Какортокиты широко развиты в южной части массива, где известны три их разновидности: эвдиалитовые, катафоритовые и микроклиновые. В изученной части разреза наблюдается около 30 трехчленных слоистых серий какортокитов.

В массиве выделяются два типа фойяитов: катафорит-нефелиновые и арфведсонит-содалитовые. Первые связаны переходами с пуласкитами, вторые — с науяитами. Содалитовые фойяиты обычно горизонтально залегают выше науяитов.

Науяиты — пойкилитовые содалитовые сиениты — являются наиболее характерными породами Илимаусака, которым массив главным образом и обязан богатством своей минерализацией. Породы очень крупнозернисты (размер кристаллов микроклина достигает десятков сантиметров). Известны разновидности науяитов, обогащенные нефелином и эгирином, а иногда они представляют собой почти чистые содалититы. Кроме того, выделяются редкометалльные науяиты (с эвдиалитом, ринкитом, полилитионитом и, возможно, чкаловитом).

Луявриты разделяются на арфведсонит-анальцимовые (черные) и эгири-нефелиновые (зеленые). Это — мелкозернистые трахитоидные породы, часто содержащие значительные количества монацита, эвдиалита, стенструпина. Особенно богаты этими минералами массивные черные пегматоидные луявриты.

Вероятная последовательность формирования массива: эссекситы → авгитовые сиениты → пуласкиты → какортокиты → фойяиты → науяиты → луявриты.

Каждому типу пород соответствуют определенные типы пегматитов и других дериватов. В габбро-эссекситах отмечаются пегматоидные шпиры до 1 м

¹ Как и в остальных описаниях массивов и месторождений, указываются лишь главные литературные источники. Описываемые здесь и далее редкометалльные минералы являются аксессуарными.

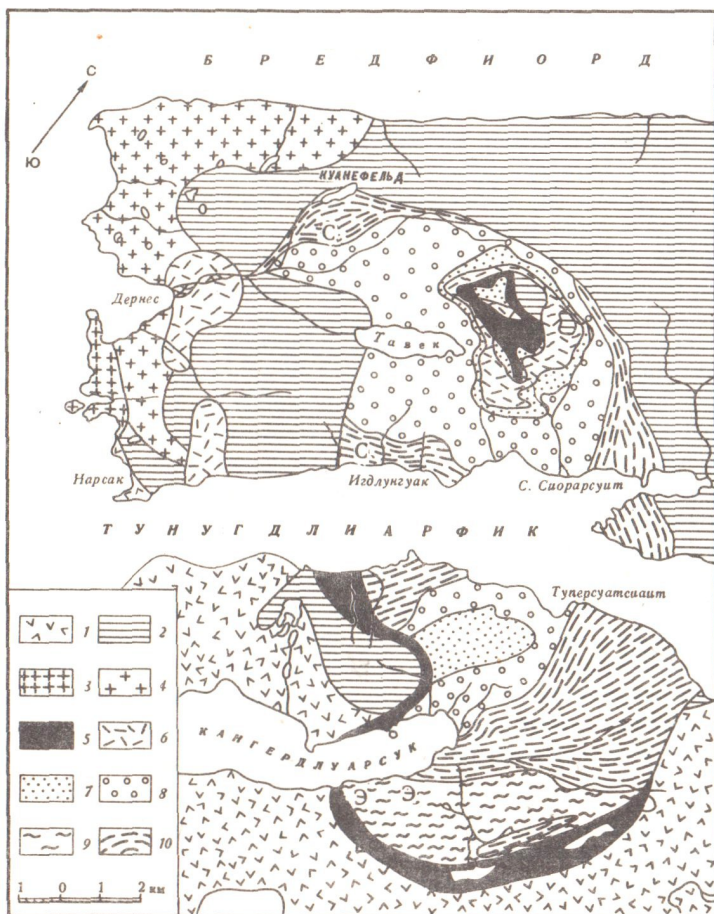
с крупными кристаллами лабрадора и авгита. С авгитовыми сиенитами связаны крутопадающие пегматитовые жилы мощностью до 2 м и ширины до 0,5 м. Висячем боку иногда концентрируется авгит, а в лежачем – микроклин.

В пуласкитах широко распространены пегматитовые горизонты мощностью до 3 м. Главными минералами этих пегматитов являются микроклин и Na-геденбергит.

В какортокитах развиты почти вертикальные секущие дайки пегматитов мощностью до 4 м, прослеживающиеся по простиранию на сотни метров. Краевую зону их слагают микроклин и черный Na-геденбергит. Центральная зона выполнена зеленой тонкокогльчатой массой эгирина. Иногда в центральной зоне протягиваются тонкие прожилки анальцима и других гидротермальных минералов. Отмечены сложные дайки, в которых эта полизональность повторяется в разрезе 2-3 раза. Иногда встречаются согласные пегматитовые шпильки и жилы. Их мощность достигает 1 м и протяженность – десятков метров. Краевые зоны этих тел сложены микроклином и Na-геденбергитом, а центральные – нефелином, микроклином.

К контакту какортокитов и луявритов с авгитовыми сиенитами приурочен громадный пегматитовый пояс, который протягивается примерно на 10 км при мощности около 80 м. Отдельные пегматитовые линзы, располагающиеся кулисообразно в этом поясе, имеют длину до 100 м и мощность до 10 м. Пегматиты сложены в основном микроклином и Na-геденбергитом; встречены также содалит, нефелин, эвдиалит, ринкит, катафорит. Иногда в центральных частях развит эвдиалит-альбитовый замещающий комплекс с полицитионитом и гентгельвином.

Для содалитовых фойяитов характерны пластовые жилы мощностью до 0,5 м и шпильковидные пегматиты диаметром до 5 м. Краевую зону шпильков слагают



Фиг. 3. Массив Илимаусак (по Уссянгу и Фергюсону)

1 – юлианехабский гранит; 2 – песчаник, лава; 3 – габбро; 4 – сиенит; 5 – авгитовый сиенит; 6 – щелочной гранит; 7 – нефелиновый сиенит; 8 – науяит; 9 – какортокит; 10 – луяврит; С – месторождения стенструпина в луявритах, Э – месторождения эвдиалита в какортокитах

микроклин и арфведсонит. В промежутках между крупными кристаллами этих минералов находятся игольчатый эгирин и чешуйчатый полилитионит, а также нефелин, содалит, эвдиалит. В центре шпиров обособляется гидротермальная анальцимовая зона.

Среди науяитов развиты нередкометалльные и редкометалльные пегматиты. Первые размером до $3 \times 0,5$ м представлены шпировидными скоплениями крупных кристаллов темного содалита и нефелина, а также пластовыми телами с огромными кристаллами микроклина, содалита, арфведсонита. В небольших количествах в них содержатся нефелин и эвдиалит.

Редкометалльные науяитовые пегматиты распространены шире. Они обычно залегают горизонтально, согласно слоистости вмещающих науяитов. Иногда отмечается целая серия (4–5) жил мощностью около 0,5 м. Пегматиты науяитов часто имеют оригинальную асимметричную зональность. Лежащий бок слагает эвдиалит, выше следует меланократовая зона эгирина и арфведсонита. В высячем боку зоны концентрируются содалит, микроклин. Иногда центральная и верхняя зоны не разделяются, но обособление эвдиалита в лежащем боку проявлено почти всегда. Многие пегматиты науяитов являются сложными, зональными. Краевые зоны слагает агрегат микроклина и арфведсонита с небольшими количествами содалита, стенструпина, эгирина, эвдиалита. Центральная зона состоит из уссингита и анальцима с включениями чкаловита и эпистолита.

Пегматиты луювритов образуют слои и дайки мощностью до 2–3 м. В них часто находятся серии параллельных гидротермальных зон с анальцимом (иногда альбитом, натролитом) и редкометалльными минералами.

Альбититы пользуются значительно меньшим распространением, нежели пегматиты. Они известны в пуласкитах, какортокитах и науяитах. В пуласкитах альбититы образуют зоны мощностью около 1 м и протяженностью в десятки и сотни метров. В белом сахаровидном и лейстовом альбите встречаются акмит, шизолит, бритоцит, ортит.

В какортокитах альбититы приурочены к зоне их контакта с авгитовыми сиенитами. Здесь в промежутках между пегматитовыми линзами развиты альбититы и альбитизированные эвдиалитовые какортокиты. Особенно широко представлены эвдиалит-альбитовые породы с шаровой отдельностью. Диаметр таких "шаров" – 15 см. Иногда в альбитизированных какортокитах наблюдаются концентрически зональные пегматиты диаметром до 10 м, края которых сложены расширяющимися к центру розетками микроклина и геденбергита, а центральная часть выполнена эвдиалитовым альбититом с шаровой отдельностью. Таким образом, этот тип альбититов встречается и внутри пегматитовых тел.

В науяитах развиты жилы альбититов с разнообразной редкометалльной, прежде всего бериллиевой минерализацией. Мощность жил около 10 см, протяженность – несколько метров.

Гидротермалиты цеолитного (натролитового, анальцимового, уссингитового), флюоритового и кальцитового состава наблюдаются почти во всех породах массива, но наиболее характерны для науяитов и луювритов. Они обычно образуют почти вертикальные жилы до 0,5 м мощностью и небольшие линзы. Характерными минералами гидротермалитов являются: пирокхлор, полилитионит, гелвин, эвдидимит, тундрит, апофиллит, сфалерит, халькопирит.

Кварцевые гидротермальные жилы мощностью около 10 см известны в щелочных гранитах. В крайних зонах таких жил часто находятся рибекит, акмит и редкометалльные минералы.

В массиве обнаружено 130 минералов (табл. 2), из них детально исследовано 60.

Породообразующие минералы: микроклин, содалит, арфведсонит, нефелин, анальцим, кварц, альбит, эгирин, эвдиалит, энigmatит, геденбергит, рибекит, катафорит, уссингит.

Распространенные минералы: виллиомит, ринкит, стенструпин, полилитионит, науяказит, натролит, фаялит, чкаловит, монацит, пирокхлор, нептунит, астрофиллит.

Мало распространенные минералы: шизолит, сфалерит, флюорит, эпистолит, тугтунит, катаплеит, апатит, кальцит, магнетит, гематит, шабазит, десмин,

Таблица 2

Минеральные ассоциации массива Илимаусак

Породы	Минералы		Элементы
	высокотемпературные	низкотемпературные (гидротермальные)	
Эссекситы	Лабрадор, авгит, оливин, магнетит	Кальцит	Ca, Fe ²⁺
Авгитовые сиениты	Микроклин, авгит, фаялит, лепидомелан, магнетит, монацит, апатит, циркон, ильваит	Эпидот, кальцит, флюорит, пирит	K, Fe ²⁺ , Ca, Ba
Пуласкиты	Микроклин, нефелин, фаялит, катафорит, энигматит, Na-геденбергит, ринколит, ортит	Кальцит, флюорит, катаплеит	K, Fe ²⁺ , Ca, Ce
Какортокиты	Микроклин, нефелин, эвдиалит, альбит, Na-геденбергит, катафорит, астрофиллит, ринкит	Полилитионит, катаплеит, пирохлор, нептунит, тундрит, флюорит	Na, Fe ²⁺ , Zr, Ce
Фойяиты	Нефелин, содалит, эгирин, эвдиалит, полилитионит	Анальцим, пирохлор, Mn-пальгорскит	Na, Zr, Li
Науяиты	Содалит, микроклин, арфведсонит, энигматит, эвдиалит, ринкит, чкаловит, полилитионит, стенструпин, шизолит, виллиомит	Уссингит, анальцим, натролит, апофиллит, тугтупит, эпидидимит, луэшит, илимаусит, сфалерит, халькоталлит	Na, Fe ²⁺ , Li, Rb, Be, Ce, Zr, Nb, Zn, F, Cl
Луявриты	Эгирин, рибекит, микроклин, содалит, науяказит, стенструпин, чкаловит, эпистолит, пирохлор, монацит, апатит, джоакинит, нептунит, виллиомит, галенит	Анальцим, натролит, тугтупит, соренсенит, эпидидимит, бериллит, ненадкевичит, рабдофанит, скуттерудит, никелин	K, Fe ²⁺ , Rb, Be, Ce, Sn, Sb, U, Nb, Cu, Tl, F
Щелочные граниты	Кварц, микроклин, арфведсонит, эгирин, астрофиллит, энигматит, нарсарсукит, эльпидит	Рибекит, полилитионит, эвидимит, нептунит, монацит, пирохлор, гематит	Si, K, Li, Be, Ti, Zr

канкринит, соренсенит, ненадкевичит, эпидидимит, бритолит, эпидот, ильваит, гранат, мусковит, джоакинит, циркон, тундрит, эвидимит, гельвин, криптомелан, тодорокит, бериллит, монтмориллонит, бертрандит, эфесит, Mn-пальгорскит, хлорит, гизингерит, галлуазит, рабдофанит, цирфесит, нонтронит, нарсарсукит, молибденит, галенит, каламин, илимаусит, игдлоит, пирофанит, мурманит, Mn-сепиолит, лейкофан, бастнезит, вудъяврит, герасимовскит, ловозерит, штаффелит, торит, сферобертрандит, семеновит, халькопирит, пирротин, пирит, ильменит, гидраргиллит, халькоталлит, купростибит.

Редкие (микроскопические) примеси: серебро, анимикит, медь, врбаит, полибазит, аргентит, халькозин, станнин, скуттерудит, никелин, маухерит, леллингит, брейтгауптит, гудмундтит, авиценнит, рутил, торианит, диаспор, церуссит.

Характерными минералами, установленными и встреченными только в этом массиве, являются науаязит, ринкит, соренсенит, халькоталлит, купростибит, семеновит. Ряд минералов (стенструпин, уссингит, илимаусит, эпистолит, тундрит, герасимовскит, ненадкевичит, Мп-пальгорскит, тугтупит, чкаловит, бериллит, сферобертрандит, гельбертрандит, цирфесит, вудьяврит) обнаружен, кроме Илимаусака, еще только в Ловозере и Хибинах. Впервые для щелочных массивов и только в Илимаусаке встречены серебро, станнин, скутерудит, брейтгауптит.

Кроме того, для массива характерно высокое содержание содалита, арфведсонита, анальцима, эвдиалита, энigmatита, CsNb-астрофиллита, фаялита, бриллиомита, полилитиона, эпидимита, монацита, кальцита, пирохлора, флюорита, виллиомита, сфалерита, молибденита, галенита, никелина и других арсенидов Ni, Co.

Сравнивая минералогический и химический состав массива со средним составом нефелиновых сиенитов, можно построить следующий ряд концентрации (степени характерности) его элементов: Cl, Zr, Ce, Nb, Ta, Pb, Y, Li, Be, U, Na, F, Rb, Th, Cs, S, Mn, Fe. Дефицитные элементы: Ti, P, Cs, Sr, Mg. Характерны высокие значения отношений Nb/Ta, Fe/Mg, Na/K, Ca/Sr и низкие - Th/U, K/Rb, Ca/Cl, Ti/Nb.

Некоторые породы и дериваты Илимаусака являются циркониевыми (эвдиалитовые какортокиты, стр. 51), урановыми (стенструпиновые луявриты, стр. 50) и бериллиевыми (чкаловитовые, штокверки, стр. 56) рудами. Одним из авторов в массиве установлен новый генетический тип бериллиевого оруденения.

Впервые для массива им описано 35 минералов, из которых более десяти являются новыми (илимаусит, соренсенит, халькоталлит, купростибит и др.).

2. Сент-Илер

Литература: Chao a.o. (1967); Perrault, Semenov a.o. (1969).

Находится в Квебеке (Канада), в 30 км от Монреаля. Залегает в известняках и сланцах ордовика. Возраст предположительно герцинский. Западная часть массива (2 × 2 км) сложена оливинowymi и микроклиновыми габбро-эссекситами, восточная - луявритоподобными нефелиновыми сиенит-порфирами. В последней породе основная масса сложена нефелином, альбитом и эгирином, а фенокристы - нефелином и микроклином. Крупные тела и дайки в луявритах образуют тавиты (науаяиты) -микроклин-гакманитовые породы, иногда пойкилитового строения.

Вмещающие породы в контактной зоне и в многочисленных ксенолитах интенсивно изменены. По известнякам образуются скарны с пектолитом (иногда волластонитом), везувианом, датолитом, андрадитом. Сланцы превращены в роговики с нарсарсукидом, лейкосфенитом.

В луявритах, особенно близ контакта с науаяитами, развиты многочисленные мелкие тела пегматитов и гидротермалитов. Пегматитовые жилы мощностью около 0,5 м обычно сложены микроклином и эгирином, кристаллы которых ориентированы под большими углами к контактам жилы. В небольших количествах встречаются эвдиалит и астрофиллит. Центральная часть жил иногда сложена агрегатом низкотемпературных гидротермальных минералов: анальцим, натролит, катапелит, эльпидит, серандит, лейкофан. Эта ассоциация образует в луявритах и самостоятельные тела неправильной формы. Иногда в луявритах находятся карбонатные гидротермалиты с крупными (0,5 м) миароловыми пустотами. На стенках пустот находятся друзы кристаллов Мп-сидерита, альбита, циркона, пирита, Nb-рутила, бастнезита, флюорита. Особый меланократовый тип гидротермалитов богат хлоритами, сульфидами (пиритом) и продуктами их изменения.

В массиве обнаружено около 100 минералов. Кроме упомянутых выше характерными минералами являются: пиррофанит, Мп-магнетит, пирохлор, анкилит, бербанкит, родохрозит, апатит, ненадкевичит, ринкит, эканит, рамзаит, куплет-

скит, эпидидимит, лейфит, гентгельвин, полилитионит, нептунит, торит, апофиллит, карлтонит, канкринит, рибекит, молибденит, сфалерит. Авторами в массиве открыт лемуанит, изучены лейфит, куплетскит, эльпидит, эвдиалит.

Характерные элементы массива: Li, Rb, Be, Sr, Ca, B, Ce, C, Ti, Zr, Th, Nb, Mo, Mn, Zn, Ga, F, Cl.

Породы массива используются в качестве строительного материала.

3. Сил Лейк

Литература: Heinrich, Dean (1962); Nickel, Charette (1962); Currie (1973).

Расположен на п-ове Лабрадор, Квебек (Канада). Пояс протерозойских риолитов и сланцев длиной 64 км прорван несколькими штоками эгирин-арфедсонитовых сиенитов. В последнее время там обнаружены эгириновые содалитовые и нефелиновые сиениты-науайты.

С сиенитами-фенитами массива Сил Лейк связано крупное месторождение бериллия (бариллитовое, стр. 58).

Характерные минералы: пироклор, эвдиалит, ниобофиллит, джоакинит, шизолит, эпидидимит, гадолинит, нептунит. Авторами в этом массиве изучен джоакинит (Semenov a.o., 1967). Характерные элементы массива: Li, Na, Be, Ba, Ce, Zr, Th, U, Nb, Mn, F.

Кольский полуостров (4-5)

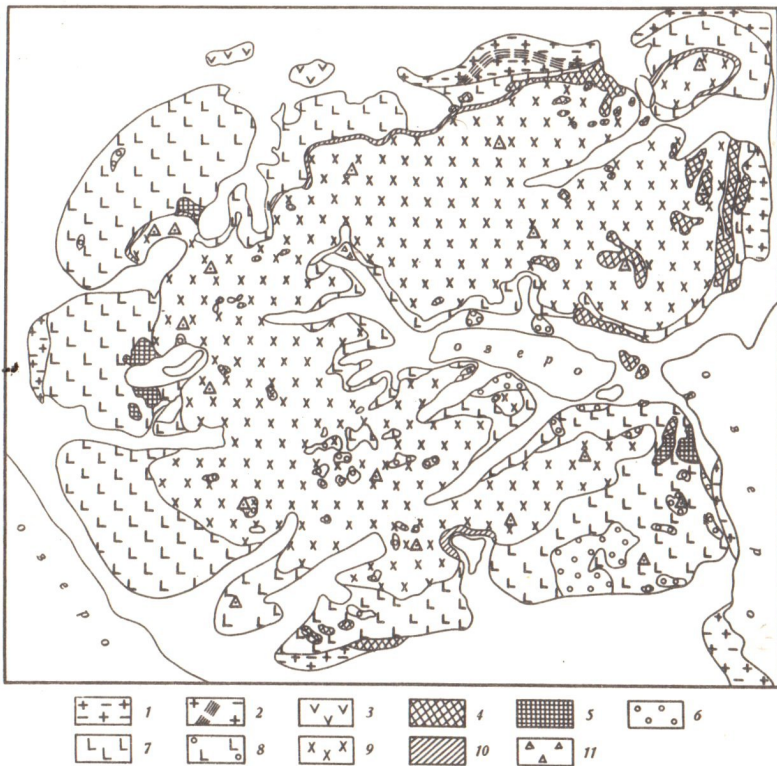
4. Ловозеро

Литература: Н.А. Елисеев, Э.Е. Федоров (1953); К.А. Власов, М.В. Кузьменко, Е.М. Еськова (1959); В.И. Герасимовский и др. (1966); И.В. Буссен, А.С. Сахаров (1967, 1972); Е.И. Семенов (1972).

Массив площадью 650 км² расположен в центральной части Кольского полуострова. Форма изометричная или подковообразная в центре-впадина Сейдозера. По данным геофизических исследований, интрузив имеет крутое падение, причем щелочные породы прослеживаются на глубину более 7 км. Верхняя пластообразная часть его мощностью до 2 км сложена плотными породами, преимущественно луавритами. Нижняя штокообразная часть (с меньшим сечением) смещена к востоку и представлена породами малой плотности (фойяитами?). Преобладающие вмещающие породы - архейские гранитогнейсы. В кровле массива встречаются ксенолиты эффузивно-осадочных пород (песчаников, сланцев, порфиритов) палеозойской ловозерской свиты размером в сотни метров. Возраст массива каледонский-герцинский.

Известная часть разреза Ловозерского массива (1 км по выходам и до 2 км по скважинам) складывается породами пяти комплексов (фиг. 4): 1) комплекс метаморфизованных пород (0,03% от объема массива); 2) дифференцированный комплекс уртитов-фойяитов-луавритов (8,2%); 3) комплекс эвдиалитовых луавритов (15%); 4) комплекс мурманитовых луавритов (0,5%) и 5) комплекс пойкилитовых сиенитов (3%). На долю комплексов дифференцированного и эвдиалитовых луавритов (которые, возможно, могут быть объединены в один) приходится 97% объема массива. Породы этих комплексов образуют почти горизонтально залегающие слои, протягивающиеся по всему массиву. В этой расслоенной толще находятся небольшие (до 1-2 км) линзовидные тела пород метаморфизованного и пойкилитового комплексов и дайки мурманитовых луавритов, а также лампрофиров (тэозитов, таннбушитов и др.).

В составе метаморфизованного комплекса известны нефелиновые сиенит-порфиры, нефелиновые и щелочные ромбен-порфиры, овоидофиры, тонкозернистые щелочные сиениты, нефелиновые роговики. Считается, что эти породы образовались в результате контактового воздействия массива на эффузивы ловозерской свиты.



Фиг.4. Ловозерский массив (Герасимовский и др., 1966)

1 - гранито-гнейсы, архей (A); протерозой (PrZ); 2 - силлиманит-андалузитовые сланцы, 3 - ультраосновные породы; палеозойский магматический комплекс (Pz); 4 - эффузивно-осадочные породы Ловозерской свиты. Интрузивные породы Ловозерского массива: 5 - метаморфизованные нефелиновые сиениты, 6 - пойкилитовые нозеановые сиениты, 7 - дифференцированный комплекс, 8 - пойкилитовые содалитовые сиениты, 9 - эвдиалитовые луювриты, 10 - порфиroidные луювриты, 11 - ловозерит-мурманитовые луювриты

Дифференцированный комплекс мощностью до 2,5 км сложен более чем 200 слоями (горизонтами) уртитов, фойяитов, эгириновых и арфведсонитовых луювритов. Горизонты мощностью от дециметров до десятков метров полого (углы до 15°) падают к центру массива. В вертикальном разрезе комплекса выделяются три зоны: верхняя (мощностью 350 м), средняя (500 м) и нижняя (более 800 м).

Верхняя зона лейкократовая, сложена преимущественно фойяитами и урритами (70%). В разрезе обычно ритмично чередуются трехчленные пачки: уртит (внизу)-фойяит-люуврит (вверху). Средняя меланократовая зона представлена монотонной толщей эгириновых, реже арфведсонитовых луювритов. В нижней зоне, как и в верхней, преобладают лейкократовые породы. Кроме трехчленных пачек, здесь развиты двучленные (фойяит - луюврит) пачки. В среднем по всему разрезу дифференцированного комплекса на долю уртитов приходится 5%, фойяитов - 24%, луювритов - 53%.

На контакте дифференцированного комплекса с гнейсами образуются фениты (имеющие состав сиенитов), а на контакте с порфиритами - твейтозиты (меланократовые щелочные породы).

Эвдиалитовые луювриты, слагающие верхнюю часть массива, образуют пластовую залежь мощностью от 450 м (на северо-западе) до 190 м (на востоке). Для мурманитовых порфиroidных луювритов характерны пласты и дайки (длиной до 2 км и мощностью до 150 м), секущие породы двух предыдущих комплексов.

Породы комплекса пойкилитовых и крупнозернистых сиенитов слагают небольшие штоки (до 2 км² по площади) и имеют очень небольшую распространенность, однако с ними связаны почти все сложные пегматиты и гидротермалиты массива. Бiotитовые и диопсидовые сиениты обычно содержат нефелин, Са-эгириновые - нозеан (реже вишневит), а эгириновые - гакманит.

Пегматиты широко развиты в краевой и центральной (Сейдозерской) частях массива. Известны сотни пегматитовых тел. Особенно крупные масштабы имеют пластовые пегматиты дифференцированного комплекса, протягивающиеся (хотя и с перерывами) на целые километры по периметру массива при мощности до 2,5 м. Наибольшая из редких вертикальных секущих жил имеет площадь ~ 700 м² и мощность до 6 м. Площадь крупнейшего штокообразного тела 2200 м².

Простые меланокраговые жильные луаврит-пегматиты (в эвдиалитовых луавритах и верхней части дифференцированного комплекса) часто имеют порфиоровидную структуру. Иногда в центре жил появляется маломощная альбитовая зона. Многочисленные (хотя и меньшие по масштабам) фойяит-пегматиты, а также сложные пегматиты комплекса пойкилитовых сиенитов обычно зональны, с обособлением гидротермальной цеолитной (натролит и др.) ассоциации в центральной части тел.

Альбититы для Ловозера мало характерны. Они развиваются по породам дифференцированного комплекса (особенно луавритам) и эвдиалитовым луавритам преимущественно в контактной зоне массива. Размер неправильных тел альбититов - десятки метров. Иногда альбититы существенно обогащены цирконом.

Гидротермалиты присущи в основном породам комплекса пойкилитовых сиенитов, в которых они образуют жильные и шпировидные тела до нескольких метров в поперечнике. Краевую зону таких гидротермалитов слагает эгирин (иногда рибекит), а центральную - натролит. В сложных пегматитах и гидротермалитах широко представлены минералы Li, Be, TR и др.

Низкотемпературное гидротермальное происхождение, вероятно, имеют горизонты почти мономинеральных натролитовых пород в верхней части дифференцированного комплекса. Обычно тонкокристаллический натролит (вместе с гидраргиллитом и бемитом) образуется при изменении нефелина уртитов.

Глубокое изменение пород всех комплексов происходит также вдоль наклонных и вертикальных секущих тектонических зон (часто с дайками лампрофиров). Сначала происходит альбитизация микроклина, мусковитизация нефелина, а затем образование селадонита, гизингерита (по эгирину), цеолитов, глин.

В массиве выделяется 4 типа минеральных парагенезисов (табл. 3). Наиболее плюмазитовый первый тип известен в комплексе метаморфизованных пород и близконтактных участках верхней части дифференцированного комплекса и эвдиалитовых луавритов района Сейдозера. Второй тип развит в Са-эгириновозеановых сиенитах и породах нижней части дифференцированного комплекса. Третий тип - в породах верхней части дифференцированного комплекса и в эвдиалитовых луавритах. Наиболее агпайтовый четвертый тип парагенезисов характерен для мурманитовых луавритов, эгирин-содалитовых сиенитов и фойяитов верхней части дифференцированного комплекса - наиболее поздних пород массива, максимально обогащенных летучими (F, Cl, H₂O) компонентами. Эти породы концентрируются в верхней внешней (преимущественно северо-западной) части массива. Более древние плюмазитовые породы располагаются в нижней центральной (преимущественно восточной) части. Таким образом, увеличение активности щелочей и летучих происходит в массиве по направлению снизу вверх и от центра к краям. В этих же направлениях возрастает степень развития постмагматических процессов: пегматитовых, пневматолитовых, гидротермальных.

По общему количеству минералов и разновидностей (300, из них более 200 с самостоятельными названиями) Ловозерский массив стоит, по-видимому, на первом месте в мире (во всяком случае - из числа щелочных массивов). Из общего списка минералов массива около 60% минералов обнаружено и изучено авторами. Только в Ловозере известны чинглусуит, нордит, ильмайокит, зорит, райт и беловит. Еще только в одном месторождении (Хибины или Или-

Таблица 3

Минеральные ассоциации Ловозерского массива

Типы парагенезисов и породы	Минералы		Элементы
	высокотемпературные	низкотемпературные	
1 (миаскиты и др.)	Гастингсит, Na-диопсид, биотит, микроклин, хлорит, циркон, сфен, апатит, магнетит	Мезолит, гидраргиллит,	Ca, Fe ²⁺ , Al, P
2 (фойяиты и др.)	Катафорит, Са-эгирин, ортоклаз, нефелин, но-зеан, вишневит, эвдиалит, лопарит, рамзаит, лампрофиллит, сфен, апатит, ильменит, астрофиллит	Натролит, шизолит, нептунит, катаплеит, лабунцовит, лейкофан, тайнилайт, полилито-нионит	Na, Ca, Fe ²⁺ , Ce, Nb, Be, Li
3 (луявриты и др.)	Mg-арфведсонит, эги-рин, микроклин, нефелин, эвдиалит, лопарит, ринколит, лампрофиллит, мурманит, рамзаит	Альбит, эпидидимит, нептунит, лабунцовит, шизолит	Zr, Ce, Nb
4 (науяиты и др.)	Арфведсонит, эгирин, микроклин, содалит, эвдиалит, ломоносовит, ловозерит	Уссингит, натролит, эпидидимит, чкаловит, эпистолит, полилито-нионит, шизолит, стенструпин, ильмаюкит, нептунит, виллиомит, сфалерит	Na, Li, Rb, Be, Fe ³⁺ , Zn, Ga, La, Nb, Th, Cl

маусак) известно около 10 минералов (чкаловит, эпистолит, ломоносовит, ловозерит, белянкинит, кельдышит). В массиве открыто 25 новых минералов, кроме упомянутых выше (мурманит, цирфесит, ненадкевичит, бериллит, карнасурит, власовит, сейдозерит, лабунцовит, виноградovit, тундрит, куплетскит, сферобертрандит, бериллосодалит-туттупит). Последние 7 минералов открыты авторами. Ими же в массиве обнаружено около 50 менее четко индивидуализированных новых минералов и разновидностей (TRFe-циркелит, Nb-анатаз и др.).

Из ловозерских минералов более 200 детально изучены и имеют полные химические анализы. По степени распространенности минералы могут быть разбиты на следующие 10 групп: 1) главные - микроклин, нефелин, эги-рин; 2) второстепенные - натролит, альбит, содалит, эвдиалит, арф-ведсонит; 3) акцессорные мурманит, лампрофиллит, апатит, рамзаит, энigmatит, катафорит, Na-диопсид; 4) виллиомит, анальцим, ильменит, пирротин; 5) уссингит, астрофиллит, ловозерит, катаплеит, ринколит, кинит, нептунит, циркон, биотит, шизолит, галлуазит; 6) ловенит, штаффелит, полилито-нионит, стенструпин, эпидидимит, пиролюзит; 7) лабунцовит, ненадкевичит, чкаловит, торит, нарсарсукиит, гельвин, тайниолит, виноградovit, сейдозерит, каламин, хлорит, апофиллит, шабазит, цирфесит, рабдофанит, кварц, пирофанит, пирохлор, анатаз, бемит, галенит; 8) лейкофан, туттупит, бериллит, нордит, ортит, эльпидит, анкилит, рутит, брукит, флюорит, пирит, молибденит; 9) сферо-бертрандит, гельбертрандит, лейфит, розенбушит, власовит, тундрит, перьерит, бербанкит, бастнезит, беловит, циркелит; 10) церит, вольфрамит, сафлорит.

Характерные минералы Ловозера – содалит, натролит, эгирин, эвдиалит, и большинство других натриевых минералов, прежде всего редких и новых. Особенно характерны минералы Li, Be, Mg, Sr, Ce, Ti, Zr, Th, Nb, Mn, Zn, P, S, H, Cl, F (тайниолит, чкаловит, беловит, лампрофиллит, лопарит, Mn-ильменит и др.). Ряд характерности элементов можно получить, сравнивая данные В.И. Герасимовского и других (1966) по среднему химическому составу массива со средним составом нефелиновых сиенитов Zr, Nb, Ta, TR, Cl, S, Zn, Ga, Mn, U, Th, Li, Be, F.

5. Хибиньы

Литература: Минералы Хибинских и Ловозерских тундр (1937); Н.А. Елисеев и др. (1939); А.В. Галахов (1959); М.Д. Дорфман (1962); Т.Н. Иванова (1963); И.П. Тихоненков (1963).

Массив площадью 1327 км² расположен на Кольском полуострове неподалеку от Ловозерской интрузии. Возраст палеозойский (каледонский, герцинский). Залегают в архейских гранито-гнейсах и протерозойских зеленокаменных породах. По данным геофизики, северный контакт круто падает в сторону массива; последний прослеживается до глубины 7 км. Массив имеет изометричную форму и концентрически зональное строение (фиг. 5).

Краевую зону слагают сиениты (лестивариты, умптекиты), которые многими исследователями рассматриваются как фениты. Далее следует зона хибинитов, в которых преобладает CaMg-эгирин, а центр массива сложен катафоритовыми фойяитами. По контакту между хибинитами и фойяитами залегают рисчорриты-лепидомелановые пойкилитовые нефелиновые сиениты. Внутри рисчорритов или на их контакте с хибинитами располагаются ийолиты и связанные с ними огромные скопления апатит-нефелиновых пород. Кольцевые дуги этих пород падают к центру массива под углом около 30°.

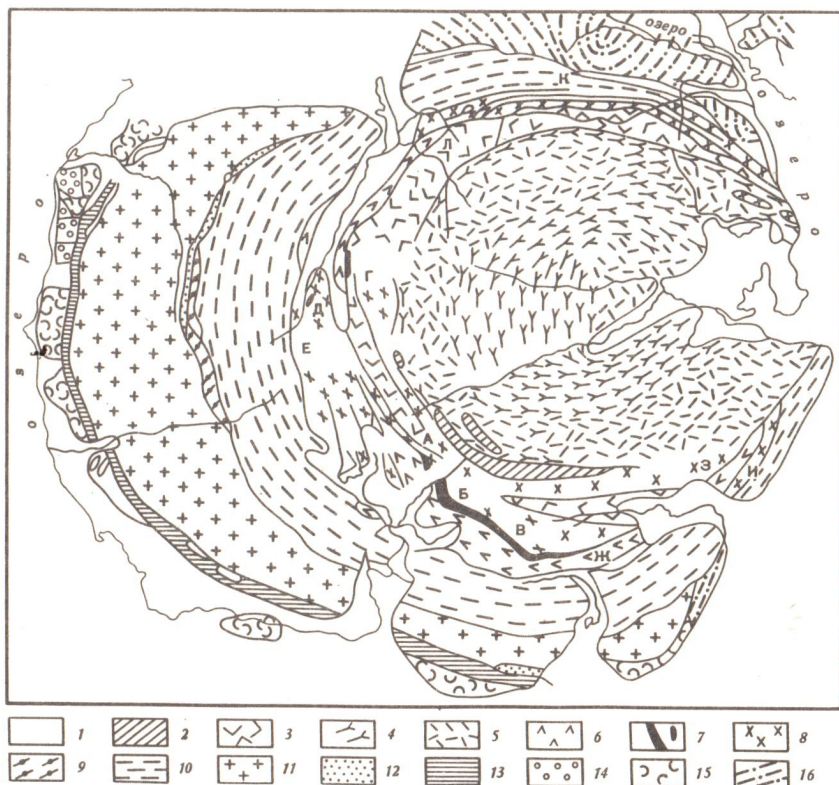
Хибиниты (44% площади массива) и фойяиты (30%) являются ранними породами, рисчорриты (20%) и связанные с ними ийолиты (6,5%) – поздними. Хибиниты и фойяиты иногда трахитоидны и расслоены. В краевых зонах массива встречаются мелкие ксенолиты ультраосновных щелочных пород (с перовскитом, меллилитом).

Комплекс жильных пород представлен щелочными базальтоидами (мончикиты, тингуаиты, шонкиниты, тералиты и др.) и многочисленными щелочными пегматитами.

В фойяитах и хибинитах преобладают простые пегматиты, иногда с центральной эгириновой зоной и с порфиридовидными выделениями микроклина. Наиболее обычные размеры жил – 0,7 × 40 м. Шлировидные пегматиты ийолитов размером до 400 × 150 м имеют Na-авгит-нефелиновый состав. В центральных частях сложных тел происходит обогащение ортоклазом, эгирином, фенакситом. Простые пегматиты рисчорритов часто полосчатые. В центральной зоне сложных пегматитов появляется гидротермальная аспаитовая ассоциация: натролит, гакманит, эгирин, шизолит, мурманит и др.

Пегматиты хибинитов иногда существенно обогащены ринколитом, а пегматиты рисчорритов – ловчорритом. Они представлены жилообразными телами четковидной или неправильной формы мощностью до нескольких метров и протяженностью до 700 м. В зональных телах центр жил сложен полевым шпатом, зальбанды и пережимы – эгирином.

Альбититы широко развиты в хибинитах и фойяитах. Выделяется две зоны интенсивной альбитизации, симметрично расположенные относительно дугообразной полосы рисчорритов и ийолит-уртитов. Внутренняя зона в фойяитах шириной до 4 км состоит из участков и полос альбитовых пород мощностью до 200 м при длине до 0,5 км. Внешняя зона шириной до 1 км минерализована менее интенсивно. Характерные минералы: лейстовый альбит, апатит, галенит, сфалерит, циркон, пироксид, либнерит, содалит, флюорит. Альбититы хибинитов иногда содержат густую вкрапленность молибденита.



Фиг.5. Хибинский массив (по Е.Н. Володину, Н.А. Елисееву)

1 - четвертичные отложения; 2 - мелкозернистые слюдяно-эгирино-роговообманковые нефелиновые сиениты; 3 - среднезернистые эгириновые нефелиновые сиениты; 4 - трахитоидные фойяиты; 5 - гранитоидные фойяиты; 6 - ийолиты, уртиты, малиниты; 7 - апатито-нефелиновые породы; 8 - рискорриты; 9 - щелочные сиенит-порфиры; 10 - трахитоидные хибиниты; 11 - гранитоидные хибиниты; 12 - щелочные и нефелиновые сиениты; 13 - роговики плагиоклаз-пироксеновые; 14 - кварцевые габбро-диабазы; 15 - шаровые лавы, метамандельштейны, зеленые сланцы и туфогенно-осадочные породы; 16 - гнейсы. Апатитовые месторождения: А - Кукисвумчоррское; Б - Юкспорское; В - Расвумчоррское; Г - Куэльпорское; Д,Е - Поачвумчоррское; Ж - Коашвинское; З,И - Ньорпах-Суолуайвское; К - Валепакское; Л - Лявойокское

Гидротермалиты наиболее типичны для рискорритов. Развита они в виде жил и зон изменения. Маломощные гидротермальные жилы обычно почти мономинеральные: натролитовые, альбитовые, анальцимовые, канкринитовые, кальцитовые, эгириновые, астрофиллитовые, юкспоритовые. Пневматолит-гидротермальное изменение пород в агрегат альбита, мусковита, натролита, монтмориллонита особенно интенсивно происходит вдоль крутопадающих тектонических зон, обычно содержащих дайки лампрофиров.

В Хибинах изучено свыше 100 минералов:

1) порообразующие - микроклин, ортоклаз, альбит, эгирин, нефелин, арфведсонит, катафорит, лепидомелан;

2) распространенные - апатит, сфен, эвдиалит, лампрофиллит, астрофиллит, ринколит, энigmatит, авгит, натролит, анальцим, канкринит, содалит, ильменит, магнетит, мусковит, пирротин, циркон;

3) мало распространенные - анкилит, аллофан, апофиллит, барит, бериллит, бербанкит, белянкинит, бритолит, вадеит, виноградовит, вудьяврит, виллиомит, галенит, гидраргиллит, ганит, галуазит, гетценит, дельхайелит, диаспор, кварц,

Таблица 4

Минеральные ассоциации Хибинского массива

Породы	Минералы		Элементы
	высокотемпературные	низкотемпературные	
Хибиниты	CaMg-эгирин, эвдиалит, лампрофиллит, ринколит	Альбит, молибденит	Na, Mo
Фойяиты	Катафорит, Fe-эвдиалит, астрофиллит, сфен, ильменит	Альбит, циркон, пироксиды, флюорит, сульфиды	Na, Zr, Nb
Ийолиты	Na-авгит, апатит, эвдиалит, сфен, ульвошпинель	Натролит, канкринит, дельхайелит, фенакит, канасит, ловозерит	P, Ca, Fe ²⁺ , Ti
Рисчорриты	Лепидомелан, ортоклаз, астрофиллит, эвдиалит, ловчоррит	Натролит, анальцим, ферсманит, пектолит, юкспорит, апофиллит, эпидидимит, шербаковит, лабунцовит	K, F, Nb, Ce, Ba, Be

кальцит, катаплеит, канасит, келдышит, куплетскит, лабунцовит, ловозерит, ловенит, лопарит, ломоносавит, молибденит, мурманит, монтмориллонит, нептунит, ненадкевичит, пектолит, полилитионит, пирит, пироксид, рамзаит, рабдофанит, расвумит, рутил, сапонит, саффорит, сода, сфалерит, сподиофиллит, сферобертрандит, термонаит, трона, уссингит, фенаксит, ферсманит, флюорит, халькопирит, ширит, цирфесит, чевкинит, чинггусуит, шабазит, шизолит, штаффелит, шербаковит, эвдидимит, эпидидимит, эльпидит, юкспорит.

Впервые были открыты в Хибинском массиве: ферсманит, юкспорит, гетценит (Са-ринкит), вудьяврит, лопарит, лабунцовит, виноградовит, фенаксит, канасит, шербаковит, расвумит (авторами - виноградовит, лабунцовит, шербаковит, хибинскит). Фенаксит, шербаковит, расвумит, а также ферсманит и юкспорит в других массивах пока не найдены. Еще только в 1-2 массивах известны ломоносавит, мурманит, келдышит, ловозерит, сферобертрандит, бериллит, ненадкевичит. Кроме того, характерно широкое развитие энigmatита эвдиалита, ринколита, лампрофиллита, астрофиллита, сфена, альбита, апатита (табл. 4).

Характерными элементами Хибин можно считать Ti, P, Ce, Sr.

Сравнение химического состава пород массива и среднего состава нефелиновых сиенитов указывает на их большую близость. Для Хибин отмечаются лишь небольшие (1,5-2 раза) концентрации Ni, Co, TR, Zr, Nb, Ta.

Важнейшее промышленное значение в Хибинах имеют апатит-нефелиновые породы (стр. 53). В всячем боку этих пород находятся крупные скопления сфена.

6. Покрово-Киреевский

Литература: К.И. Якубович (1964); А.И. Зарицкий (1965); А.В. Протогенов, И.К. Пятенко (1966).

Массив приурочен к восточной части зоны сочленения Донбасса с Приазовским щитом. Щелочные породы практически не выходят на дневную поверхность и изучены лишь по кернам буровых скважин. Они представлены небольшими (до 4 км²) штокообразными телами малиньитов, пойкилитовых нефелиновых

сиенитов а также дайками тингуаитов, сельвсбергитов, микросиенитов, эпилейцитовых и псевдолейцитовых порфиров, фонолитов и ортофиоров герцинского возраста.

Пойкилитовые нефелиновые сиениты и малиньиты, связанные фаціальными переходами, слагаются в основном щелочным полевым шпатом, нефелином, эгирином. Акцессорные минералы: гетценит, сфен, циркон, апатит, флюорит, канкринит, цеолит, карбонат.

Ортофиры и связанные с ними постепенными переходами эпилейцитовые порфиры и фонолиты имеют лейкократовый облик. Породы характеризуются высоким содержанием калиевых полевых шпатов, в меньшей степени эпилейцита или нефелина. Цветные минералы интенсивно ожелезнены. В качестве акцессориев присутствуют апатит, сфен, циркон.

Щелочные породы интенсивно изменены, калишпатизированы, окварцеваны, альбитизированы, карбонатизированы (сидерит, кальцит, паризит) и сульфидизированы (пирит и сфалерит в сопровождении барита и флюорита). Местами окварцованные ортофиры переходят в микроклиниты пегматоидного облика, содержащие кварц, паризит, гадолинит, анатаз, циркон.

В массиве известно около 50 минералов. Характерными акцессорными являются флюорит, гетценит, псевдолейцит, бавенит; характерными элементами — К, Са, F, Ве.

С массивом (или комагматичными ему эффузивами) связано месторождение флюорита (стр. 59).

7. Москаль

Литература: И.А. Петрова (1963); А.И. Лисицын, А.С. Таланцев (1965); Н.В. Свяжин и др. (1968); Е.М. Еськова, А.Ф. Ефимов (1970); А.Ф. Ефимов, Е.М. Еськова (1973).

Небольшое (1,5 × 0,8 км) линзовидное тело щелочных метасоматитов, расположенное на западном склоне южного Урала, приурочено к жерловине древнего вулкана, выполненной эруптивной брекчией керсутит-диопсидовых трахиандезитов-базальтов. Авторами встречено также несколько жил пегматоидных арфведсоновых сиенитов мощностью до 6 м. Возраст — нижнепалеозойский. Вмещающие породы — флишоидная (известково-сланцевая) толща бакальской свиты (протерозой).

Вулканическая брекчия жерловины и прилегающие к ней остатки вулканического аппарата — пластовые трещинные тела агломератовых лав, туфо-лав и туфов субщелочных эффузивов основного состава с прослоями осадочных пород почти нацело замешены с образованием биотититов, эгиринов, а также эгириновых, рибекитовых, биотитовых и гематитовых пород с микроклином или альбитом и гематит-анкерит-кальцитовых пород. Значительно реже развиты лейкократовые альбититы и микроклиниты, а также эгирин-нефелиновые и эгирин-содалитовые разновидности. Широко представлены карбонатизация, флюоритизация, менее — окварцевание.

Тело метасоматитов имеет нечеткую зональность. Периферическая наиболее меланократовая зона сложена в основном эгиринитами и меланократовыми эгирин-микроклиновыми породами (альбитизированными, нефелинизированными, содалитизированными, флюоритизированными и карбонатизированными). Промежуточная более лейкократовая зона состоит из биотититов, меланократовых биотитовых микроклинитов (альбитизированных, рибекитизированных, частично гематитизированных). Ядро тела сложено лейкократовыми биотитовыми микроклинитами (альбитизированными, гематитизированными, карбонатизированными и окварцованными).

Широко представлены (особенно в периферической зоне) прожилки полевошпатового, карбонатного, содалитового, флюоритового, кварц-карбонатного и кварцевого состава с разнообразной, в том числе и редкометальной минерализацией.

В настоящее время известно около 70 минералов, из них свыше 20 обнаружены авторами (в том числе впервые в СССР — нейборит, пандаит, баотит). Авторами также впервые установлена редкоземельная (монацит, бастнезит, бербанкит, анкилит), бериллиевая (барилит, гентгельвин, Ве-везувиан), литиевая (Li-флогопит, полилитнионит), стронциевая (стронцианит) и бариевая (барит, пандаит, баотит) минерализация.

Выделяется 7 типов минеральных парагенезисов, причем наиболее минерализованными являются альбититы и гидротермалиты (табл. 5).

Характерные минералы щелочного комплекса: содалит, нефелин, канкринит, гематит, кальцит, анкерит, флюорит, пандаит, эшинит, баотит, рамзаит, Nb-эшинит, бербанкит, анкилит, барилит, полилитнионит, астрофиллит, нейборит, ильменорутил, молибденит. Характерными элементами следует считать Nb, Ta, Ti, Zr, TR, Sr, Ba, Be, Li, Mg, F, Cl, S.

С альбититами и карбонатитами связаны редкометальная (пироклор-цирконная и эшинит-ильменорутитовая), а также гематитовая, флюоритовая и молибденитовая минерализация.

Таблица 5

Минеральные ассоциации Москаля

Породы	Минералы	Элементы
Биотиты, эгирииниты	Na-тремолит, актинолит, геденбергит, эпидот, сфен, магнетит, рутил, апатит	Na, K, Fe, Mg, Ca, Ti
Биотит-микроклиновые породы	Биотит, (эгирин), сфен, апатит, ильменит, циркон, ильменорутил	K, Al, Fe, Ti, Zr
Микроклиниты	Mg-рибекит, гематит, магнетит, ильменорутил, сфен, бритолит, колумбит, гентгельвин	K, Fe, Al, Ti, Nb, Ta, TR, Be
Содалитовые и нефелиновые эгирииниты.	Эгирин, микроклин, сфен, апатит, циркон, ильменорутил, ильменит	Na, K, Al, Fe, Cl, Ti, Zr
Альбититы	Биотит (Li-флогопит), Mg-рибекит, (кварц, серицит, хлорит), ильменорутил, Nb-эшинит, уранпироклор, циркон, барилит, рамзаит, полилитнионит, монацит, бастнезит, стронцианит	Na, Al, Fe, Ti, Nb, Ta, Zr, TR, Li, Be
Флюоритовые и кальцитовые гидротермалиты	Биотит, пандаит, баотит, бербанкит, анкилит, барит, пирит	Ca, Na, F, Cl, CO ₂ , Ba, Sr, TR
Цеолитные гидротермалиты	Содалит, канкринит, халькопирит, натролит, кварц, анальцим, анкерит, сидерит, нейборит, бербанкит, галенит, сфалерит	K, Na, CO ₂ , OH, SiO ₂

Литература: В.Д. Дусматов (1968); Е.И. Семенов, В.Д. Дусматов; Н.С. Самсонова (1963); А.Ф. Ефимов, В.Д. Дусматов и др. (1970, 1971).

Массив площадью около 30 км² находится в южной приводораздельной части Алайского хребта, обнажаясь в песчано-сланцевой толще палеозоя в виде двух разобнесенных выходов, расположенных в 1,6 км друг от друга. Северный выход сложен мелкозернистыми гранитами (биотитовыми, двуслюдяными и турмалин-биотитовыми). На юге этого выхода граниты постепенно сменяются более крупнозернистыми кварцевыми Са-эгириновыми сиенитами. Нефелиновые и канкринитовые сиениты, найденные только в осыпях, представлены биотит-гастингситовыми пегматоидными разновидностями. Характерно обилие жильных пород (гранитов, сиенит-аплитов), пегматоидных и метасоматических образований. Последние представлены фенитами, альбититами и зонами карбонатизации.

Южный выход сложен среднезернистыми диопсидовыми, гранатовыми, реже амфиболовыми сиенитами. Лишь в некоторых местах наблюдаются мелкозернистые граносиениты, аналогичные таковым северного выхода. На контакте с мраморами пироксеновые сиениты постепенно переходят в биотит-гранатовые нефелиновые сиениты, иногда пегматоидной структуры, обогащенные канкринитом и содалитом. В экзоконтактах щелочных пород по мраморам образуются диопсид-гранатовые скарны со скаполитом, волластонитом, мизеритом и хондродитом.

Последовательность образования пород массива: биотитовые граниты → эгириновые сиениты → гастингситовые и биотит-гранатовые нефелиновые сиениты (табл. 6).

Пегматиты эгириновых гранитов и кварцевых сиенитов обычно шлировидные, маломощные, простого микроклин-эгирин-кварцевого состава (с эвдиалитом, эканитом, сфеном). Более мощные (1 м) пегматитовые жилы имеют зональное строение. Внешняя зона по составу отвечает простым пегматитам. Далее следует зона с блоками микроклина. Интерстиции между кристаллами микроклина заполнены кварцем и эгирином. Центральное ядро сложено кварцем (до 1 м). Для таких жил характерно широкое развитие альбита, реже карбонатов и позднего кварц-полилитнионитового замещающего комплекса. Альбитизация и карбонатизация развиваются по промежуточной блоковой зоне, а также на границе последней с кварцевым ядром. В альбититах отмечаются: таджикит, эвдиалит, бафертисит, ридмерджнерит. Кварц-полилитнионитовый комплекс развит в основном на границе блоковой зоны с кварцевым ядром и по кварцевому ядру. В этом комплексе встречена наиболее разнообразная уникальная минерализация: согдианит, стилвеллит, тяньшанит, YBe-датолит, лейкофенит, рибекит, нептунит, цезий-куплетскит.

Всего же в массиве установлено более 60 минералов, в том числе авторыами YBe-датолит, эканит, ринколит, мизерит. Характерными элементами являются: Cs, Li, Be, Y, B, Th, U.

Таблица 6

Минеральные ассоциации Дара-Пиоза

Породы:	Минералы	
	высокотемпературные	низкотемпературные
Граниты	Турмалин, мусковит, гранат, апатит	Кальцит, флюорит
Кварцевые сиениты	Эгирин, сфен, эканит, эвдиалит, стилвеллит	Галенит, полилитнионит, Cs-куплетскит ридмерджнерит, таджикит согдианит, тяньшанит
Нефелиновые сиениты	Андрадит, гастингсит, биотит	Канкринит

Литература: В.Г. Буров, М.М. Пуркин и др. (1965).

Массив овальной формы площадью 22 км² расположен в Центральном Тянь-Шане (Южная Киргизия). Вмещающие породы – сланцы и известняки нижнего палеозоя.

Интрузия сложена щелочными и нефелиновыми трахитоидными сиенитами, прорываемыми кварцевыми сиенитами, дайками аплитов, сиенит-порфиоров, тингуаитов. Мощная (сотни метров) приконтактная зона меланократовых Са-эгириин-ортоклазовых и гастингсит-ортоклазовых пород, принимавшихся за эссекситы и монциты, вероятно, является контактово-метасоматической (фениты, твейтозиты).

Нефелиновые и щелочные сиениты связаны между собой постепенными переходами. Это – крупнокристаллические породы, при альбитизации которых гастингсит обычно сменяется эгирином, иногда рибекитом.

Пегматиты имеют довольно широкое распространение. Они приурочены преимущественно к контактовой части массива. Для эндоконтактов более характерны шпировые пегматиты, для экзоконтактов – жильные. Пегматиты часто имеют зональное строение: периферическая зона сложена ортоклазом и Са-эгирином, внутренняя – микроклином, нефелином, биотитом, эгирином, альбитом, канкринитом, содалитом.

Альбититы наложены на фениты, пегматиты, реже эндоконтактовые нефелиновые сиениты. Обычно они образуют систему маломощных ветвящихся прожилков. Основная масса редкометальной минерализации (табл. 7) приурочена к зонам альбитизации.

Характерными минералами массива являются: анкилит, астрофиллит, эвдиалит, катаплеит, анальцим; типоморфными элементами – Li, Rb, Cs, Zr, TR.

Таблица 7

Минеральные ассоциации Суртеке

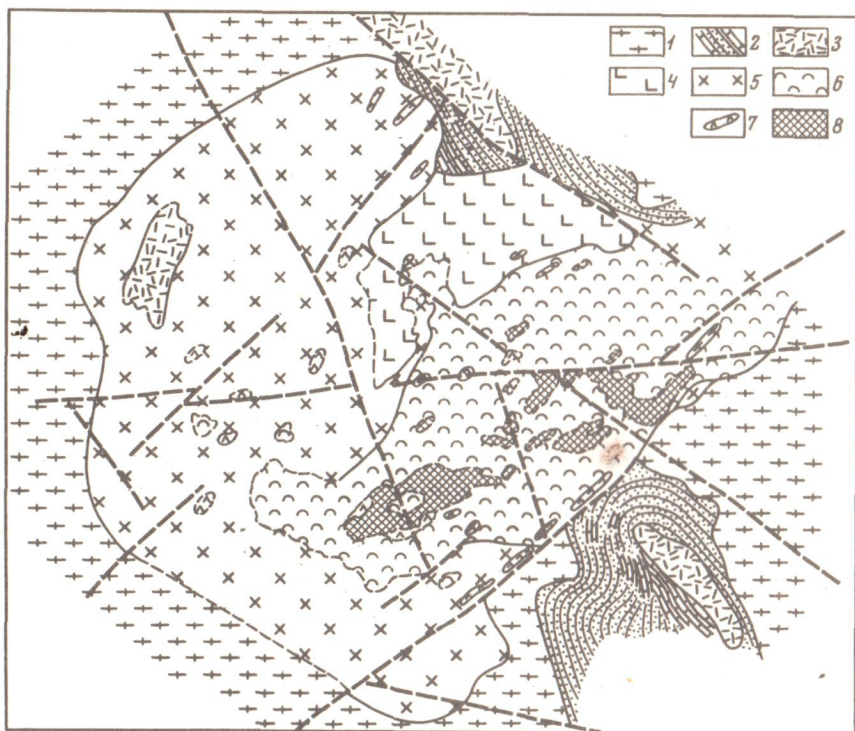
Породы	Дериваты		
	пегматиты	альбититы	гидротермалиты
Сиениты и сиенитовые пегматиты	Ортоклаз, эгириин, гастингсит, лепидомелан, катаплеит	Альбит, пироксен, арфведсонит, циркон, эвдиалит, бритолизит	Флюорит, анальцим, канкринит, содалит, анкилит, сфалерит
Нефелиновые сиениты и пегматиты	Ортоклаз, эгириин, гастингсит, лепидомелан, нефелин	Альбит, арфведсонит, астрофиллит, циркон	Галенит, сфалерит, пектолит

Енисейский кряж (10–11)

10. Кия

Литература: Н.В. Самойлова (1962, 1968); Г.В. Писемский, Е.А. Зверева (1962); В.П. Белов (1969); А.П. Хомяков, Е.И. Семенов (1971).

Кийский массив площадью около 15 км² расположен в северо-западной части Енисейского кряжа. Он прорывает нижнепротерозойские гранитоиды и осадочные породы кембрия (сланцы, песчаники, доломиты). Возраст массива – герцинский (пермский).



Фиг.6. Кийский массив (по Г.В. Писемскому)

1 - нижний протерозой: гранито-гнейсы, кристаллические сланцы; 2 - верхний кембрий: аркозовые, известковые, кварцевые песчаники, доломитизированные известняки, аргиллиты; 3 - пермь (?): кератофиры, кварцевые кератофиры, туфовидные породы; 4 - пироксеновые амфибол-пироксеновые, нефелин-пироксеновые породы; 5 - нефелиновые сиениты; 6 - сиенит-порфиры с вкрапленностью карбонатов; 7 - щелочные лампрофиры (тингвайты, мончикиты); 8 - штокверковая зона (анкерит, сидерит, флюорит, сульфиды, редкоземельные фторкарбонаты и др.)

В плане массив имеет округлую, почти изометричную форму (фиг. 6). Слагается тремя главными типами пород - меланократовыми сиенитами, лейкократовыми нефелиновыми сиенитами и сиенитами, а также сиенит-порфирами. Меланократовые Са-эгириновые сиениты развиты в северо-восточной части массива на площади 1 км², лейкократовые сиениты - в центре. Нефелиновые сиениты распространены по периферии массива на площади 10 км². Содержат обычно небольшие количества Са-эгирина и биотита. Часто нефелин замещен содалитом и либнеритом, а калиевый полевой шпат альбитизирован. Сиенит-порфиры слагают восточную часть массива площадью около 4 км². Это мелкозернистые лейкократовые породы, состоящие из микроклина и небольшого количества альбита.

На контакте с доломитами развиты магнезиальные (шпинель-форстеритовые) скарны, местами преобразованные во флогопитовые слюдиты.

К первой фазе формирования массива относятся нефелиновые сиениты, ко второй - сиенит-порфиры. Меланократовые сиениты, по-видимому, образовались при магматическом замещении нефелин-сиенитовым расплавом вмещающих доломитсодержащих пород.

В массиве широко представлены альбититы и гидротермалиты (табл. 8). Первые образуют в сиенит-порфирах мощные (до сотен метров) и протяженные (километры) зоны, вторые - штокверковые участки маломощных (до несколь-

Таблица 8

Минеральные ассоциации Кийского массива

Породы	Минералы	
	высокотемпературные	низкотемпературные
Меланократовые сиениты	Нефелин, Са-эгирин, рихтерит, ортоклаз, флогопит, лопарит, эвдиалит, пироклор, ильменит, торианит, нептунит, апатит, сфен, ширротин, пирит	
Лейкократовые нефелиновые сиениты	Нефелин, ортоклаз, альбит, Са-эгирин, биотит, гасдингсит, баркевикит, эвдиалит, циркон, апатит, сфен	Сидерит, анкерит, доломит, кальцит, флюорит, барит, халцедон, кварц, пирит, марказит, сфалерит, галенит, паризит, бастнезит, монацит, полилитинит, торианит, торит, циркон, апатит
Сиенит-порфиры	Ортоклаз, альбит, апатит, ильменит, ильменорутил, циркон	

ких см) преимущественно карбонатных (доломитовых, анкеритовых, сидеритовых, паризитовых, кальцитовых), реже флюоритовых и кварц-сульфидных прожилков в альбититах.

Щелочные породы массива с поверхности перекрыты корой выветривания мощностью до 20 м, которая над штокверковой зоной переходит в зону окисления, достигающую глубины 40 м.

В массиве установлено свыше 70 минералов (из которых 17 охарактеризованы химически). Характерны акцессорные минералы: лопарит (Nb), паризит, монацит, торианит, эвдиалит, а из гипергенных - вернадит, галлуазит, крадаллит, рабдофанит, бастнезит, черчит.

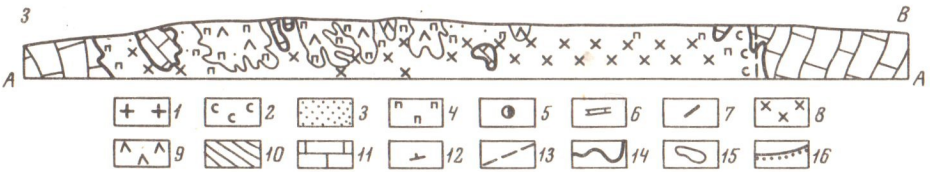
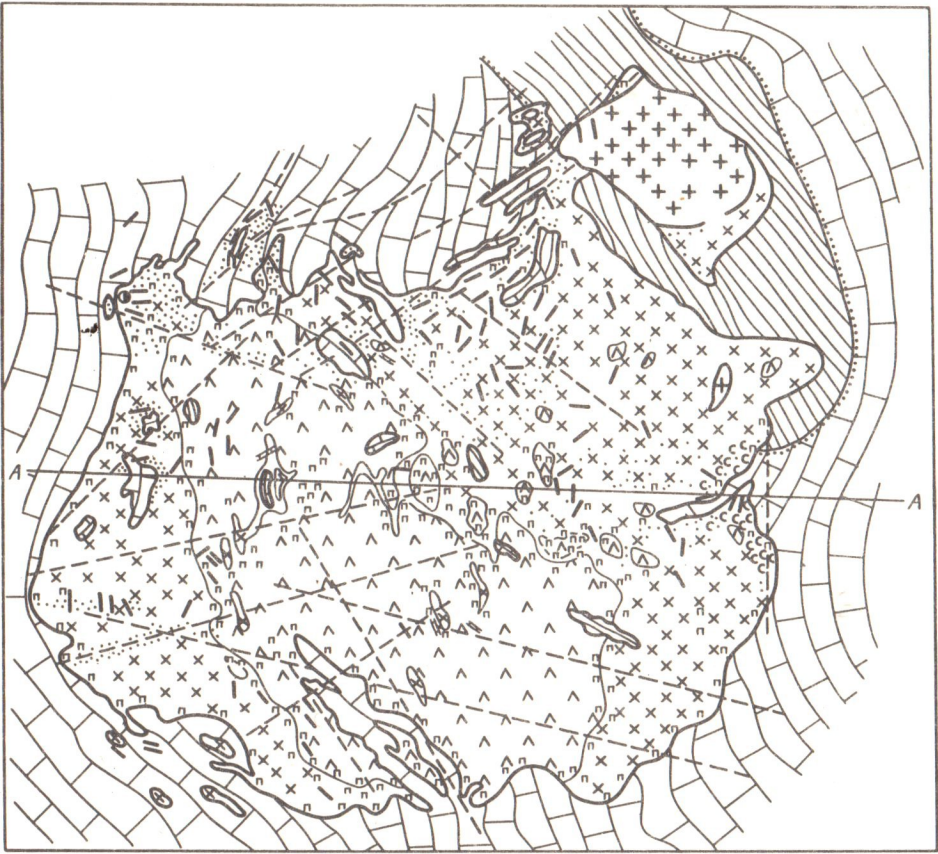
Характерными редкими элементами массива являются: TR, Nb, Zr.

Массив может быть источником алюминиевого, фосфатного сырья и флогопита. В нем широко развиты нефелиновые и амфибол-апатитовые породы (с содержанием апатита до 40%), а также слюдиты (с содержанием флогопита выше 90%).

11. Татарка

Литература: Е.В. Свешникова (1965); Е.И. Семенов, Е.В. Свешникова и др. (1969).

Татарский массив площадью 4 × 5 км расположен на Енисейском крыже в бассейне одного из притоков Ангары. Он залегает в мощной синийской толще карбонатных пород, содержащих горизонты углистых и глинистых сланцев. Возраст массива докембрийский (или палеозойский). Интрузив слагается лейкократовыми нефелиновыми сиенитами и меланократовыми ийолитами и ювитами (фиг. 7). В лейкократовых эгириновых нефелиновых сиенитах, пользующихся преобладающим развитием, среди акцессорных минералов постоянно присутствуют сфен, флюорит, ловенит. Меланократовые породы относятся к прикровлевым образованиям и иногда подстилаются лейкократовыми нефелиновыми сиенитами. Акцессорные минералы ийолитов - сфен, флюорит, гиортдалит, апатит, титаномагнетит.



Фиг.7. Татарский массив (Свешникова, 1965)

1 - мусковитовые сиениты. Измененные нефелиновые сиениты; 2 - цеолитизированные, 3 - альбитизированные, 4 - микроклинизированные. 5 - тингуаиты; 6 - жильные сиениты; 7 - пегматиты; 8 - лейкократовые нефелиновые сиениты; 9 - нефелиновые породы состава ийолита; 10 - глинистые сланцы; 11 - известняки; 12 - элементы залегания вмещающих пород; 13 - предполагаемые дизъюнктивные нарушения; 14 - линия контакта массива; 15 - границы распространения разновидностей щелочных пород в массиве; 16 - линия контакта между свитами вмещающей толщи

Зона контакта с известняками шириной до 500 м сложена скарноидами (авгит, тремолит, флогопит и кальцит) и флюорит-авгитовыми породами со сфеном, ловенитом, цирконом. При замещении сланцев образуются пироксен-везувиановые скарны и альбит-флогопит-кварцевые роговики. В контактах с известняками встречаются плагиоклаз ("дидимолит") и хлорит ("ангаралит").

В массиве и экзоконтактовой зоне широко распространены щелочные пегматиты, а также метасоматиты, с которыми связаны проявления редкометалльной минерализации.

Пегматиты имеют форму жил, гнезд, скоплений мелких линз и инъекций. По составу различаются нефелин-сиенитовые и сиенитовые пегматиты. Нефелин-сиенитовые пегматиты развиты только в пределах массива. Они слагаются нефелином, полевыми шпатами (микроклин-пертит, микроклин, поздний альбит) и эгирином, а также акцессорными: астрофиллитом, эвдиалитом, цирконом, флюоритом, апатитом. В небольших количествах в пегматитах присутствуют ильменит, галенит, сфалерит, ортит, бритоцит. Обычно это недифференцированные пегматитовые тела, но в некоторых из них намечается приуроченность темноцветных минералов (эгирина, астрофиллита) к периферическим частям жил.

Сиенит-пегматиты залегают как в пределах массива, так и в зоне экзоконтакта. Наиболее крупные жилы в нефелиновых сиенитах имеет зональное строение. Центральная часть сложена крупноблоковым микроклином, краевые зоны — мелкозернистыми микроклином и альбитом, а зальбанды — эгирином. Акцессорные минералы: Ti — тодорокит, полилитионит, катаплеит, торит, циркон, гель-циркон, флюорит.

Сиенит-пегматиты, развитые в известняках, слагаются микроклином и альбитом, иногда присутствует поздний кварц. Из темноцветных минералов, кроме эгирина, широко распространены арфведсонит и лепидомелан. Отдельные гнезда слагаются канкринитом и кальцитом. Из акцессорных минералов постоянно встречаются циркон, флюорит и апатит, спорадически — ферриторит, монацит, бастнезит, эшинит, эвксенит, колумбит, сфен, ильменит, галенит, пирит, магнетит. Характерны неравномерно-зернистая структура и блоково-пятнистое строение.

Метасоматиты представлены микроклинитами и альбититами. Микроклиниты преимущественно развиты вдоль контакта нефелиновых сиенитов с прикровлевыми ийолитами, а также в зоне контакта массива с вмещающими породами и вдоль серии разломов. Это анхимономинеральные мелкозернистые породы с апатитом, велеритом и розенбушитом.

Альбитизации подверглись неизмененные и микроклинитизированные нефелиновые сиениты, ийолиты и пегматиты. При этом возникли существенно альбитовые породы, содержащие эгирин, астрофиллит, реже арфведсонит, лепидомелан, эвдиалит, циркон, пирохлор, флюорит и апатит. В известняках образовались альбит-арфведсонитовые породы со сфеном, апатитом, цирконом.

Гидротермалиты встречаются в восточной части массива, в альбитизированных нефелиновых и щелочных пегматитах в виде сети гнезд и жилок кальцит-цеолитового состава с флюоритом, канкринитом, сфалеритом, галенитом, молибденитом. Более редки циркон, бастнезит, полилитионит.

Большое влияние на характер минерализации оказали особенности вмещающей среды. Так, для пегматитов и особенно альбит-арфведсонитовых пород, развитых в известняках, характерна концентрация безнатриевых минералов ниобия и редких земель: циркона (вместо эвдиалита), монацита (вместо бритоцита), колумбита, эвксенита (вместо пирохлора).

В массиве известно свыше 50 минералов. Характерные редкометалльные минералы: гельциркон, бастнезит, катаплеит, ловенит, Mn — стенструпин, монацит, TR — пирохлор, полилитионит, сподиофиллит, Ti — колумбит, Ti — тодорокит, тор-ианит, торит, $SeMn$ — эвдиалит, эвксенит, эшинит.

Характерные элементы массива: TR , Ta , Nb , Zr , Li , Rb , Cs .

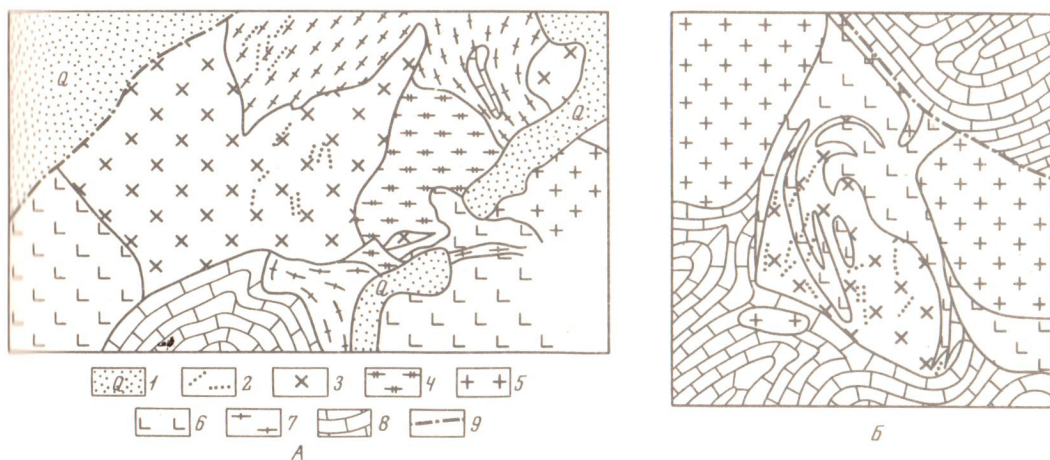
Татарский массив является крупным потенциальным источником алюминиевого сырья.

Тува (12—13)

12. Дугду

Литература: Е.Л. Бутакова (1963, 1965); Ю.Л. Капустин (1969).

Дугдинский массив площадью 40 км², расположенный в Северо-Восточной Туве, имеет верхнепалеозойский возраст. Он прорывает протерозойскую известково-сланцевую толщу, палеозойские граниты и габбро.



Фиг. 8. Массивы Дугду (А) и Коргеретаба (Б). Схемы составлены Ю.Л.Капустинным с использованием материалов Е.Л. Бутаковой (1965) и Р.М. Яшиной (1964)

1 - четвертичные отложения; 2 - дайки гранитов, пегматитов, сиенитов; 3 - нефелиновые сиениты; 4 - фениты; 5 - граниты; 6 - габбро; 7 - сланцы; 8 - мраморы; 9 - тектонические нарушения

Массив в форме асимметричного конического штока (фиг. 8) сложен трахитоидными гастингситовыми нефелиновыми сиенитами. В юго-восточном экзоконтакте массива развиты мелкозернистые трахитоидно-порфировидные нефелиновые и канкринитовые сиениты субэффузивного облика. Нефелиновые сиениты на водораздельных участках местами переполнены угловатыми ксенолитами сланцев меланократовых порфировидных и трахитоидных малиньитов, тингуаитов, содержащих псевдолейцит. Вероятно, современной эрозией вскрыта апикальная часть массива. Нефелиновые сиениты содержат сфен, ильменит, циркон, пироксен, флюорит, апатит. Вмещающие сланцы, граниты и габбро интенсивно фенитизированы. Сланцы местами пронизаны сетью послойных щелочных прожилков и превращены в меланократовые диопсид-полевошпатовые и биотитовые породы; граниты изменены в пегматоидную гастингсит-микроклин-кварцевую породу с неравномерной вкрапленностью чевкинита, циркона и бетафита. Вблизи от контакта с нефелиновыми сиенитами они теряют кварц и превращаются в лейкократовый гастингситовый сиенит, местами содержащий нефелин.

Фениты неравномерно альбитизированы и в таких участках содержат циркон, флюорит, велерит, бетафит, реже - эвдиалит и гатчеттолит. За пределами массива известны зоны альбититов, флюорит-эгириновых, биотит-апатитовых пород и слюдитов. Дайковая серия представлена гранитами, мончикитами и пегматитами.

Эгирин-нефелин-микроклиновые пегматиты развиты относительно широко и концентрируются преимущественно вдоль контактов массива, среди нефелиновых сиенитов, фенитов и мраморов. Они образуют серии крутопадающих зональных линейных жил мощностью до 15 м и протяженностью до 200 м. В осевых частях жилы гигантозернисты, резко обогащены акцессорными минералами и содержат гнезда и шпирь альбита и цеолитов. В жилах, залегающих среди мраморов, преобладает анальцит, а в жилах, пересекающих сланцы, - натролит. Отдельные жилы альбитизированы нацело. Характерные минералы пегматитов: Na-геденбергит, лепидомелан, астрофиллит и акцессорные: велерит, эвдиалит, бризолит, леллингит, ринколит, лейкофан. В альбитизированных участках встречаются также акцессорные: меланофан, розенбушит, торит и алюмобризолит.

Альбититы развиты в юго-восточной и восточной частях массива среди интенсивно измененных сланцев, где они образуют системы выдержанных линей-

ных зон, и жил мощностью до 20 м и протяженностью до 250 м. Они переполнены реликтами альбитизированных сланцев, имеют непостоянный состав и сложены мелкозернистым агрегатом альбита, биотита и Na-геденбергита. В альбититах рассеяны акцессорные циркон, эвдиалит, велерит, лейкофан, пирохлор, молибденит и алюмобритолит. Вмещающие сланцы в экзоконтактах жил изменены на расстоянии до 10 м и также содержат вкрапленность указанных минералов.

Флюоритовые жилы и метасоматические тела широко развиты вблизи от массива среди сланцев и мраморов. Обычно они образуют системы линейных крутопадающих жил, залегающих среди сланцев и мраморов. Эти образования разнообразны по составу и подразделяются на 3 основных типа: 1) эгирин-флюоритовые, 2) аминовит-флюоритовые и 3) кальцит-флюоритовые. Эгирин-флюоритовые метасоматиты (высокотемпературные) развиты среди сланцев к северу от массива в виде редких протяженных зон мощностью до 15 м. Они сложены эгирином, лепидомеланом, флюоритом и содержат акцессорные ринкит, энigmatит, астрофиллит, торит и сульфиды. Аминовит-флюоритовые жилы располагаются вдоль контактов мраморов и древних гранитов и окружены зонами волластонит-везувиан-диопсидовых скарнов. Флюоритовые жилы содержат диопсид, везувиан, анальцим, пренит, канкринит и акцессорные аминовит, пирит, галенит, бритолиит, торит. Кальцит-флюоритовые (низкотемпературные) метасоматиты развиты на контакте сланцев и мраморов к югу от массива. Они содержат ильменит, молибденит, пирит и акцессорные паризит и торит.

В массиве известно 64 минерала, из которых 22 обнаружены авторами. Характерными минералами являются: астрофиллит, эвдиалит, велерит, флюорит, бритолиит, алюмобритолит, чевкинит, леллингит, бетафит. Характерные элементы: Zr, TR, Nb, Ti, F.

13. Коргеретаба

Литература: Р.М. Яшина (1957, 1964, 1966); Е.Л. Бутакова (1965); Ю.Л. Капустин (1969).

Массив площадью 20 км² расположен в Юго-Восточной Туве (Сангилен) и представляет собой асимметричный конический шток, прорывающий палеозойские граниты и габбро, а также протерозойские мраморы.

Массив сложен трахитоидными гастингситовыми нефелиновыми сиенитами с незначительным развитием альбитизированных арфведсонит-эгириновых нефелиновых сиенитов (на восточном контакте). Трахитоидность имеет четкую коническую ориентировку, с падением к южной части массива. В периферической зоне нефелиновые сиениты содержат ксенолиты габбро.

Вмещающие породы вокруг массива интенсивно фенитизированы: габбро превращены в плагиоклаз-гастингситовые, а затем в пойкилитовые нефелиновые сиениты; граниты – в кавернозные эгирин-авгитовые сиениты; мраморы лишь слабо перекристаллизованы и скарнированы. Крупный останец фенитов ("шелочных сиенитов") расположен над нефелиновыми сиенитами в северной части массива. Жильная серия представлена пегматитами, сиенит-порфирами, гранит-аплитами и мончикитами.

Пегматиты тяготеют к южной приконтактной зоне массива. Они образуют серии кулисообразных субвертикальных линейных жил мощностью до 5 м и протяженностью до 120 м. Обычно пегматиты залегают среди нефелиновых сиенитов, реже среди фенитов и мраморов. По составу выделяется 4 типа пегматитов: эгирин-арфведсонитовые, лепидомелан-эгириновые, гастингситовые и лепидомелан-гастингситовые. Периферические зоны мелкозернистые, центральные – пегматоидные, обогащенные акцессорными минералами. В пегматитах третьего типа отмечена слабая прожилковая альбитизация.

Для эгирин-арфведсонитовых пегматитов характерны: эвдиалит, ринколит, лопарит, рамзаит, нептунит, полиитионит, а также розенбушит, сейдозерит, торит, бритолиит, астрофиллит. В лепидомелан-эгириновых пегматитах акцессор-

Таблица 9

Минеральные ассоциации Коргеретады

Породы и дериваты	Минералы	
	высокотемпературные	низкотемпературные
Нефелиновые сиениты	Микроклин, гастингсит, нефелин, сфен, циркон, ильменит, магнетит, пироклор, апатит	Альбит, биотит, флюорит, натролит
Фениты	Микроклин, эгирин-авгит, альбит, олигоклаз, (кварц), циркон, чевкинит, бетафит	Нефелин, гастингсит, биотит
Пегматиты: эгирин-арф- ведсонитовые и эгирин-лепи- домелановые	Микроклин, эгирин, лепидомелан, арфведсонит, нефелин, анальцим, эвдиалит, астрофиллит, бритолит, ринколит, гентгельвин, уранинит	Анальцим, натролит, альбит, канкринит, катаплеит, содалит, лопарит, рамзаит, нептунит, полилититионит, торит, сфалерит, скуттерудит, апатит, эпидидимит, апофиллит, циркосульфат, гиббсит, бетафит, циркофиллит, лейкофан
гастингсито- вые	Микроклин, гастингсит, нефелин, лепидомелан, циркон, сфен, магнетит, пироклор, апатит, ильменит	Альбит, натролит, гиббсит, канкринит
Альбититы	Альбит, лепидомелан, канкринит, циркон, магнетит	Флюорит, пирит, торит, бастнезит, уранинит
Скарны	Диопсид, андрадит, везувиан, кальцит	Альбит, мелинофан, мусковит

ные минералы представлены гиортдалитом, розенбушитом, велеритом, бритолитом, гентгельвином, астрофиллитом, торитом, уранинитом. Лепидомелан-гастингситовые и гастингситовые пегматиты слабо дифференцированы и бедны акцессориями (ильменит, циркон, пироклор).

Альбититы образуют ряд мелких крутопадающих тел (до 25 м мощностью) вдоль западного фланга массива среди нефелиновых сиенитов. Им сопутствуют процессы биотитизации, натролитизации и флюоритизации. В них встречены акцессорные циркон, пироклор и торит.

Скарны андрадит-везувиан-диопсидового состава развиты по мраморам на западном экзоконтакте массива. Они местами альбитизированы и содержат акцессорные: мелинофан, пирит, молибденит. В зоне скарнирования мраморов на контакте с габбро преобладает меллитит.

В массиве установлено 65 минералов (в том числе авторами - 24), из которых наиболее характерны арфведсонит, ринколит, бритолит, уранинит, астрофиллит, эвдиалит, лейкофан, гентгельвин, катаплеит, рамзаит, нептунит, лопарит, полилититионит (табл. 9). Характерные элементы: Zr, TR, Be, Li, F.

14. Фадью-Куда

Литература: А.М. Даминова (1963); А.А. Ганзеев (1971).

Интрузия расположена в Центральном Таймыре, близ Таймырского озера, на южных отрогах хребта Бырранга. Залегает в пермских известняках и сланцах. Состоит из двух участков площадью $2 \times 0,6$ км и 250 м^2 .

Первый участок сложен в основном эгирин-альбитовыми нефелиновыми сиенитами часто с гранатом. Эти породы, а также альбититы и пегматиты содержат эвдиалит, астрофиллит, катаплеит, лопарит, сфен, апатит. В маломощных гидротермалитах обнаружены натролит, анальцит, Sr- томсонит, кальцит, флюорит, барит, шизолит.

15. Томтор

Литература: Э.Н. Эрлих (1964); А.П. Хомяков (1972).

Массив диаметром около 22 км находится на северо-восточной окраине Анабарского шита. Залегает в доломитах, филлитах и песчаниках синия и на значительной площади перекрыт юрскими и четвертичными отложениями. Вероятный возраст массива - палеозойский.

В строении массива намечается концентрическая зональность. Внешнее кольцо шириной до 5 км состоит из двух дугообразно вытянутых тел, сложенных трахитоидными нефелиновыми сиенитами, пойкилитовыми нефелиновыми сиенитами и ювитами. Второе кольцо сложено нефелинсодержащими сиенитами. В центральной части диаметром около 4,5 км обнажаются пегматоидные ювиты. Вмещающие доломиты на контакте подверглись мраморизации. Ксенолиты вмещающих пород превращены в нефелиновые твейтозиты и фениты.

Преобладающие породы массива - трахитоидные эгириновые нефелиновые сиениты; местами в них присутствует содалит. Акцессорные минералы представлены ринколитом, лампрофиллитом, эвдиалитом, сфеном, редко апатитом. Ювиты и близкие к ним по структуре и составу пойкилитовые эгириновые нефелиновые сиениты содержат сфен, шорломит, эвдиалит, титаномagnetит, циркон, апатит и флюорит.

Характерные минералы - эвдиалит, лампрофиллит, сфен; элементы - Ti, Zr.

Северное Прибайкалье (16—17)

16. Бурпала

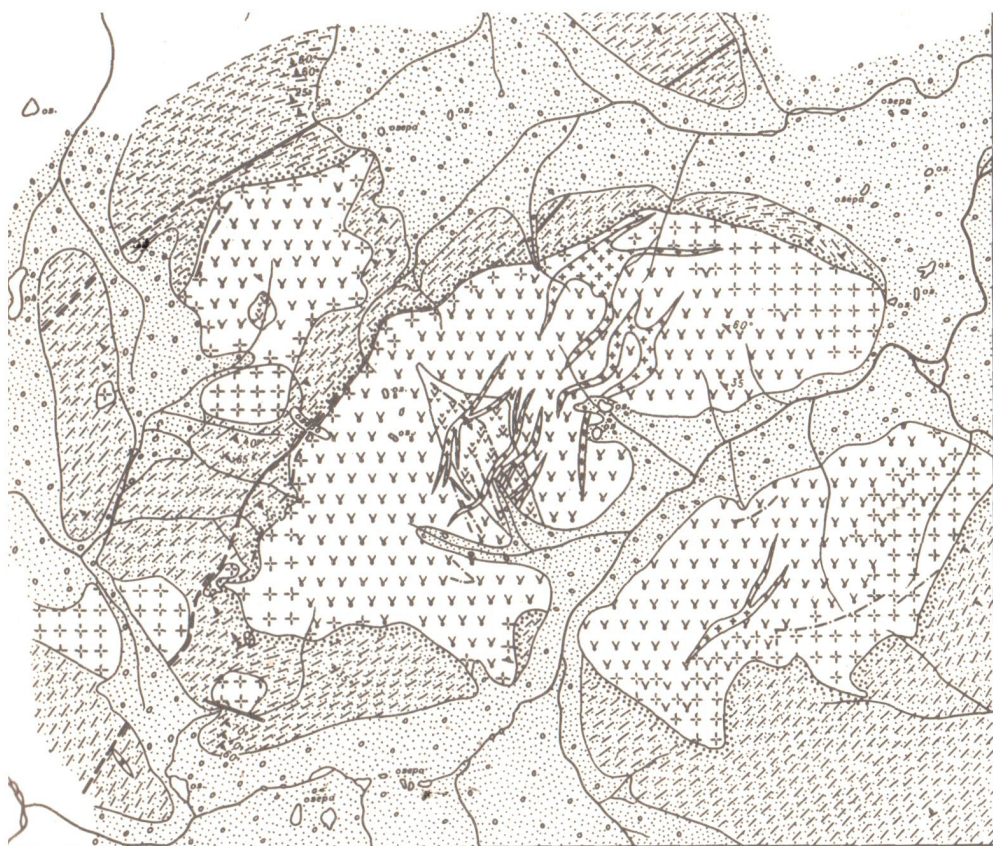
Литература: А.Я. Жидков (1961, 1962, 1965); А.М. Портнов (1963, 1964, 1966); Е.И. Семенов (1965); А.П. Хомяков (1972); А.Ф. Ефимов, А.А. Ганзеев (1973).

Массив площадью около 250 км² расположен в 120 км к северо-востоку от северного окончания озера Байкал, по левому притоку р. Мамы. Он имеет эллиптическую форму и залегает в аргиллит-алевроитовой толще кембрия (фиг. 9). Вмещающие породы на контакте с массивом превращены в кварц-биотит-кордиритовые роговики и интенсивно нефелинизированы. Возраст массива палеозойский (девон).

Главными породами являются трахитоидные эгирин-диопсидовые сиениты-пулaskиты с отдельными линзовидными телами нефелиновых сиенитов в центре массива. В периферических частях и на контакте с крупными линейными останцами алевролитов пулaskиты постепенно переходят в эгирин-роговообманковые кварцевые сиениты. Породы главной фазы прорваны многочисленными дайками гранит- и сиенит-аплитов, составляющими до 10% общей площади массива.

Пегматиты широко развиты в контактовой части массива. Встречаются жильные сиенит-пегматиты и значительно реже пегматоидные щелочные граниты и нефелинсодержащие пегматиты. В пегматитах последнего типа краевую зону составляет таблитчатый микроклин, ориентированный перпендикулярно стенкам жил; в центре находится агрегат нефелина, микроклина и арфведсонита с ильменитом и эвдиалитом.

Сиенит-пегматиты залегают в массивных кварцевых сиенитах и фенитах. Падение жил чаще всего крутое, мощность 1-2 м. Отдельные жилы прослеживаются по простиранию до 70 м. Кристаллы микроклина в призальбандовой



Фиг.9. Массив Бурпала (по А.С. Паку)

1 - четвертичные отложения; 2 - ороговикованные вмещающие породы; 3 - алевролиты, песчаники; 4 - дайковая серия пород; 5 - содалитовые сиениты; 6 - трахитоидные пуласкиты; 7 - массивные щелочные сиениты; 8 - тектонические нарушения; 9 - зоны метасоматического изменения; 10 - элементы залегания осадочно-метаморфических пород; 11 - элементы линейной текстуры интрузивных пород

части чаще всего ориентированы перпендикулярно зальбандам. Центральная часть сложена незакономерно ориентированным блоковым микроклином. Са-эгирин и арфведсонит образуют крупные идиоморфные призматические кристаллы, причем первый преобладает в периферических частях пегматитов, а второй - в центральных. Интерстиции между кристаллами микроклина часто заполнены альбитом и аксессуарными минералами (табл. 10).

Для пегматитов характерно развитие наложенных альбитовых и альбит-эгириновых минеральных ассоциаций. Чаще всего замещение идет по контактам пегматитов или по их центральным наиболее крупнозернистым зонам. Намечается вертикальная зональность пегматитов, проявляющаяся в накоплении в верхних частях крутопадающих жил минералов Mn , Li , F (пирофанит, тайнолит).

Таблица 10

Минеральные ассоциации Бурпалы

Породы	Пегматиты	Микроклиниты и альбититы	Гидротермалиты
Пуласкиты	Ортоклаз, арфведсонит, эгирин, нефелин, содалит, сфен, ильменит, циркон, апатит	Альбит, эгирин, лопарит, пироклор, циркон, ринколит, эвдиалит, перьерит, микроклин, кварц, сфен, эльпидит, лейкофенит, нептунит, рамзаит	Флюорит, апатит, ринколит, лейкофан, бастнезит, брүстерит, натролит, анкилит
Сиениты	Микроклин, эгирин, рибекит, арфведсонит, ильменит, катаплеит, ловенит, рамзаит	Альбит, эгирин, циркон, лопарит, пироклор, торит, пиррофанит, астрофиллит, рамзаит, сейдозерит, ландауит	Натролит, флюорит, лейкофан, гамбергит, власовит, гейландит, десмин, анальцим, тайниолит, молибденит, пирит, сфалерит, галенит
Гранит-аплиты	Микроклин, кварц, эгирин, биотит, сфен, циркон, ортит	Альбит, микроклин, кварц, эгирин, рибекит, торианит, торит, лопарит, циркон, эвдиалит, эльпидит, бетафит, бафертисит, астрофиллит, нептунит	Криолит, томсенолит, ральстонит, галенит

Сиенит-пегматиты центральной части массива образуют тела линзовидной формы (400 × 50 м) в пуласкитах, с которыми связаны постепенными переходами. Характерно широкое развитие процессов замещения (эгиринизация, флюоритизация, натролитизация) с разнообразной редкометальной минерализацией (см. табл. 10).

Микроклиниты также приурочены к центральной части массива и развиваются с замещением пуласкитов. Там же известны содалитовые микроклиниты с эгирином и эвдиалитом.

Альбититы и эгирин-альбититовые породы являются наиболее широко распространенными метасоматическими образованиями массива. Они развиваются в тектонических зонах как по фенитизированным вмещающим породам, так и по пуласкитам, кварцевым сиенитам и по дайкам гранит- и сиенит-аплитов. Главная редкометальная минерализация альбититов - лопарит и циркон, однако для них характерно и довольно большое количество других акцессорных минералов, набор которых во многом определяется тем субстратом, по которому развиваются метасоматиты (см. табл. 10).

Апатит-флюоритовые гидротермалиты (с магнетитом и лейкофаном) образуют зону в центральной части массива близ содалитовых микроклинитов. Она состоит из апатит-флюоритовой жилы до 3 м мощностью и 100 м длиной и приконтактных флюоритизированных пуласкитов.

Щелочные пегматиты, породы зон контакта, альбититы и флюоритовые породы концентрируют Cs, TR, Zr, Be (астрофиллит, лопарит, циркон, лейкофан и др.).

В массиве известно свыше 80 минералов. Из них характерными являются: лопарит (мало ниобиевый), бриолит, ловенит, Са-сейдозерит, катаплеит, SrZr-

перьерит, лейкофан, гамбергит, астрофиллит, ландауит (новый минерал), плюм-бобетафит, власовит. Типоморфные элементы: Li, Rb, Cs, Be, Sr, B, TR, Ti, Zr, Th, Mn, Zn, F.

17. Акит

Литература: Г.В. Андреев и др. (1969); В.В. Герасимовский (1969).

Массив площадью 4,5 км² расположен в Северном Прибайкалье в междуречье рек Кичера и Верхняя Ангара. Имеет в плане изометричную форму. Вмещающие породы представлены нижнепалеозойскими граносиенитами. Возраст верхнепалеозойский или мезозойский.

Интрузив сложен в основном пироксен-роговообманковыми сиенитами. В центральной части массива встречено подковообразное тело мелкозернистых эгириновых гранитов. Нефелиновые Са-эгирин-биотитовые сиениты слагают дайкообразные тела мощностью до 150 м и протяженностью до 550 м. Последовательность интрузивных фаз: сиениты → граниты → нефелиновые сиениты.

В массиве известно 5 линейных зон микроклинитов, альбититов и флюорит-карбонатных гидротермалитов. Зоны имеют субмеридиональное простирание, мощность до 10 м, протяженность до 400 м. Две из них расположены в пределах массива, остальные – во вмещающих породах.

Зоны, расположенные внутри массива, наиболее минерализованы. Большая часть их сложена микроклином и альбитом с вкрапленностью ксенотима, тайниолита и пирита. В центральной части тел находятся небольшие (до 2 м) гнезда олигонит-флюоритового и анкерит-флюоритового состава. Для олигонит-флюоритовой ассоциации типичными аксессуориями являются тайниолит, ксенотим, бритолит, бастнезит, гематит, барит, пирит; для анкерит-флюоритовой – барит, кальцит, паризит, ксенотим, пирит, тайниолит, гематит, пирит, торит.

Во вмещающих породах развиты альбититы с вкрапленностью пирита, тайниолита, ксенотима, а иногда изометричные рутил-пиритовые гнезда с ксенотимом и тайниолитом.

Характерные минералы массива: паризит, ксенотим, тайниолит, флюорит, анкерит, барит. Характерные элементы: Ce, Y, Li, Ba, F, C.

18. Пога

Литература: М.Г. Руб, Б.Л. Залишак (1964); А.А. Толоч (1964).

Массив площадью 3,5 км² находится в Приморье, в пределах восточного крыла главного антиклинория Сихотэ-Алиня, близ Кокшаровского щелочного массива. Вмещающие породы: андезитовые туфы и алевролиты верхнего палеозоя. Возраст массива – мезозой (юра).

Интрузив пластообразной формы сложен трахитоидными и массивными Са-эгириновыми, биотитовыми и Са-арфведсонитовыми сиенитами; со стороны южного экзоконтакта сопровождается четырьмя небольшими линзообразными телами эгириновых нефелиновых сиенитов.

Жильные породы: щелочные пегматиты, бастониты, трахитоидные сиениты, сиенит-порфиры и лампрофиры.

Щелочные сиениты интенсивно альбитизированы. Особенно широко развита альбитизация в центральной (катаклазированной и милонитизированной) зоне массива, где образуются собственно альбититы. Участками сиениты на 90% замещены серицитом, хлоритом и эпидотом. Основная масса редкометаллических минералов связана с альбитизацией. При развитии более поздней серицитизации и хлоритизации их количество резко уменьшается. При этом лопарит и пироклор соответственно замещаются лейкоксеном и колумбитом.

В массиве известно около 40 минералов (табл. 11), характерными из которых являются лопарит, пироклор, циркон, торит, аксинит, альбит, хлорит, эпидот, серицит. Типоморфные элементы: Nb, Ta, Zr, TR, Be, U, Th, V.

Породы, пегматиты	Альбититы	Гидротермалиты
Микроперот, антитроклаз, нефелин, эгирин-авгит, биотит, арфведсонит-гастингсит, альбит, содалит, лопарит, сфен, рамзаит, титаномагнетит	Альбит, микроклин, эгирин, лопарит, пироклор, циркон, ортит, монацит, аксинит, ильменит, рутил, апатит	Хлорит, эпидот, серицит, альбит, кальцит, натролит, кварц, клиноцоизит, ортит, сульфиды, лейкоксен, колумбит

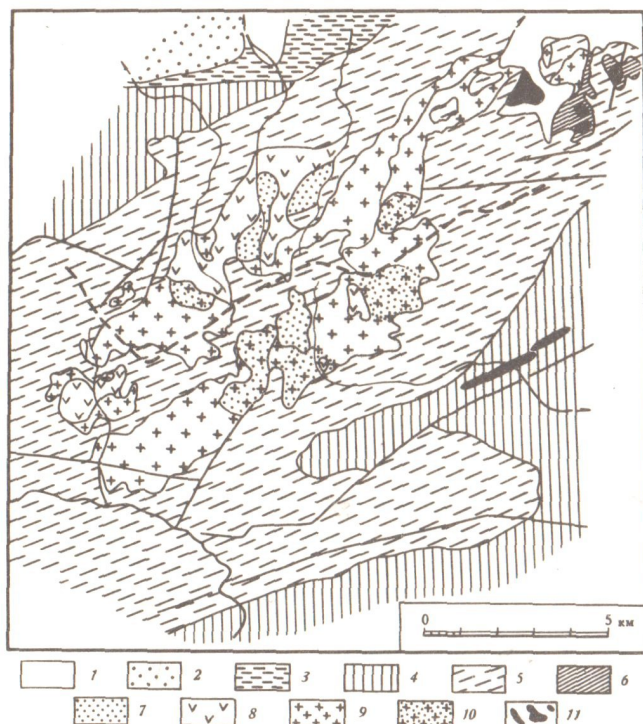
19. Тамазерт

Литература: Agard (1960).

Расположен на хребте Высокого Атласа в Марокко. Находится в ядре антиклинали юрских известняков и имеет, вероятно, альпийский возраст. Массив размером 18 × 5 км содержит в центре обширное поле известняков (фиг. 10). Последние интенсивно скарнированы (развитие везувиана, диоксида, граната). Слагающие массив нефелиновые сиениты близ контакта переходят в якуширангиты.

Обильные нефелин-микроклин-эгириновые пегматиты богаты эвдиалитом. Они содержат также содалит, астрофиллит, ловенит, ринкит.

Центральную часть массива секут дайки карбонатитов. В них отмечены нефелин, андрадит, апатит. В поздних карбонатитах развиты пироклор, целестин, витерит, монацит, флюорит.



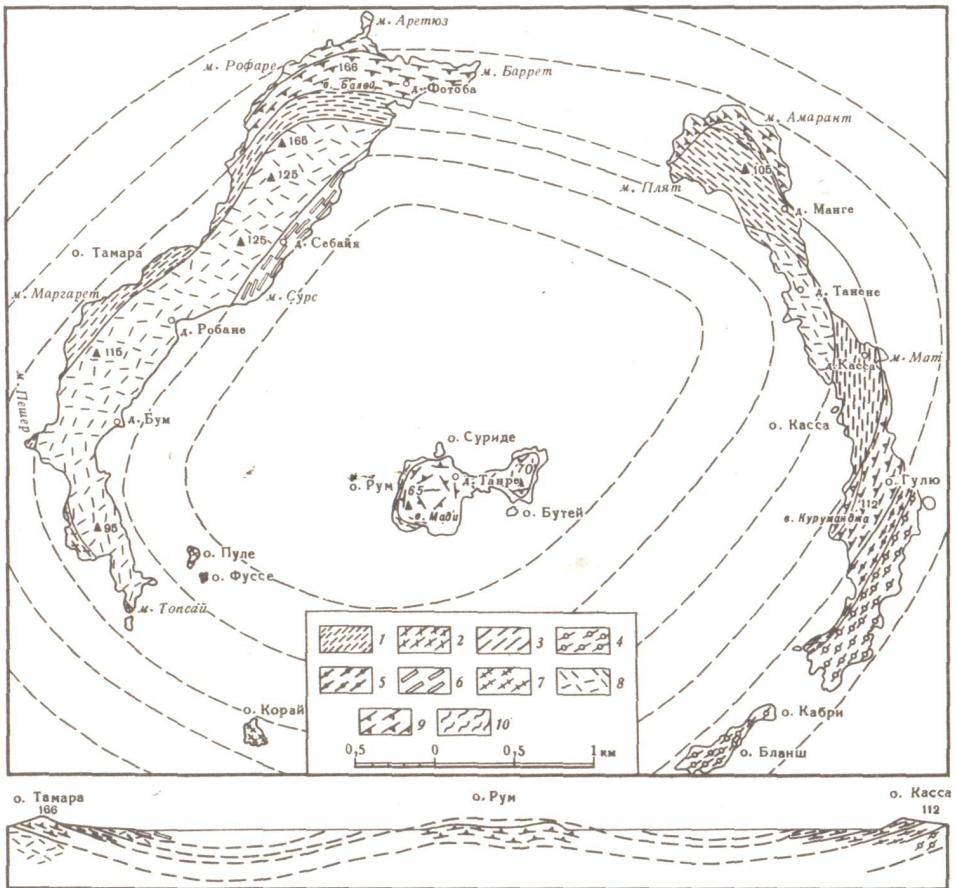
Фиг.10. Массив Тамазерт.

1 - современные отложения; 2 - третичные отложения; 3 - меловые отложения; 4 - среднеюрские отложения; 5 - лейас; 6 - триас; 7 - карбонатиты; 8 - метасиениты; 9 - нефелиновые сиениты; 10 - меланократовые сиениты; 11 - габбро

Литература: Ласюк (1911); В.И. Герасимовский (1970); В.Г. Лазаренков (1973).

Расположен в Гвинейской Республике, неподалеку от Конакри, на нескольких островах (Касса, Тамара, Рум и др.), на окраине Либерийского щита. Возраст — мезозой.

Массив имеет изометричную форму и диаметр — 11 км (фиг. 11). Площадь островных выходов 14 км². Для массива характерна блюдцеобразная форма и стратификация. Падение слоев — к центру массива, более крутое у контактов. По гравиметрическим и магнитометрическим данным, этот лополит мощностью около 1,8 км "насажен" на штокообразный корень глубиной до 13 км. Краевую донную часть лополита слагают нозеановые сиениты (с лабрадором) мощностью более 350 м. Далее следуют горизонты (до 200 м) ловенитовых фой-



Фиг. 11. Массив архипелага островов Лос (В.Г. Лазаренков и др., 1973)

1 — биотит-ортоклазовый роговик; 2 — андезин-гастингситовый сиенит; 3 — нозеановые порфировидные сиениты (с андезином, нефелином); 4 — нозеановый крупнозернистый сиенит с лабрадором; 5 — нозеановый мелкозернистый сиенит с биотитом; 6 — нозеановый сиенит-порфир; 7 — нозеановый крупнозернистый (среднезернистый) сиенит с высоким содержанием нозеана; 8 — нозеановые крупнозернистые сиениты (нефелинсодержащие баркевикитовый, авгитовый и биотитовый; голотейкократовый нефелиновый); 9 — ловенитовые фойзиты: сфен-акмитовый, ловенит-сфеновый, ловенит-эгириновый нефелинсодержащий, ловенит-эгириновый, ловенит-велеритовый, гиортдалит-велеритовый, ловенит-астрофиллитовый; 10 — ловенитовый люаврит, содалитовый фойзит

яитов, нозеановых порфировидных сиенитов, нозеановых крупнозернистых сиенитов, нозеановых сиенит-порфиров.

В выпуклой центральной части – ядре – находятся ловенит-астрофиллитовые фойяиты. Эти породы, а также ловенитовые фойяиты, являются наиболее молодыми, образовавшимися, вероятно, в верхней части массива. Агпайтовые породы богаты пегматитами. В них содержатся эгирин, арфведсонит, серандит, эвдиалит, виллиомит, ловенит, велерит, ринкит, гиортдалит, астрофиллит. Плюмазитовые нозеановые сиениты содержат лабрадор, авгит, баркевикит, биотит, сфен, апатит, магнетит, пирротин.

Характерные минералы: виллиомит, серандит (установленные в этом массиве), нозеан, лабрадор, ловенит, велерит, астрофиллит. Характерные элементы: Na, Ca, Zr, F, S.

На щелочных породах Лоса образовалась мощная бокситовая кора выветривания. Бокситы интенсивно разрабатываются (стр. 201).

21. Поко-Да-Калдас

Литература: Л.Ж. Мораес (1958); Tolbert (1966).

Находится в северо-восточной Бразилии, в 200 км к северу от Сан-Пауло, на границе со штатом Минас Жераэс. Представляет собой эллипсоидальный щелочной комплекс площадью около 1050 км². Вмещающими породами являются архейские гнейсы и сланцы.

Щелочные породы представлены фойяитами, тингуаитами и фонолитами. В меньшей мере развиты фонолитовые порфиры, авгитовые лейцитифиры и вулканические брекчии. Описываемая разновозрастность интрузивных щелочных пород (кембрий) и щелочных эффузивов (юра) маловероятна. Щелочные породы состоят из анортклаза, нефелина и эгирина. Второстепенные минералы: розенбушит, эвдиалит, ловенит, астрофиллит.

В связи со щелочными породами массива известны гидротермалиты, латеритовые коры выветривания и россыпи (аллювиальные и элювиальные).

Гидротермалиты представлены двумя типами жильных образований: 1) бадделейт-цирконовыми и 2) магнетитовыми с редкоземельно-ториевой минерализацией.

Характерные минералы массива – бадделейт, циркон, бастнезит, торогуммит, метаотенит, гидраргиллит.

Типоморфные элементы: Zr, U, Th, TR.

С гидротермалитами, россыпями и корами выветривания щелочного комплекса связаны крупнейшие в мире месторождения бадделейта (стр. 58). Кроме того, к щелочным породам приурочены месторождения бокситов (стр. 201), радиоактивных (торогуммитовых) и редкоземельных (бастнезитовых) руд (стр. 201). Нефелиновые сиениты, иногда обогащенные калием (до 13%), рассматривались как возможное сырье для производства калийных удобрений.

22. Кипава

Литература: Edgar (1971); Gittins (1973).

Расположен в Канаде близ оз. Шеффилд (Квебек).

Обнажается лишь несколько выходов эвдиалит-эгириновых сиенитов размером около 100 м. Крупнокристаллическая, пегматоидная порода состоит в основном из микроклина, альбита, Са-эккерманита, эгирина, эвдиалита, флюорита. Темноцветные минералы иногда образуют полосчатые обособления.

В породе встречены крупные (до 10 см) кристаллы власовита, мизерита, ринколита, гиортдалита, а также зерна бритолита, апатита, торита, скаполита, тайниолита. Авторами в массиве изучены власовит и новый NaCa-силикат.

Характерные элементы: Zr, Ce, Th, Ca, Mg, Na, K, Li, F, Cl.

23. Игалико

Литература: Flink (1900); Emeleus, Harry (1970).

Расположен в Гардарской провинции юго-западной Гренландии. Массив площадью 450 км² сложен в основном фойяитами (с фаялитом, Са-эгирином, баркевикитом, иногда эвдиалитом). Содержит 4 интрузивных центра, в каждом из которых до 28 петрографических единиц, включая сиениты и габбро. Общее падение стратификации – к центру массива. В районе Нарсарсука, близ контакта с докембрийскими гранитами, развиты щелочные сиениты. На площади 500 × 100 м в сиенитах находятся пегматиты с богатейшей редкометальной минерализацией, но эти пегматиты известны в основном в мелкоглыбовых развалах.

Пегматоидные шпирь мощностью около 1 м сложены в основном микроклином, арфведсонитом, эгирином (реже кварцем и эвдиалитом). В центре тел часто находятся миароловые пустоты с альбитом, кварцем, анкеритом. К этим пустотам приурочена основная масса редкометальных минералов: пироклор, синхизит, кордилит, полилитнионит, сподиофиллит, эпидидимит, эвдидимит, лейкофан, лейфит, ашкрофтин, катаплеит, эльпидит, нарсарсукит, рамзаит, лейкофенит, нептунит, астрофиллит. Авторами в массиве изучен сподиофиллит.

Характерные элементы: Li, Be, Ba, B, Y, Ce, Zn, U, Nb, Mo, Mn, Si, F.

24. Вернер

Литература: Veerth (1959).

В северо-восточной Гренландии расположен ряд щелочных массивов (Вернер, Трейл, Пиктет) общей площадью 200–400 км². Массивы сложены в основном щелочными сиенитами и гранитами. На небольших участках (5 км) между ледниками обнажаются нефелиновые сиениты с лампрофиллитом, ловенитом, ринколитом, нарсарсукитом. Мелкие пегматитовые жилы имеют нефелин-микроклин-эгириновый состав. Сиениты секутся дайками лампрофиров и гидротермально-пневматолитовыми жилами. В последних обнаружены молибденит, флюорит, кварц, стронцианит, барит, сидерит, гематит. Концентрации молибденита могут иметь промышленное значение.

25. Норра-Чер (Нора Кер)

Литература: Adamson (1944).

Массив площадью 0,3 км² расположен в южной Швеции, на берегу озера Ветгерн. Размер 1,2 × 0,4 км. Залегает в архейских гнейсах. Сложен в основном эвдиалит-эгириновыми нефелиновыми сиенитами (грэннаитами). Это – мелкозернистые породы с почти вертикальной слоистостью в краевых частях массива. Эвдиалит часто замещен катаплеитом, однако есть и породы с первичным катаплеитом. Вдоль краев массива в грэннаитах находятся включения (до 150 м) более древних пород – фойяитов арфведсонит-альбитовых с розенбушитом (лакарпитов) и пектолит-эккерманит-эгириновых, а также пуласкитов и эгириновых сиенитов. В грэннаитах обнаружены нефелин-эгирин-микроклиновые пегматиты с TR-эвдиалитом, катаплеитом, натролитом, пренином, пектолитом, Li-эккерманитом.

Характерные элементы: Zr, TR, Mg, Li, Rb, Zn.

Литература: Brögger (1890), Neumann a.oth. (1960).

В грабене Осло (юго-западная Норвегия) на площади около 5000 км² широко развиты палеозойские (пермские) щелочные интрузивные породы (в возрастной последовательности): сиениты (ларвикиты), нефелиновые сиениты (лаурдалиты), кварцевые сиениты (нордмаркиты) и эгириновые граниты (экериты). Известны также ромбен-порфиры, эссекситы и сиенито-диориты. Биотитовые и баркевикитовые нефелиновые сиениты резко уступают по распространенности (1,3%) сиенитам и гранитам.

Пегматиты авгитовых сиенитов (ларвикитов) содержат полимигнит, циркон, пироклор, сфен. Среди нефелин-сиенитовых пегматитов выделяется два типа:

1) мелинофан-гомилит-лепидомелановые (с цирконом, молибденитом, флюоритом, сфеном, гиортдалитом);

2) эвдиалит-эгириновые (с катаплеитом, баркевикитом, велеритом, мозандритом, астрофиллитом, эпидидимитом, цеолитами и др.).

Пегматиты первого типа залегают в узкой полосе не далее 0,5 км от контакта лардалитов с вмещающими палеозойскими песчаниками и порфиритами. Пегматиты обычно образуют маломощные жилы. В жеодах проявлена гидротермальная минерализация: цеолиты, эпидидимит, паризит, флюорит, апофиллит.

В массиве изучено около 60 минералов. Здесь впервые установлено 20 минералов: астрофиллит, баркевикит, велерит, гамбергит, гомилит, гиортдалит, кариоцерит, капшеленит, лейкофан, ловенит, мозандрит, меланоцерит, мелинофан, норденшельдит, полимигнит, розенбушит, тритомит, фрейалит, эпидидимит. Наиболее характерны из них гомилит, кариоцерит, капшеленит, норденшельдит, тритомит, фрейалит.

Характерные элементы Лангезундфиорда: Be, Ba, B, TR, Zr, Nb, Th, Sn, Fe²⁺, Mn, F.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Стенструпиновые месторождения

Литература: H. Sørensen (1962); Løvborg (1971)

Эти месторождения (так же как и месторождения ловозеритовые, эвдиалитовые, лопаритовые, чкаловитовые и барилитовые) характерны для массивов 1-а группы - с науяитами и луявритами (№ 1-4).

Месторождение стенструпина расположено в северной части массива Илимасак, близ контакта науяитов с вмещающими базальтами. Рудами являются крупнокристаллические луявриты, которыми густо импрегнированы базальты, габбро, сиениты и науяиты. Месторождение открыто в 1956 г. при радиометрической съемке, разведано многочисленными буровыми скважинами и штольней.

На площади около 1 км² среднее содержание урана равно 0,06%, максимальное - 0,3% (соответственно для тория 0,19 и 1,3%). В 1958 г. были подсчитаны запасы в 4 тыс. т урана. В последние годы запасы были значительно увеличены за счет северо-восточного фланга месторождения.

Кроме урана и тория руды содержат в значительных количествах целый ряд других элементов, в том числе ниобий (0,6%), тантал (0,015), цинк (0,1-0,7%), редкие земли, бериллий, цезий, таллий, галлий и др. При технологических опытах вместе с ураном из руд был получен и цинк.

Главным радиоактивным минералом является черный смолистый стенструпин в зернах до 1 см. Минерал содержит около 20% TR и 0,5 U. Состав TR-лантан-цериевый. Уран, торий и редкие земли находятся также в монаците, торите и пироклоре. Носители ниобиевого оруденения - пироклор, луэшит, эпистолит. Цинк содержится не только в сфалерите, но и в амфиболах. Главные бериллиевые минералы - чкаловит, тугтупит, соренсенит, эпидидимит. Цезий и рубидий резко (~1%) концентрируются в астрофиллите. Галлием обогащены микроклин, содалит и анальцим.

Ловозеритовые месторождения

Эти месторождения представляют собой штоки и пластообразные тела ловозерит-мурманитовых порфиридных луавритов, имеющие мощность до 100 м и площадь выходов около 1 км², преимущественно залегающие в эвдиалитовых луавритах верхней части одного из массивов. Породы содержат порфиридные включения мурманита, ловозерита, лампрофиллита, микроклина в зеленой мелкозернистой микроклин-эгириновой массе. В этих породах интенсивно проявлены гидротермальные процессы. Встречаются акцессорные: полилитионит, эпидимит; лампрофиллит и мурманит превращены в гельанатазовый лейкоксен.

Ловозеритовые луавриты содержат до 0,23% окислов Nb, до 0,02 - Ta; до 0,22 - TR; 1,94 - Zr; 2,43 - Ti; 12,5 - Al; 9 - Fe; 1,2 - Mn; 0,2 - Sr; 0,1 - Zn; около 0,03% Hf, Ca, Rb.

Основным минералом - носителем редких элементов является ловозерит, в котором содержится около 16% Zr, 0,5% TR. Он представлен коричневатыми сильно измененными зернами и ороидами до 3 см.

Породы пористые, обожженные. В связи с этим попытки получения из них редкометаллических концентратов успехом не увенчались. Нами предлагается комплексное использование лучших сортов этих руд на большинство перечисленных выше компонентов при химико-металлургической переработке. Наибольшую ценность в этих рудах могут иметь Ta, Nb, TR, Zr. (Семенов, 1973)

Ловозеритовые и описанные выше стенструпиновые луавриты имеют много общего. Эти породы являются наиболее поздними дериватами науяитовых массивов.

Эвдиалитовые месторождения

Литература: H. Sørensen (1962).

Месторождения этого типа разведаны в Илимаусаке (какортокиты) и в СССР (эвдиалитовые луавриты, эвдиалититы). Они представляют собой огромные тела эвдиалит-нефелиновых сиенитов: эгириновых - в СССР арфведсонитовых - в Илимаусаке.

Эгириновые эвдиалитовые луавриты слагают почти всю верхнюю часть массива мощностью более 100-200 м. Количество эвдиалита в этих породах достигает 25%, в среднем составляя 10-15%. Встречаются акцессорные: арфведсонит, лопарит, апатит, лампрофиллит, мурманит, рамзаит и сфен. Размер зерен эвдиалита до 0,5 см.

Эвдиалититы образуют в меланократовых эвдиалитовых луавритах шпировидные и линзовидные тела размером до 5 x 50 м. Количество крупнозернистого эвдиалита - от 60 до 90%.

Эвдиалит содержит 11-14% ZrO₂, до 1,2% Nb₂O₅, до 0,1% Ta₂O₅, до 2,4% TR₂O₃. Для редких земель характерно повышенное содержание иттрия и тяжелых лантаноидов. Эвдиалитовые руды могут служить комплексным сырьем на Zr, Nb, Ta, Y. Содержание ZrO₂ в эвдиалитовых луавритах 2-3%, в эвдиалититах - 6-8%.

Какортокиты и пегматиты Илимаусака пытались эксплуатировать на эвдиалит еще в конце XIX в. Сейчас в прибрежных частях массива датская химическая компания ведет комплексные разведочные и технологические работы. Известны три разновидности какортокитов: красные, черные и белые. Красные какортокиты резко обогащены эвдиалитом, черные - арфведсонитом, белые - микроклином. Наблюдается более 30 трехчленных слоистых серий какортокитов. Слой черного какортокита (мощностью около 1,5 м) переходит вверх в слой красного (1,5 м), а последний постепенно сменяется слоем белого какортокита (8-12 м). В какортокитах встречены молибденит, галенит, астрофиллит, ринкит - минералы Mo, Cs, Nb, Se.

Красный какортокит содержит около 30% эвдиалита (4% ZrO₂). Однако оказалось нерентабельным выбирать лишь этот красный слой, и схема сейчас

разработана для открытой отработки всей толщи какортоцитов, содержащей около 2% ZrO_2 . Запасы таких руд практически неограничены (площадь около 10 км², мощность больше 500 м). Предполагается отработка и богатых эвдиалитом какортоцитовых пегматитов, образующих огромный пояс на контакте какортоцитов с сиенитами. Пегматиты составляют около половины объема зоны длиной до 100 м при мощности 1–10 м. Они имеют эгирин–альбит–нефелин–микроклиновый состав и содержат до 30% эвдиалита – столько же, сколько и красные какортоциты. Эвдиалит Илимаусака содержит несколько больше редких земель (2%) и ниобия (1–1,5%), чем минерал из луявритов.

Эвдиалитовые породы, так же как ловозеритовые и стенструпиновые луявриты, являются ценным многокомпонентным редкометалльным сырьем с неограниченными запасами, способным обеспечить значительную часть потребности мира почти в половине элементов периодической системы. Для этого требуется разработка новых методов оценки и химико–металлургической переработки многокомпонентных руд.

Апатит-лопаритовые месторождения

Лопаритовые месторождения связаны со слоистыми нефелиновыми породами одного из дифференцированных массивов СССР. Лопаритом обогащены горизонты ювитов, уртитов и малиньитов в верхней части массива, луявритов – в средней, а также фойяитов и ювитов – в нижней.

Порфириовидные ювиты – мелкозернистые, с вкрапленниками микроклина породы – образуют пластовые залежи. Количество лопарита в них невелико, так что содержание $(Nb, Ta)_2O_5$ – до 0,45%, TR_2O_3 – до 2%.

Малиньиты в виде тонкого горизонта залегают в мощной толще фойяитов. Малиньиты представляют собой среднезернистую породу с массивной, реже трахитоидной текстурой. Минеральный состав (в %): нефелин + цеолиты (30–60), полевои шпат (1–20), эгирин (20–40). Акцессорные: мурманит, эвдиалит, лампрофиллит, апатит, виллиомит, содалит, канкринит, шизолит.

Обогащены лопаритом помимо малиньитов также вышележащие уртиты мощностью до 15 см и нижележащие ювиты или фойяиты (до 7 см). Размер зерен лопарита 0,3–0,4 мм. Максимальная концентрация лопарита приурочена к лежащему боку горизонта малиньитов. В горизонте уртитов обогащены лопаритом донная часть (20 см), а также нижележащие луявриты (10 см). Уртиты представляют собой плотные массивные мелкозернистые породы, имеющие следующий состав (в %): нефелин + натролит (70–90), полевои шпат (0–14), эгирин (2–20), содалит (0–7). Акцессорные минералы: апатит, мурманит, эвдиалит, лампрофиллит. Лопаритовые уртиты и малиньиты содержат Nb_2O_5 и TR_2O_3 .

Для месторождений нижней части дифференцированного комплекса (в отличие от верхней) характерны большее число лопаритовых горизонтов, их большие мощности, малые расстояния между отдельными горизонтами и меньшая концентрация лопарита в их лежащих боках. Обогащены лопаритом ювиты, реже уртиты и мезократовые луявриты. Мощность горизонтов колеблется от 0,6 до 2 м. Максимальные содержания лопарита тяготеют к висячим бокам луявритов и лежащим – ювитов и уртитов. Лопарит распределен по зонам равномернее и представлен более мелкими (0,1 мм) кристаллами.

Лопаритовые руды являются комплексным сырьем, так как лопарит содержит: 7,4–12% Nb_2O_5 , 0,6–0,8% Ta_2O_5 , 32–36% TR_2O_3 , 38–40% TiO_2 . В нижней части массива он обогащен TR , Ti и обеднен Nb , Ta , Sr . Состав редкоземельных элементов лантан–цериевый.

В некоторых случаях из лопаритовых месторождений могут дополнительно извлекаться нефелин (Al, Ga) и апатит, содержащий до 8% SrO и TR_2O_3 . Наиболее высокие содержания нефелина (до 95%) наблюдаются в урритах.

Литература: Л.Б Антонов (1934); Т.Н. Иванова (1963).

В Хибинах известно несколько крупнейших апатит-нефелиновых месторождений: Кукисвумчорр-Юкспор-Расвумчорр, Ньюрпахк, Суолуай, Коашва, Куэльпор, Лявайок, Валепакх и др. (см. фиг. 5). Тела апатит-нефелиновых пород отдельных месторождений образуют вместе с рисчорритами и ийолит-уртитамии дугообразную залежь. Рудный комплекс ассоциирует и генетически связан с пойкилитовыми сиенитами-рисчорритами.

Наиболее крупным и сложным является Кукисвумчорр-Юкспор-Расвумчоррское месторождение, ранее рассматривавшееся как три разрозненных месторождения. Оно расположено в западной и юго-западной частях массива, примерно в центре апатитовой дуги. Апатит-нефелиновые породы образуют линзовидную залежь протяженностью в километры при мощности около сотни метров. Угол падения (к центру массива) с глубиной возрастает с 15 до 50°.

В лежачем боку рудное тело контактирует с ийолит-уртитамии. В высшем боку находятся уртиты и рисчорриты. Рудное тело состоит из двух зон: богатых и бедных апатитом руд (фиг. 12). Зона богатых руд мощностью 10-35 м располагается в верхней части апатит-нефелиновой залежи и занимает значительно меньший объем, чем зона бедных руд. Она сложена существенно апатитовыми породами с пятнистой и пятнисто-полосчатой текстурой. Пятнистость руд обусловлена наличием в белой и слегка зеленоватой мелко- и среднезернистой апатитовой основной массе породы неправильных беспорядочно разбросанных более темных выделений (до 6 см) нефелина, полевого шпата, эгирина, сфена, титаномагнетита.

Зона бедных руд, занимающая нижнюю часть апатитовой залежи, сложена апатит-нефелиновыми породами линзовидно-полосчатой (80%) и сетчатой текстур. Линзовидно-полосчатые руды состоят из темных линз (до 10 × 3 см), реже угловатых обломков, мелкозернистого ийолита, разделенного светло-зелеными, почти белыми прожилками мелкозернистого апатита мощностью до 1 см. Более бедные сетчатые руды содержат большее количество линз ийолита.

Апатитовая минерализация в южной и северной группах месторождений апатитовой дуги развита в меньшей степени. В них преимущественно представлена зона брекчированных руд, состоящих из обломков апатитовых и нефелин-апатитовых пород, сцементированных полевошпатовыми ийолитами и ювитами.

В формировании апатитовых месторождений выделяется три фазы. К первой фазе относятся породы бедной зоны, второй - собственно апатитовые породы и третьей - брекчия апатитовых пород предыдущих фаз, сцементированных апатитосодержащими ийолитами, уртитамии и ювитами.

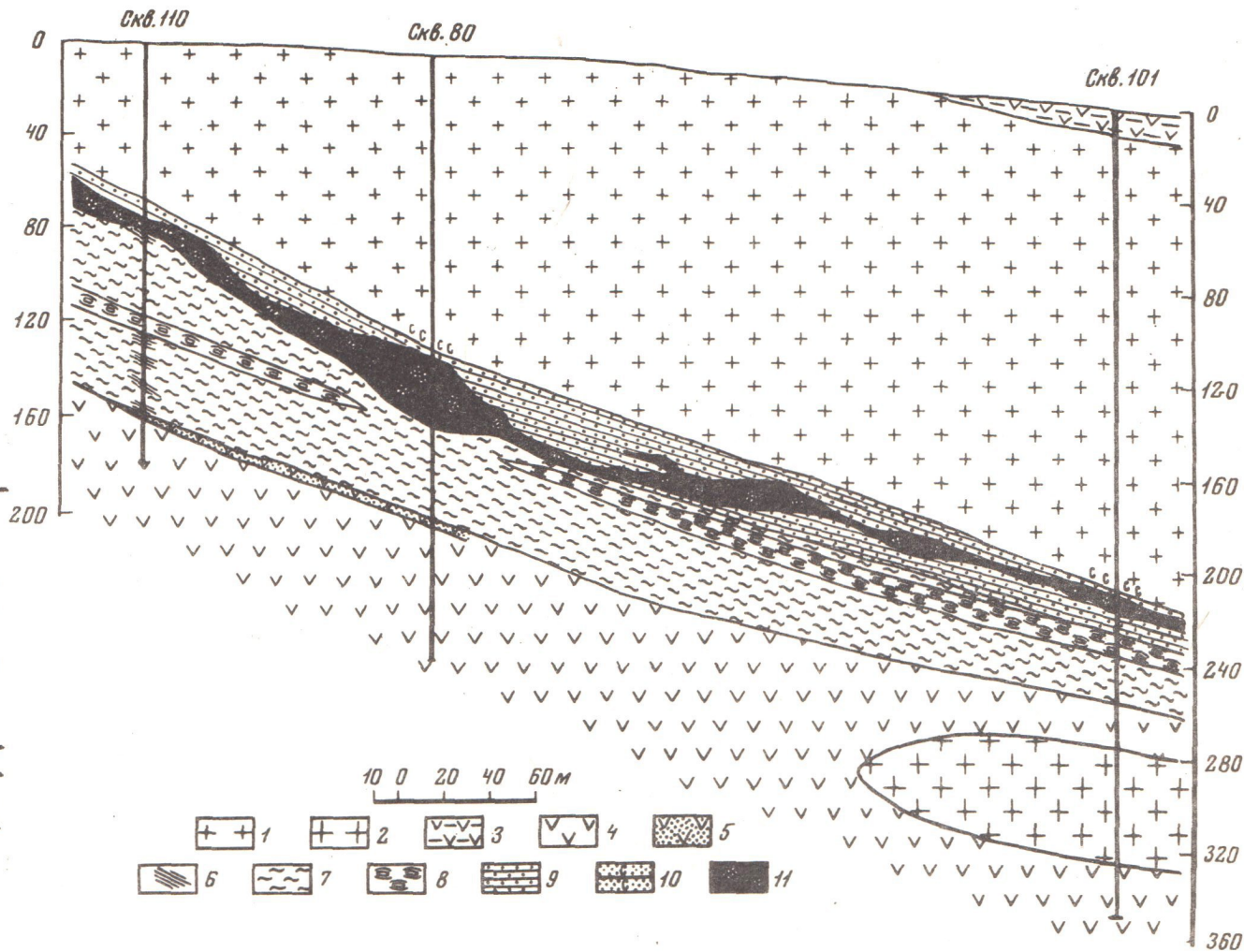
Несколько иное строение характерно для Поачвумчоррского и частично Лявайокского месторождений. Они приурочены к линейной зоне дробления и милонитизации в рисчорритах, находясь в 2 км западнее главной апатитовой дуги. Апатит-нефелиновые рудные тела имеют значительную протяженность (до 700 м) при малой мощности (3-10 м). Верхние части тел сложены полосчатыми, а нижние - пятнистыми нефелин-апатитовыми породами.

Главными минералами руд являются: апатит, нефелин, эгирин-авгит и полевой шпат. Аксессуарные минералы: сфен, титаномагнетит, эгирин, лепидомелан, катафорит, эвдиалит, перовскит, лампрофиллит, энigmatит. Промышленное значение имеют апатит, нефелин и сфен.

Содержание апатита в рудах подвержено существенным колебаниям; породы верхней контактовой зоны - 15%; пятнистые и пятнисто-полосчатые породы богатой зоны - 70-75%; породы бедной зоны - 25-50%; ийолиты с апатитом - 20-25%.

Среднее содержание в целом по месторождению составляет 60%. Различается сахаровидный (преобладает), игольчатый и зернистый апатит. Размер его кристаллов 0,0п-0,3 см. Минерал является фтор-апатитом, содержащим около 2% SrO и TR₂O₃ цериевого состава.

Нефелин образует короткостолбчатые гексагональные кристаллы и зерна размером 0,0п-8 см. Среднее его содержание в апатитовых рудах - 17%.



Фиг.12. Вертикальный разрез апатитового месторождения Расвумчорр (по Т.Н. Ивановой, 1963)

1 - рисчорриты; 2 - рисчорриты со сфен-апатитовыми прожилками; 3 - малиньиты; 4 - ийолит-уртиты; 5 - ийолиты или уртиты с апатитом; 6 - сетчатые; 7 - линзовиднополосчатые; 8 - крупноблоковые; 9 - пятнистые и пятнисто-полосчатые апатито-нефелиновые породы; 10 - пятнистые и пятнисто-полосчатые апатитовые породы с единичными кристаллами призматического сфена; 11 - брекчия апатитовая

Характерной особенностью этого нефелина является высокое содержание калия (до 10,8% K_2O), железа (2%), галлия и низкое — кальция.

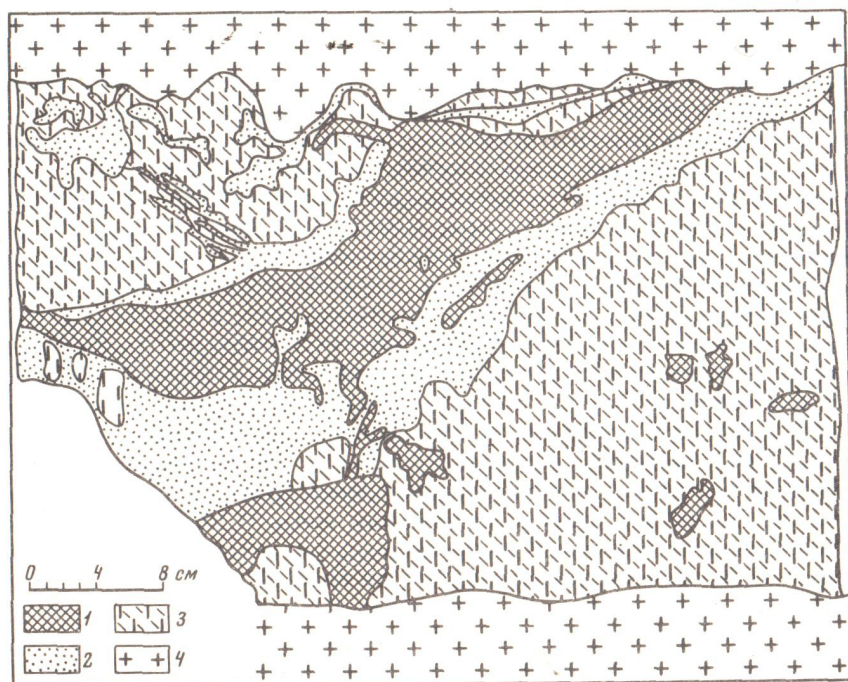
Сфен образует значительные скопления только в висячем боку рудных тел. Встречается он во всех породах верхней контактовой зоны, но особенно богаты им сфеновые ийолиты (до 70%). Обычные содержания сфена в рудной залежи составляют 5–10%. Распределен сфен крайне неравномерно; нередко образует прожилки и жилы, секущие руды и породы висячего бока. Сфен образует призматические, реже игольчатые кристаллы 0,0п–1 см. Минерал содержит Nb_2O_5 и TR_2O_3 .

Нефелин-апатитовые месторождения Хибин по запасам и содержаниям уникальны. Общие запасы P_2O_5 в массиве превышают 4 млрд. т. По Р.В. Карпову, на 1970 г. разведаны запасы 2,7 млрд. т при среднем содержании 17,5% P_2O_5 . Бортное содержание — 11%; предполагается в дальнейшем его снижение до 7% P_2O_5 . Руды обогащаются с выделением двух видов концентратов: апатитового и нефелинового. В настоящее время нефелиновый концентрат используется лишь частично (около 10%). Нефелин является рудой на Al, Ca, щелочи, а также может применяться для производства цемента и керамики. Сфен пока не извлекается, но может стать сырьем для получения титановых (анатазовых) белил.

Ринколитовые месторождения

Пегматиты с ринколитом и его скрытокристаллической разновидью — ловчорритом известны в одном из массивов СССР. Они приурочены здесь к двум дугам: рисчорритов и трахитоидных хибинитов.

Зона рисчорритов с ловчорритовыми пегматитами прослеживается на 16 км. Одно из ловчорритовых месторождений представляет собой систему параллельных пегматитовых жил (около 20), прослеженных на протяжении до 1 км. Жилы имеют общее широтное простирание и крутое падение на север. Залегают



Фиг.13. Ловчорритовый пегматит (Слепнев, 1962)

1 — эгирин; 2 — ловчоррит; 3 — калиевый полевой шпат; 4 — пойкилитовый нефелиновый сиенит

они в гнейсовидных нефелиновых сиенитах. Мощность жил непостоянна и изменяется даже на коротких расстояниях (четковидные пережимы). Большинство жил имеет мощность до 50 см. Отдельные жилы обладают мощностью до 4 м и прослеживаются по простиранию до 600 м.

Ловчорритовые пегматиты сложены в основном полевым шпатом (до 70%), эгирином (2%), арфведсонитом (30%) и ловчорритом. В значительных количествах встречаются нефелин, апатит, сфен, эвдиалит, лампрофиллит. Отмечается также присутствие пектолита, содалита, канкринита, апофилита, лепидомелана, астрофиллита, гетценита, лопарита, пирохлора, ферсманиита, сфалерита.

Отчетливой зональности в пегматитах не наблюдается. Можно лишь отметить приуроченность эгирина и арфведсонита к краевым частям жил. Основная масса ловчоррита находится в краевых частях жил вместе с поздним эгирином (фиг. 13). Ловчоррит распространен также вместе с апатитом в альбитизированных участках пегматитов.

Распределение ловчоррита крайне неравномерно; его содержание от 1% доходит до 30%. Минерал образует клеевидные коричневатые выделения размером до 30 × 50 см. Часто ловчоррит с поверхности замещен вудъявритом.

Ринколитовые пегматиты залегают в трахитоидных хибинитах. Полого падающие жилы имеют мощность около 1 м и прослеживаются на протяжении 50–250 м. Жилы сложены в основном микроклином, нефелином, арфведсонитом. В центре тел иногда наблюдается обогащение эгирином и альбитом, а также лампрофиллитом, эвдиалитом. Ринколит образует в блоках микроклина коричневатые призматические кристаллы размером до 5 × 0,5 см, а ловчоррит – мелкие выделения в эгирине.

Ловчоррит–ринколитовые пегматиты содержат около 6% этих минералов.

Чкаловитовые месторождения

Литература: Е.И. Семенов (1969); Engell a.o. (1971).

В Илимаусаке авторами (Семенов, 1969) обнаружено бериллиевое месторождение, представляющее собой штокверк маломощных (10 см) гакманит–чкаловитых пегматитовых жил в науяитах (фиг. 14 см. приложение). Содержание чкаловита в этих жилах – около 50%. Овальные белые выделения его размером около 6 см ориентированы под большими углами к стенкам жил. Чкаловит (и замещающий его тугтупит) обнаруживается также в приконтактных частях науяитов. Вероятно присутствие чкаловита и в самих породах, однако чкаловит трудно отличить (в том числе и по оптике) от нефелина. Чкаловит содержит около 12% BeO.

Близ гакманит–чкаловитового штокверка науяиты секут крупной чкаловит–уссингит–анальцимовой жилой, по-видимому, гидротермального происхождения. Эта вертикальная жила мощностью 1–2,5 м прослеживается на 50 м и теряется в осыпях. В краевой зоне жилы концентрируются анальцим, содалит, иногда акмит. Главными минералами центральной зоны являются уссингит и чкаловит, образующие выделения до 25 см. Здесь же находятся тугтупит, эпистолиит, халькоталлит, илимаусит, ниобофиллит, стенструпин, политионит.

На площади максимального развития (3000 м²) чкаловитового штокверка и жилы датскими геологами на глубину эрозионного среза (80 м) подсчитаны запасы 180 тыс. т богатой руды с содержанием более 0,1% BeO. Бериллометрической съемкой оконтуриена и общая площадь месторождения (100 тыс. м²) с содержанием BeO около и менее 0,1%. На глубину эрозионного среза (100 м) это дает запасы около 10 млн. т руды.

Акцессорная чкаловитовая минерализация известна также в Ловозере, но в отличие от Илимаусака представлена только уссингитовыми пегматитами и гидротермалитами.

В Ловозере развит также и иной эпидидимитовый тип акцессорной бериллиевой минерализации, связанной со сложными пегматитами и гидротермалитами науяитов. Крупные тела этого типа, изученные М.В. Кузьменко (Власов и др., 1959), залегают на контакте науяитов с фойяитами и луявритами (фиг. 15).



Фиг. 15. Гакманит-натролитовый пегматитовый шток (по М.В. Кузьменко)

1 - фойяиты; 2 - луавриты; 3 - содалитовые пойкилитовые сиениты (науяиты); 4 - внешняя эгириновая зона; 5 - внутренняя гакманит-натролитовая зона

Наиболее крупное тело имеет форму овала 55×40 м. Краевую зону мощностью до 1 м составляет зеленый волокнистый эгирин, содержащий включения микроклина, эвдиалита, мурманита. Центральная часть тела выполнена огромными белыми блоками натролита и (ближе к краям) гакманита. К этой зоне приурочены выделения эпидидимита, карнасуртита, полилитионита. Соседний крупный пегматит обогащен альбитом, стенструпином, ненадкевичитом, эпидидимитом. Гакманит и натролит концентрируют галлий (около 0,05%). Натролит отличается чистотой и крупностью выделений. Вероятно использование этого натролита в качестве цеолитных "молекулярных сит" и плавня.

Барилитовые месторождения

Литература: Heinrich, Dean (1962); Nickel, Charette (1962)

В канадском месторождении Сил-Лейк (Квебек) бериллиеносными являются полевошпат-арфедсонитовые сиенитовые породы, для которых предполагается фенитовое происхождение. Две зоны этих пород прослеживаются на 40 км. В полосчатых породах темные прослои сложены эгирином и арфедсонитом, светлые — ортоклазом и альбитом. Бериллий связан в основном с барилитом, образующим зерна до 5 см и жилки до 2,5 см. Содержание BeO в первой зоне — 0,44%, во второй — 0,76%, а запасы (на 1 м углубки) соответственно 27 тыс. т и 3 тыс. т. Кроме того отмечаются высокие содержания Ta (0,4%), Nb (0,3%).

Лопаритовые месторождения

Альбитизированные эгириновые нефелиновые сиениты одного из массивов Дальнего Востока содержат около 0,3% Nb , 0,03% Ta . Главным минералом-концентратором ниобия является лопарит с содержанием до 8% Nb_2O_5 , а циркония — циркон. В рудах количество лопарита до 4%. Лопарит часто лейкоксенизирован.

Лопарит и циркон известны также в альбититах Кольского п-ва.

Эшинитовые месторождения

Эшинитовые месторождения представлены рудными зонами в щелочных метасоматитах мощностью до 100 — 150 м и протяженностью до 1 км. Средние содержания тантала составляют 0,0п%, ниобия и циркония — 0,п%. Зоны залегают согласно с общим простираем щелочных метасоматитов, реже имеют несколько секущий характер. Рудами являются гематит-микроклиновые, гематит-рибекит-альбитовые и эгирин-альбитовые метасоматиты. Отношение в рудах 1:10.

Главными минералами-концентраторами Zr , Ta и Nb являются их собственные минералы (70—80%). Для эгиринового типа руд характерны уранипироксид и пандайт, для гематитового — Nb -эшинит и ильменорутил.

Бадделейтовые месторождения

Литература: Tolbert (1966).

На плато Поко-да-Калдас (Бразилия) в массиве эгириновых нефелиновых сиенитов известно более 30 месторождений урано-циркониевых руд. Они сосредоточены в трех участках: Каската, Южно-Центральном и Посиньюс.

Месторождения делятся на первичные (жильные, вкрапленные) и вторичные (аллювиальные, элювиальные). Вторичные месторождения имеют большее экономическое значение. Гидротермальные жилы мощностью 5—15 см почти целиком сложены колломорфным радиально-лучистым бадделейтом и цирконом. Вокруг жил в фойяитах и фонолитах развита вкрапленная бадделейт-цирконовая минерализация. Запасы составляют около 2 млн. т бадделейта. Руды в среднем содержат ZrO_2 — 70,0%, U_3O_8 — 0,64% и делятся на три вида: 1) фавас с содержанием до 90% ZrO_2 ; 2) калдасит — до 85% и 3) циркит. Добыча бадделейта идет кустарным способом с 1922 г. максимально в размере 10 тыс. т.

На участке Морру-ду-Ферро обнаружен также крупный (150 × 500 м) штокверк гидротермальных магнетитовых жил (до 10 м) с торий-редкоземельным (ортит-горитовым) оруденением. Разведанные запасы относятся лишь к зоне окисления месторождения (стр. 201).

Флюоритовые месторождения

Литература: К.И. Якубович (1964).

Флюоритовые месторождения разведаны в Покрово-Киреевском массиве (ЮВ Украина), в состав которого входят луювриты и пойкилитовые сиениты.

Флюоритовые руды, вскрытые скважинами в непосредственной близости от участка развития щелочных пород, приурочены к известнякам карбона и частично к эффузивам (фиг. 16). Руды слагаются флюоритом (20–85%), карбонатами (кальцит, доломит, реже сидерит – 5–40%), полевыми шпатами (5–30%), органическим веществом (до 5%). Второстепенными минералами являются сульфиды (пирит, пирротин, халькопирит, марказит, галенит, сфалерит), нефелин, серицит, хлорит, кварц, барит, целестин, апатит, сфен, циркон, лейкоксен. По минеральному составу различаются карбонатно-флюоритовые и полевошпат-карбонат-флюоритовые руды. По текстурным особенностям выделяются массивные, вкрапленно-прожилковые, пятнистые, брекчиевые и брекчированные руды. Руды месторождения отличаются высоким содержанием CaF_2 (до 95%, в среднем выше 60%). Особенно высоким качеством обладают руды древней коры выветривания, естественно обогащенные в результате выщелачивания карбонатов. Разведанные запасы флюоритовых руд составляют около 2 млн.т. Часть из них может без всякой технологической переработки использоваться в металлургическом процессе, остальные позволяют получать кондиционные концентраты.

В массиве отмечается также акцессорная бериллиевая минерализация. Она приурочена к участкам интенсивно калишпатизированных ортофиров, сложенных микроклином (50), кварцем (40), карбонатами (5%), сфалеритом (2%), пиритом, лимонитом (3%). В небольших количествах присутствуют флюорит, паризит, циркон, рутил, апатит, ильменит, магнетит, гранат.

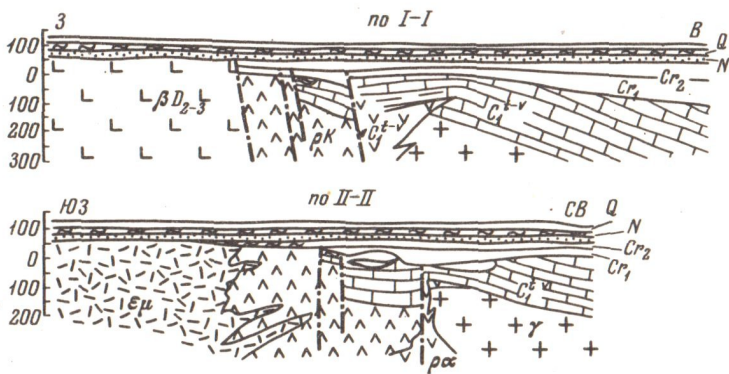
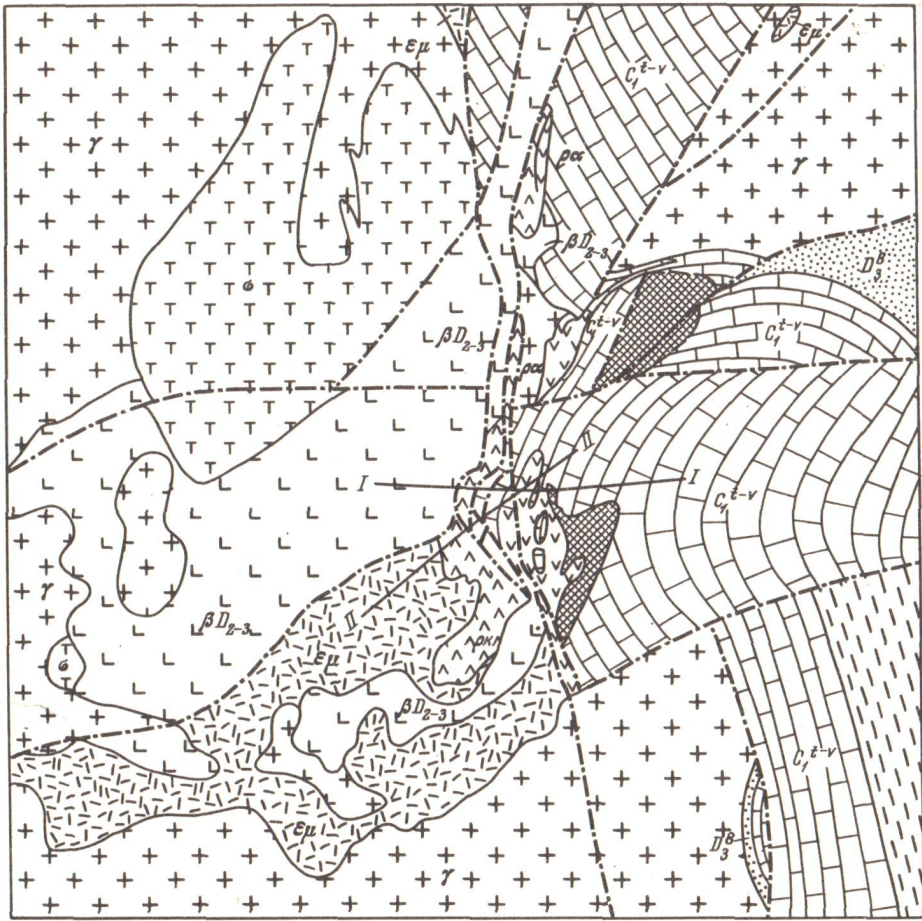
Паризитовые месторождения

Литература: А.П. Хомяков, Е.И. Семенов (1971).

В одном из массивов сиенитов и эгириновых нефелиновых сиенитов Сибири обнаружены флюорит-анкеритовые гидротермалиты с редкоземельным оруденением. Зона наиболее интенсивного оруденения шириной около 250 м и протяженностью свыше 3 км локализована в поле развития сиенитов. В ее пределах альбитизированные сиениты пересечены густой сетью маломощных (0,0 п–п см) прожилков преимущественно карбонатного состава.

Главными жильными минералами являются сидерит и анкерит (20–90%) с подчиненным количеством доломита и кальцита. Меньшим распространением пользуется флюорит (5–20%), барит, халцедон, кварц (до 10%), паризит, бастнезит и монацит. Значительно меньше распространены магнетит, гематит, полилитнионит, пирит, марказит, арсенопирит, молибденит, галенит, сфалерит.

Штокверковую зону слагают прожилки различного состава (в последовательности их образования): доломитовые, анкеритовые, сидеритовые, паризитовые. На отдельных участках с наиболее интенсивной минерализацией встречены крупные (до 40 м в поперечнике) блоки существенно анкеритовых и сидеритовых пород. Зона гидротермально переработанных сиенитов представляет собой редкоземельное месторождение с содержанием около 1,2% TR_2O_3 цериевого состава. Главным минералом-концентратором редких земель является паризит (с подчиненным количеством бастнезита и монацита).



- | | |
|---|----|
| 1 | 9 |
| 2 | 10 |
| 3 | 11 |
| 4 | 12 |
| 5 | 13 |
| 6 | 14 |
| 7 | 15 |
| 8 | 16 |

Фиг.16. Геологическое строение района Покрово-Киреевского месторождения флюорита (Панов, 1965)

1 - суглинки и глины; 2 - неогеновые пески; 3 - верхнемеловые известняки-ракушечники и мергелистые песчаники; 4 - нижнемеловые глины; 5 - нижнекаменноугольные известняки; 6 - девонские песчаники, аргиллиты и алевролиты; 7 - гранат-везувиановые скарны; 8 - андезиты; 9 - малиньиты и пойкилитовые нефелиновые сиениты; 10 - ортофиры, кератофиры, ортоклазиты; 11 - базальты; 12 - пироксениты; 13 - граносиениты; 14 - разломы прослеженные; 15 - разломы предполагаемые; 16 - флюоритовые залежи

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Среди массивов с эгириновыми гакманитовыми и нефелиновыми сиенитами массивы 1-а группы являются максимально щелочными-агпайтовыми. Таковы Ловозеро, Илимаусак, Сент-Илер (условно, так как там резко преобладают эссекситы) и Сил Лейк (где науяиты точно не описаны).

К первой группе, кроме описанных выше массивов, могут быть отнесены также Саймачи (Манчжурия), Сонрасан (Корея), ряд массивов Прихубсуголья (Доотхемгол) в МНР, Юго-Западной Гренландии (Тугтуток), ЮАР (Пилансберг), Антарктиды (Земля Королевы Мод). Для Москаля и Покрово-Киреева принадлежность к определенным типам вуализуется широким развитием гидротермальных и вулканогенных образований. В этих массивах, а также в Поге и Аките не обнаружен пока один из самых характерных минералов группы-эвдиалит.

Наиболее крупные массивы 1-й группы - Хибинь (1327 км²) и Ловозеро (625 км²). В этих же массивах находятся самые крупные тела эгириновых нефелиновых сиенитов.

Главные провинции крупных массивов рассматриваемой группы - центральная часть Кольского полуострова и Юго-Западной Гренландия. Это платформенные регионы с большой мощностью сиалической коры. Массивы в них обычно имеют древний возраст (протерозой-палеозой). В геосинклинальных регионах (Туркестано-Алай и др.) небольшие молодые (мезозой-кайнозой) массивы рассматриваемой группы изредка появляются лишь в случае широкого распространения и разнообразия щелочных интрузий. Характерные породы массивов 1-а группы - науяиты (пойкилитовые гакманитовые сиениты) и луювриты (сушественно эгириновые нефелиновые сиениты), которые часто ассоциируют с обычными, эгириносодержащими нефелиновыми сиенитами (1-й группы) и сиенитами. Эти породы иногда встречаются совместно с лейцит-нефелиновыми сиенитами (Мурун) и гастингситовыми нефелиновыми сиенинами (Коргередаба). Известна также ассоциация эгириновых нефелиновых сиенитов с пироксенитами (Кокшаровка), эссекситами (Сент-Илер, Тугтуток) и щелочными гранитами (Дараи-Пиоз). Чаще всего эгириновые породы появляются в массивах альгранитных и альгипербазитовых.

Эвдиалит-эгириновые эффузивы (фонолиты) развиты незначительно и были лишь отмечены в Северной Африке.

Типы месторождений в массивах 1-й группы и других групп приведены в табл. 12. Наибольшее значение имеют магматические месторождения (апатита, лопарита). Широким развитием пользуются пегматиты (с эгирином, эвдиалитом и др.), альбититы (с лопаритом, эшинитом), гидротермалиты (анальцимовые, натролитовые, флюоритовые с лейкофаном, полилитнионитом).

Таблица 12

Типы месторождений в щелочных массивах

Месторождения	Виды сырья	Родственные породы, группы	Примеры
Эндегенные			
1. В массивах с эгириновыми нефелиновыми сиенитами			
Стенструпиновые	U, Th, Ce, Nb, Zn	Луювриты	Илимаусак
Ловозеритовые	Nb, Ta, Zr, Ce, Ti, Fe	"	СССР
Эвдиалитовые	Zr, Nb, U, Y	"	"
Барилитовые	Be	Фенит-сиениты	Сил Лейк
Чкаловитовые	Be	Науяит-пегматиты	Илимаусак
Апатит-лопаритовые	Ta, Nb, Ce, Ti, Th, Sr	Фойяиты	
Нефелин-апатитовые	P, Al, Ga, Sr, Ce, F, Ti	Уртиты	Хибинь
Ринколитовые	Ce	Пегматиты	"

Таблица 12 (продолжение)

Месторождение	Виды сырья	Родственные группы, породы	Примеры
Лопаритовые	Nb, Ta, Ce	Альбититы	Дальний Восток
Эшинитовые	Ta, Nb, Fe	"	Урал
Бадделеитовые	Zr, Hf, U	Гидротермалиты	Поко-да-Калдас
Флюоритовые	F	"	Покрово-Киреевка
Паризитовые	Ce, F	"	Сибирь
2. С биотитовыми лейцит-нефелиновыми сиенитами			
Микроклин-лейцитовые	K, Al	Сынныриты	Сынныр
Микроклин-либнеритовые	K, Al	"	Ишим
Халькопирит-магнетитовые	Cu, Fe, V	Скарны	Ирису
Уранинитовые	U	Гидротермалиты граносиенитов	Сибирь
Форстерит-платиновые	Огнеупоры	Дуниты	В. Сибирь
Рихтерит-вермикулитовые	Изоляторы	Гидротермалиты дунитов	"
3. С биотитовыми нефелиновыми сиенитами			
Нефелин-микроклиновые	Al, K, Na, керамика	Миаскиты	Бло Маунтин
Микроклин-канкринитовые	"	Пегматиты	Дахунур
Ильменорутитовые	Nb, Ti	Сиенит-пегматиты	Урал
Графитовые	Огнеупоры	Миаскиты	Богогол
Пироклор-цирконовые	Nb, Ta, Zr, Al	Альбититы	Урал
Пироклоровые	Nb, Ta, U	Кальцититы	
4. С авгитовыми тералитами			
Нефелиновые	Al, Na, K	Ургиты	Кия-Шалтырь
Титаномагнетитовые	Ti, Fe, V	Габбро	Елетьозеро
5. С диопсидовыми ийолитами			
Форстеритовые	Огнеупоры	Оливиниты	Лесной
Перовскит-титаномагнетитовые	Ti, Fe, Ce, Nb	Пироксениты	Балтийский щит
Флогопитовые	Изоляторы	Слюдиты	Ковдор
Магнетит-апатитовые	Fe, P, Zr	Карбонатиты	Сибирь
Гатчетолитовые	Ta, Nb, U, P	"	
Апатит-пироклоровые	Ta, Nb	"	Ока
Кальцитовые	Цемент	"	Ковдор
Пентландит-халькопиритовые	Cu	Гидротермалиты	Палабора
Галенит-сфалеритовые	Pb, Zn, Cu, Mo	"	Саянскы
Монацит-паризитовые	Ce	"	Канганкунде
Флюоритовые	F	"	Большая Тагна
Брукитовые	Ti	"	Магнет Ков
Аметистовые	Поделки	"	Вуориярви
Штаффелитовые	P	"	Ковдор
	Экзогенные		
Россыли лопаритовые	Ta, Nb, Ce	Фойяиты, 1	СССР
" бадделеитовые	Zr, U	"	Поко-да-Калдас
" платиновые	Pt	Дуниты, 2	В. Сибирь
Циркон-пироклоровые	Nb, Ta, Zr	Миаскиты, 3	Урал

Таблица 12 (окончание)

Месторождения	Виды сырья	Родственные породы, группы	Примеры
Апатит-пироклоровые Коры выветривания бастнезитовые	Nb, Ta, P Ce	Карбонатиты, 5 Сиениты, 1	Сибирь "
бокситовые вермикулитовые	Al, Ti Изоляторы	Фойяиты, 1,3 Слюдиты, 2,3,5	Лос Кокшаровка

В гипергенных условиях образуются россыши (лопарита, бадделеита), лимонит-бастнезитовые зоны окисления, латеритные коры выветривания.

Характерные минералы пород и массивов 1-а группы - это резко обогащенные натрием гакманит, уссингит, чкаловит, тугтупит, луешит, виллиомит, термонатрит, нордит, ловозерит, стенструпин, ломоносовит, комаровит, а также шизолит, полилитнионит, Cs-астрофиллит, халькоталит - минералы Li, Rb, Cs, Be, Ce, Zr, Nb, Mn, Fe, Zn, Ag, Tl, Ga, S, F, Cl. Наиболее характерны элементы переменной валентности (Mn, Fe³⁺), летучие (SFCl) и элементы большого сродства к летучим (Li, Cs, Be). Отношения Nb/Ta, Ce/Y обычно максимальны. Менее богатые натрием минералы Ce, Ti, Zr, Nb часто развиты в массивах и породах 1-й группы. Таковы эвдиалит, нептунит, рамзаит, лампрофиллит, эпидидимит, катафорит, лопарит, пироклор.

МАССИВЫ С БИОТИТОВЫМИ ЛЕЙЦИТ-НЕФЕЛИНОВЫМИ СИЕНИТАМИ И ИХ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

МАССИВЫ (27—36)

27. Тежсар

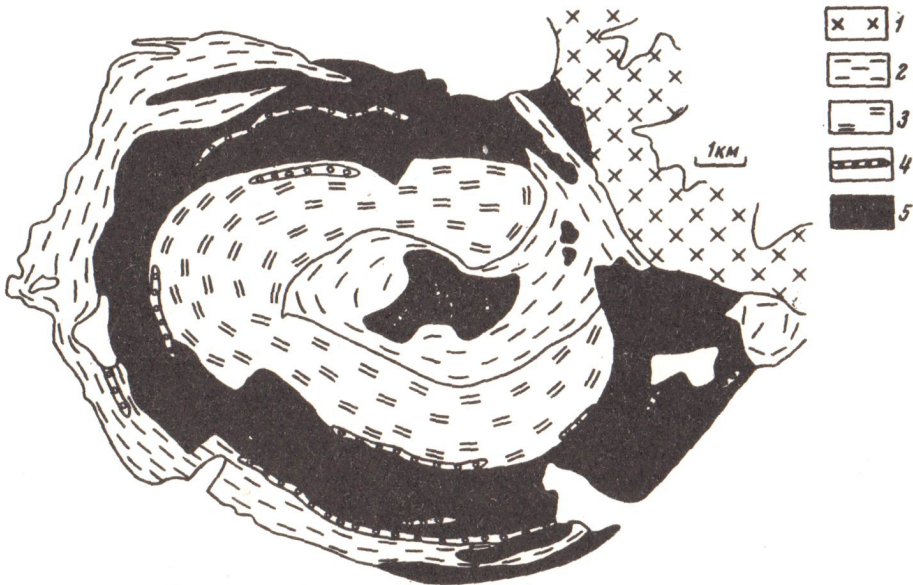
Литература: В.Н. Котляр (1958); Г.Е. Кочинян (1963).

Массив площадью около 40 км² расположен в Памбакском хребте (Северная Армения). Прорывает эффузивы (лейцитовые порфиры и др.) эоцена. Массив изометричной формы (фиг. 17); в центре сложен щелочными сиенитами, в краевой зоне — крупнозернистыми нефелиновыми (иногда псевдолейцитовыми) гастингситовыми сиенитами.

Маломощные пегматиты нефелин-сиенитового и сиенитового состава в качестве темноцветных минералов содержат гастингсит и меланит. В центральных частях пегматитовых тел иногда концентрируются темноцветные минералы, а также содалит, анальшим и натролит.

Вдоль крутопадающих линейных зон мощностью до 8 м нефелиновые сиениты интенсивно либнеритизированы (мусковитизированы). В сиенитах встречаются зоны гидротермальных флюорит-биотитовых жил с пиритом, цирконом. В качестве аксессуаров в породах отмечены бадделейт, лопарит, пирохлор, анатаз, везувиан, ортит.

Характерные элементы массива: Al, K, Ce, Ti. Нефелиновые сиениты краевой зоны массива являются рудой на алюминий, щелочи, керамику и др. Предполагается попутное использование редких земель из концентратов меланита и сфена (0,5—2% TR).

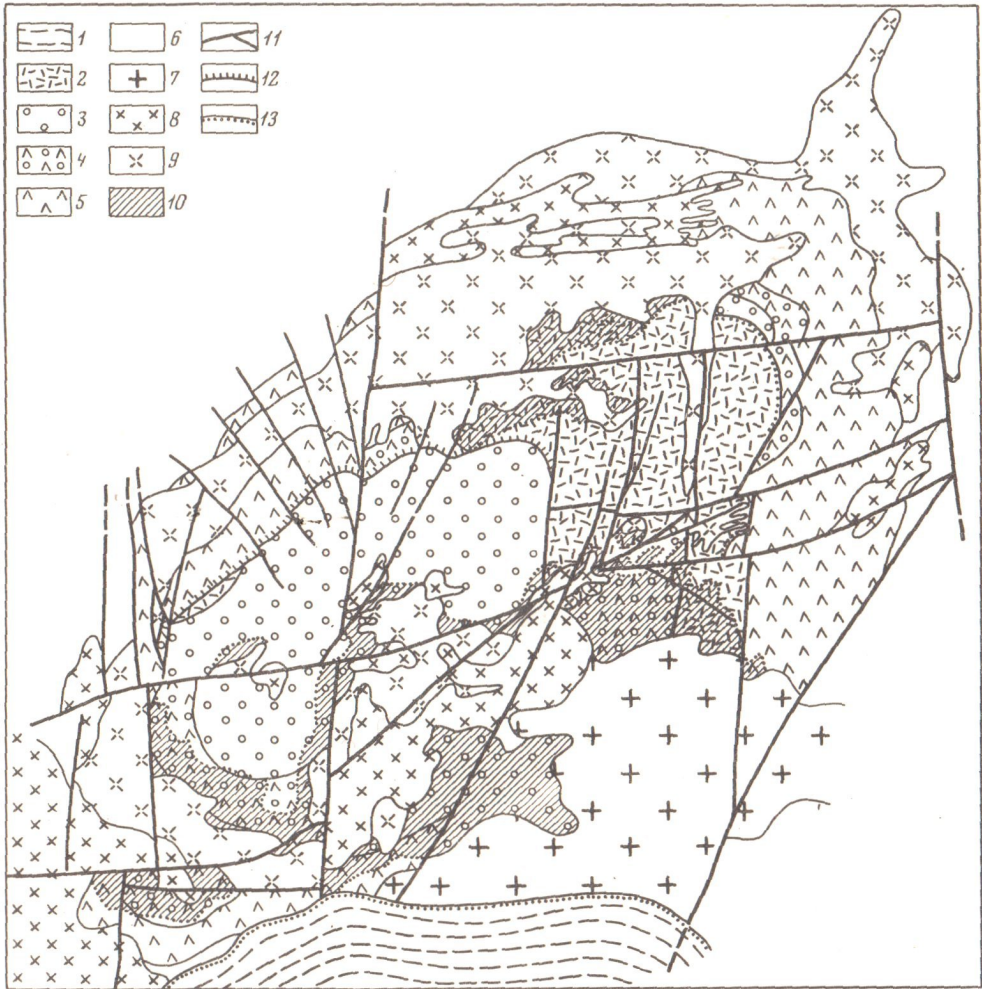


Фиг.17. Тежсарский массив (Ифантопуло и др., 1969)

1 — граносиениты; 2 — щелочные сиениты; 3 — нефелиновые сиениты; 4 — псевдолейцитовые сиенит-порфиры; 5 — щелочные эффузивы, туфы и туфобрекчии

Литература: С.М. Кравченко, Т.Н. Ифантопуло (1969); А.Н. Нурлыбаев (1969); А.К. Константинов, А.А. Лебедев-Зиновьев (1972).

Массив площадью около 180 км² расположен в Северном Казахстане и имеет позднекаледонский возраст. Представляет собой вулканоплутон 12×15 км (фиг. 18). Сложен щелочными (псевдолейцитовыми фолитами, щелочными трахитами, нефелиновыми, нефелин-псевдолейцитовыми и нефелин-содалитовыми сиенитами, нефелин-сиенитовыми пегматитами) и более поздними субщелочными (монцонитами, сиенито-диоритами, щелочноземельными и щелочными сиенитами и др.) породами. Щелочные вулканы слагают крупную депрессию кальдерного типа; интрузивные породы образуют штокообразные и дайкообразные



Фиг.18. Ишимский массив (по Б.К. Белову, А.К. Константинову, Ю.В. Протасову, Л.В. Гушину).

1 - терригенные отложения карбона; 2 - свита эпилейцитовых трахитоидных порфиров; 3 - свита эпилейцитовых порфиров; 4 - "переходная" пачка; 5 - свита щелочных базальтоидов; 6 - терригенные отложения нижнего палеозоя; 7 - аляскитовые граниты верхнедевонского интрузивного комплекса; 8 - интрузии субщелочного подкомплекса; 9 - интрузии щелочного подкомплекса; 10 - поля фенизированных и ороговикованных пород; 11 - разломы; 12 - надвиг; 13 - контакт несогласного залегания пород

тела, в основном приуроченные к периферической кольцевой зоне массива. В контакте с интрузивными породами щелочные вулканиты преобразованы в фени-ты и щелочные роговики.

Нефелиновые сиениты, связанные фашиальными переходами с псевдолейцит-нефелиновыми сиенитами, по составу цветных минералов являются биотитовыми, гастингсит-биотитовыми, гастингситовыми, иногда пироксеновыми (салит с примесью эгириновой молекулы). Нефелин частично замещен канкринитом. Псевдолейцит-нефелиновые сиениты содержат около 10% псевдолейцитовых псевдоморфоз. В отдельных разновидностях нефелиновых сиенитов содалит играет роль породообразующего минерала.

К нефелиновым сиенитам приурочены жилы пегматитов мощностью до 1,2 м, сложенные крупноблоковым калиевым полевым шпатом (висячем боку), нефелином (нацело замещенным содалитом и натролитом), Са-эгирином, содалитом. В центральной части жил нередко располагается натролитовая зона.

Характерными акцессорными минералами являются: бритоцит, меланит, корунд, а также циркон, бадделейт, сфен, апатит, магнетит, флюорит, везувиан, арсенопирит, реальгар, аурипигмент. Либенеритовые породы представляют интерес как калиевое и алюминиевое сырье. Содержание корунда в отдельных зонах метасоматически измененных нефелиновых сиенитов достигает 60 кг/т. Характерные элементы: К, Al, Се.

Массив может иметь значение как источник глиноземного, цементного керамического, калиевого и корундового сырья.

29. Сандык

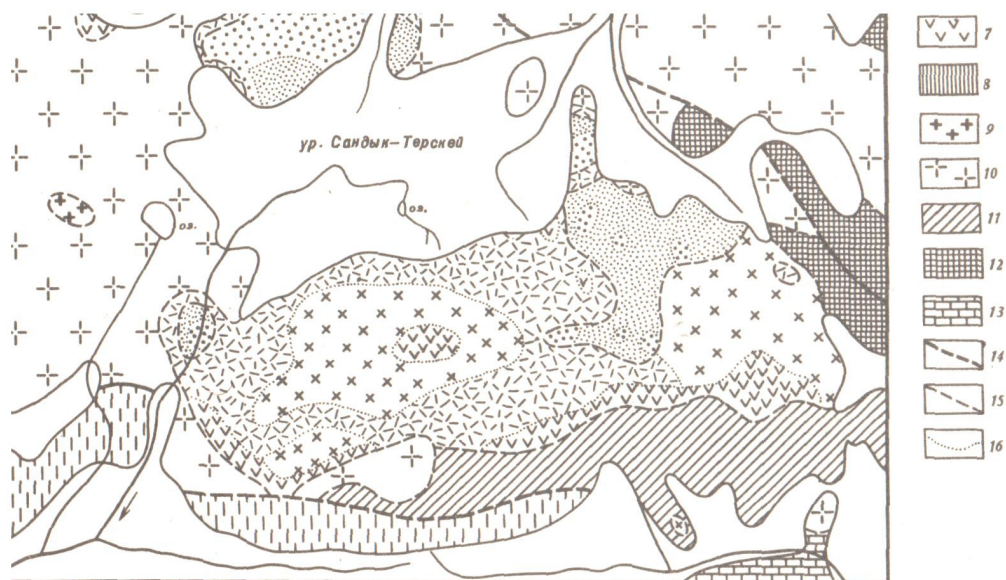
Литература: Б.И. Злобин (1960).

Массив площадью около 70 км² относится к герцинскому магматическому циклу Северного Тянь-Шаня. Залегает в каледонских гранитоидах (Сусамырский батолит), частично в нижнепалеозойских терригенных и карбонатных отложениях. Имеет в плане форму неправильного треугольника (фиг. 19). Слагается породами двух интрузивных фаз и нескольких фашиальных разновидностей. Первая фаза: а) щелочные габброиды, б) щелочноземельные сиениты, в) лейкократовые щелочноземельные сиениты; вторая фаза: г) роговообманковые щелочные сиениты, д) нефелиновые и псевдолейцит-нефелиновые сиениты. Породы первой фазы приурочены к краевым и апикальным частям интрузии, а породы второй фазы — к наиболее глубоко эродированным участкам.

Щелочные габброиды, варьирующие по составу от монцит-шонкинитов до эссекситов, состоят из К-На полевого шпата, авгит-диопсида, основного плагиоклаза, биотита, местами оливина. Щелочноземельные сиениты отличаются от указанных пород повышенным содержанием К-На полевого шпата и пониженным — темноцветных. В лейкократовых щелочноземельных сиенитах резко преобладает К-N полевой шпат; присутствуют кварц, роговая обманка.

Щелочные сиениты слагаются ортоклаз-пертитом, обыкновенной роговой обманкой (с примесью феррогастингсита), кислым плагиоклазом, небольшим количеством биотита, моноклинного пироксена, нефелина, содалита, цеолитов. Нефелиновые сиениты, пользующиеся в массиве ограниченным распространением (~6%), образуют тела линзообразной формы среди роговообманковых и щелочноземельных сиенитов. Слагаются ортоклазом, биотитом, баркевикитом. Характерно присутствие псевдолейцитовых обособлений округлой формы, придающих породе пятнистый или порфиривидный облик. Второстепенные и акцессорные минералы пород второй интрузивной фазы: кислый плагиоклаз, цеолиты, бесцветные слюды, содалит, магнетит, сфен, эпидот, циркон, меланит, торианит, наэцит, апатит, флюорит, Мп-ильменит, пирит.

Характерной особенностью химического состава нефелиновых сиенитов Сандыка является высокое содержание К₂O (до 12%) и Al₂O₃ (до 20%), что благоприятно для использования этих пород в качестве калиевого и алюминиевого сырья.



Фиг.19. Массив Сандык (Злобин, 1960)

1 - четвертичные покровы; 2 - третичные суглинки, супеси и аркозы; 3 - нефелиновые сиениты; 4 - роговообманковые щелочные сиениты; 5 - фация лейкократовых сиенитов; 6 - щелочно-земельные сиениты; 7 - щелочные габброиды; 8 - среднедевонские эффузивы; 9,10 - каледонские гранитоиды Сусамырского батолита; 11 - нижнесилурийские сланцы, алевролиты и роговики; 12 - нижнепалеозойские кристаллические сланцы, филлиты и роговики; 13 - нижнепалеозойские мраморизованные известняки; 14 - разломы; 15 - эруптивные контакты; 16 - границы интрузивных фаций

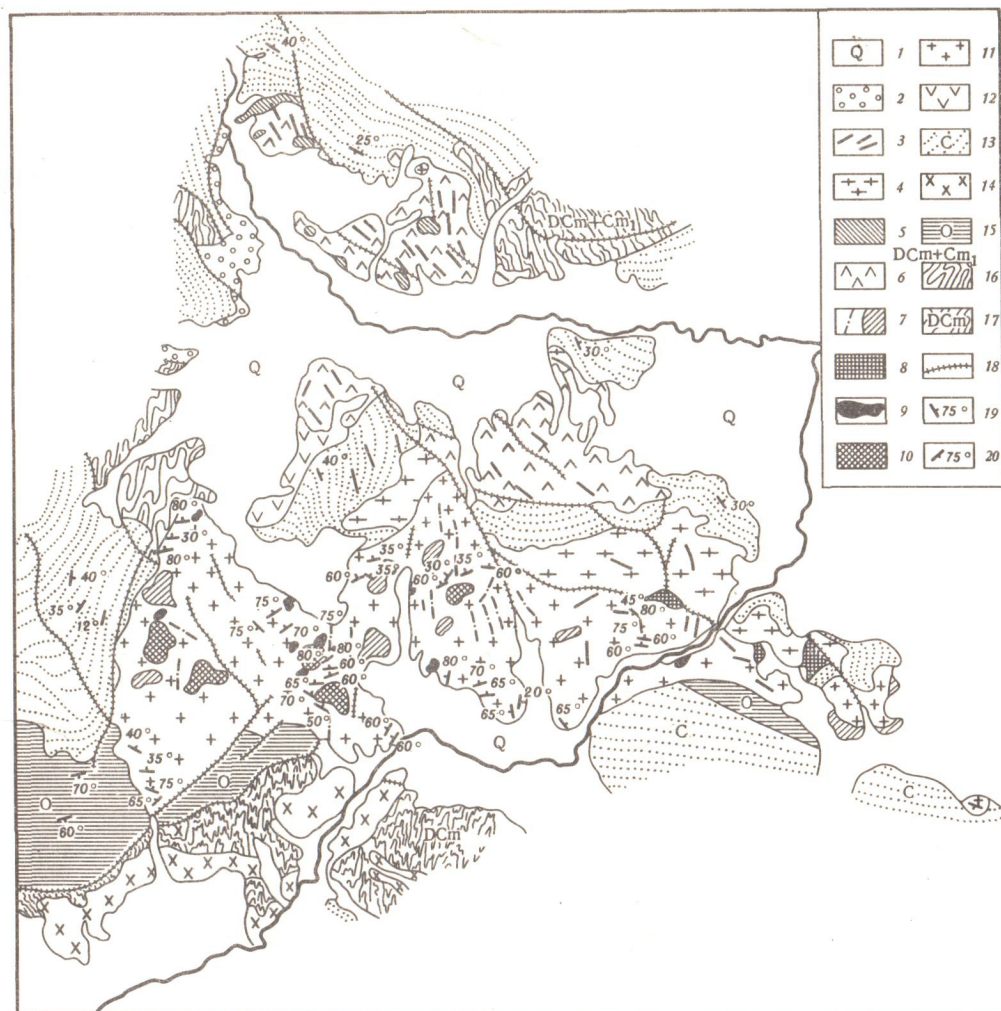
30. Кызыл-Омпул

Литература: Л.Л. Леонова (1963); Р.Д. Гаврилин (1964).

Массив относится к интрузивному комплексу Северного Тянь-Шаня, прорывающему гнейсы и сланцы докембрия, а также терригенные, карбонатные и эффузивные образования палеозоя. В плане он представляет собой тело неправильной формы площадью около 350 км² (фиг. 20), сложенное породами трех интрузивных фаз: 1) сиениты (~180 км²); 2) граносиениты (~140 км²), аляски (~30 км²).

Среди сиенитов преобладают крупнопорфировидные щелочноземельные разновидности, в основной среднезернистой массе которых (ортоклаз, андезин, биотит, роговая обманка, реже баркевикит, диопсид, местами кварц) находятся фенокристаллы ортоклаза размером до 30 см.

Подчиненным развитием пользуются нефелинсодержащие сиениты, отличающиеся от щелочноземельных наличием в основной массе породы нефелина (в округлых



Фиг.20. Массив Кзыл-Омпул (Гаврилин, 1964)

1 - четвертичные отложения; 2 - третичные отложения; варисские интрузии: 3 - порфириты и лампрофиры; третья фаза: 4 - граниты; вторая фаза: 5 - жильные граносиениты; 6 - граносиениты; первая фаза: 7 - жильные сиениты; 8 - лейкократовые биотитовые сиениты (IV подфаза); 9 - нефелиносодержащие сиениты (III подфаза); 10 - среднпорфировидные сиениты (II подфаза); 11 - щелочноземельные сиениты (I подфаза); 12 - нижнепермские (?) эффузивы; 13 - каменноугольные песчаники и сланцы; 14 - каледонские гранодиориты; 15 - ордовикские сланцы и песчаники; 16 - докембрийские сланцы и песчаники, нижнекембрийские эффузивы; 17 - докембрийские гнейсы и мраморы; 18 - разломы; 19 - элементы залегания осадочных пород; 20 - элементы залегания тектур течения

псевдолейцитовых сростках или в виде мелких ксеноморфных зерен). Псевдолейцитовые сиениты наряду с биотитом, диопсидом и обыкновенной роговой обманкой содержат баркевикит и оливин. Эти породы в одних случаях постепенно переходят в крупнпорфировидные сиениты без псевдолейцитовых выделений, а в других прорывают их.

Акцессорные минералы пород: магнетит, апатит, циркон, бастнезит, сфен, торит.

В породах всех трех фаз широко проявлены процессы гидротермального изменения. Особенно сильно изменены жильные мелкозернистые сиениты и граниты III фазы. Калиевые полевые шпаты в них пелитизированы и гематитизиро-

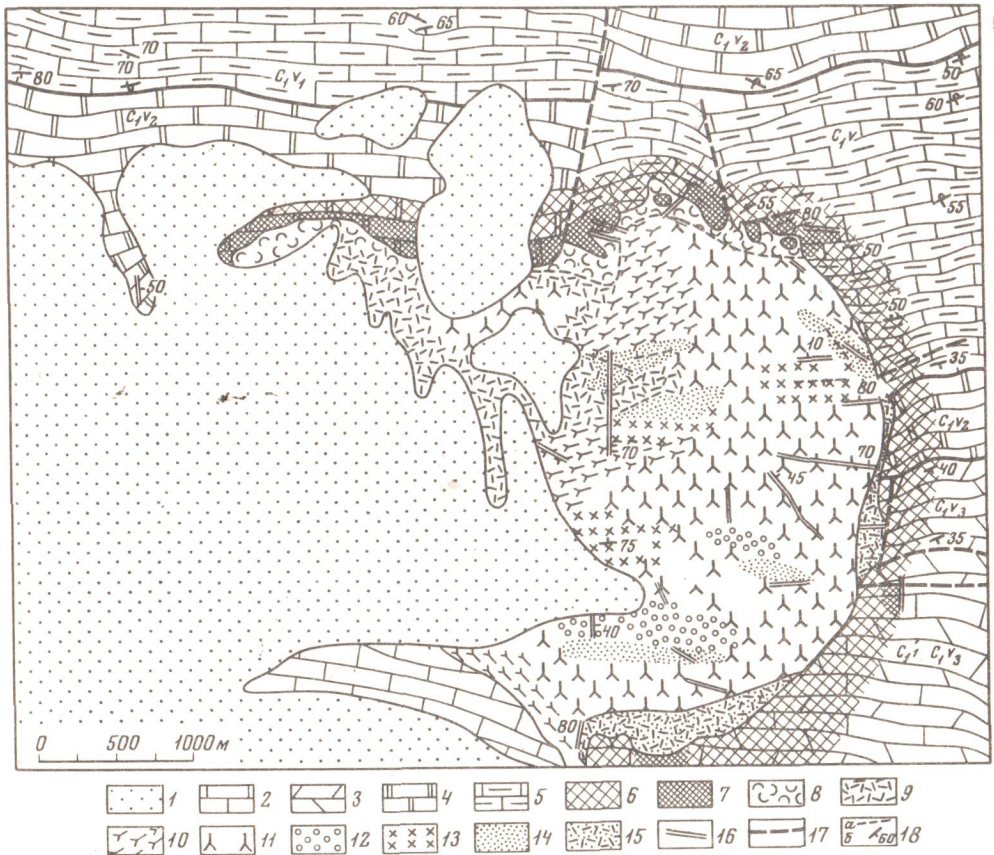
ваны, плагиоклаз серицитизирован, темноцветные хлоритизированы. В зонах изменения развиты эпидот, карбонат, гематит, акцессорные ураногорит и торанит. Характерные элементы массива: К, Al.

31. Ирису

Литература: К.А. Абдрахманов (1965); Т.В. Молчанова (1966).

Массив площадью около 10 км² расположен на северном склоне Таласского хребта в Средней Азии. Он приурочен к крупному тектоническому нарушению в карбонатной толще девона-карбона, представленной известняками, доломитовыми известняками, доломитами, мергелями с прослоями алевролитов. В зоне контакта с массивом карбонатные породы на расстоянии 400 м мраморизованы и скарированы, а прослой, обогащенные силикатами, превращены в диопсидовые роговики.

Интрузив, имеющий овальную форму, слагается шонкинитами, пироксенитами, монцонитами и сиенитами (фиг. 21), часто связанными между собой постепен-



Фиг.21. Массив Ирису (Молчанова, 1966)

1 - неогеново-четвертичные конгломераты, суглинки, известняки; нижнекаменноугольные отложения: 2 - известняки, 3 - доломиты и известняки с кремнистыми стяжениями; 4 - средневизейские отложения; 5 - доломиты, известняки, мергели, алевролиты; 6 - мраморы; 7 - скарны. Породы массива: 8 - пироксениты, 9 - меланкратовые шонкиниты, 10 - полосчатые шонкиниты, 11 - равномерно-зернистые шонкиниты, 12 - порфириовидные и псевдолейцитовые шонкиниты и щелочные сиениты, 13 - монцониты, 14 - щелочноземельные сиениты, 15 - меланкратовые сиениты и альбитовые сиениты, 16 - дайки сиенит-пегматитов, порфириовидных сиенитов и сиенит-порфиоров; 17 - разрывные нарушения, 18а - ориентированные текстуры пород массива, 18б - элементы залегания

ными переходами. Преобладающие шонкиниты сложены оливином, диопсид-авгитом, K-Na-полевым шпатом; в переменных количествах отмечаются псевдолейцит, средний плагиоклаз, биотит, гастингсит, нефелин, пренит. Акцессорные минералы: меланит, магнетит, апатит, сфен; в альбитизированных сиенитах распространен флюорит.

Жильные образования представлены сиенит-пегматитами, порфировидными сиенитами, сиенит-порфирами. Сиенит-пегматиты мощностью до 30 см сложены Na-ортоклазом с примесью андезина, диопсид-авгита, амфибола, крупных идиоморфных кристаллов апатита и сфена.

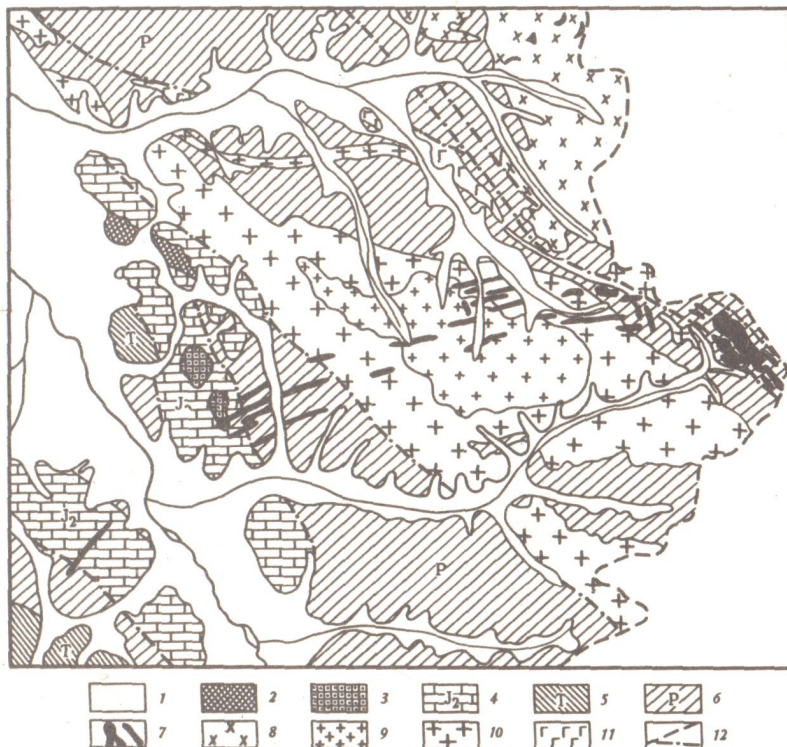
С массивом Ирису связано месторождение халькопирит-магнетитовых руд (стр. 76). Близрасположенные лейцитовые базальты используются в качестве цементного сырья.

32. Дункельдык

Литература: Э.А. Дмитриев (1964).

Массив площадью 2 км² совместно с более мелкими выходами щелочных пород, образующими цепочку протяженностью около 15 км, приурочен к региональному разлому, отделяющему Центральный Памир от Юго-Восточного Памира. Залегает в нижнепермской песчано-сланцевой толще. Возраст неогеновый.

Интрузив слагается (фиг. 22) псевдолейцитовыми сиенитами, фергуситами, бороланитами и псевдолейцитовыми порфирами (I фаза); щелочными сиенитами



Фиг.22. Массив Дункельдык (Дмитриев, 1964)

1 - четвертичные отложения; 2 - отложения палеогена; 3 - отложения верхней юры; 4 - отложения средней юры; 5 - отложения триаса; 6 - отложения перми; 7 - интрузии щелочных пород; 8 - граниты, граносиениты и амфиболовые кварцевые сиениты; 9 - гранит-порфиры; 10 - крупнозернистые и порфировидные биотитовые граниты; 11 - габбро и горнблендиты; 12 - разломы

и сиенит-порфирами (II фаза); грано-сиенит-порфирами и туфобрекчиями трахипаритовых порфиров (III фаза).

Преобладающим распространением пользуются псевдолейцитовые сиениты, состоящие из калишпат-цеолитовых агрегатов псевдолейцита, К-полевого шпата, диоксида с низким содержанием эгириновой молекулы, меланита, акцессорного сфена, апатита, магнетита, изредка ортита. Постоянно, иногда в значительных количествах, присутствуют кальцит и флюорит.

Фергуситы и бороланиты развиты в северо-восточной части массива. Эти породы, связанные между собой постепенными переходами, состоят из псевдолейцита, диоксида и меланита. По набору акцессорных и вторичных минералов они практически не отличаются от псевдолейцитовых сиенитов. Щелочные сиениты и сиенит-порфиры в виде жилкообразных и линзовидных тел незамкнутым контуром окаймляют псевдолейцитовые породы.

Акцессорные минералы сиенитов — апатит, сфен, ортит, эвдиалит; иногда отмечается кварц, флюорит, кальцит.

Для массива характерны многочисленные жилы и зоны флюорит-кальцитовых, флюорит-барит-кальцитовых, флюорит-флогопит-кальцитовых пород, иногда с гранатом, апатитом, сульфидами. Флюорит-барит-кальцитовые жилы мощностью до 2 м и протяженностью до нескольких десятков метров содержат редкземельную минерализацию, представленную агрегатами взаимопрорастающих зерен бастнезита, паризита и кордилита.

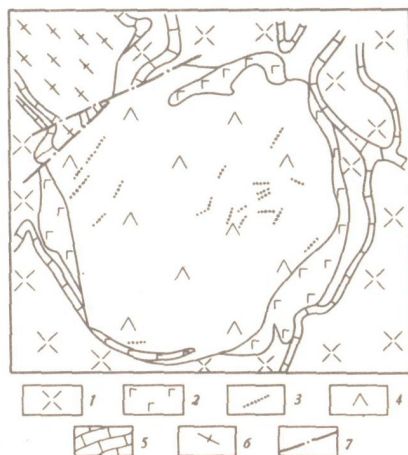
33. Инагли

Литература: С.М. Кравченко, Е.В. Власова (1962); А.Ф. Ефимов и др. (1962, 1963).

Массив площадью 22 км расположен на Алданском щите в 50 км от г. Алдан. Залегает в гнейсовой серии архея, местами перекрытой кембрийскими известняками (фиг. 23), имеет округлую форму и характеризуется концентрически-зональным строением. Основной объем его занимает центральный шток дунитов. Периферическую зону мощностью 100 — 400 м составляют шонкиниты, малиньиты и пуласкиты. От вмещающих пород отделен кольцевой дайкой сиенит-порфиров. Контактное взаимодействие массива с вмещающими породами выражается в образовании фенитов по архейским гнейсам и гранат-диопсидовых скарнов на контакте пуласкитов с известняками.

Пуласкиты образуют прерывистые крутопадающие кольцевые дайки до 100 м мощности. Они представляют собой лейкократовые трахитоидные эгирин-экерманитовые сиениты, иногда содержащие нефелин, псевдолейцит.

Поздне- и постмагматические образования развиты довольно широко и представлены щелочными пегматитами, альбититами, эгирин-микроклин-кварцевыми прожилками и др.



Фиг. 23. Массив Инагли (по Е.П. Максиму)

1 — сиенит-порфиры; 2 — шонкиниты и пуласкиты; 3 — пегматиты; 4 — дуниты и перидотиты; 5 — кембрийские доломиты и известняки; 6 — архейские гнейсы, сланцы и мигматиты; 7 — тектонические нарушения

Таблица 13

Минеральные ассоциации Инаглинского массива

Породы	Стадия		
	магматическая и пегматитовая	пневматолитовая	гидротермальная
Дуниты	Форстерит, хромит, платина		Рихтерит-асбест
Пуласкиты	Ортоклаз, микроклин, эгирин-диопсид, рихтерит, эвдиалит, эккерманит, лампрофиллит	Альбит, эгирин, микроклин, эккерманит, батисит, иннэлит, рамзаит, стронцианит, лейкофенит	Торит, галенит, рамзаит, нептунит, лейкофенит, сепиолит, натролит, томсонит, лампрофиллит, гидроэвдиалит, катаплеит, анкилит, Sr-лопарит, рабдофанит
Сиенит-порфиры	Ортоклаз, микроклин, олигоклаз, роговая обманка, кварц, биотит, циркон, апатит, сфен, магнетит	Альбит, эгирин, эккерманит, сфен, апатит, нептунит, торит, батисит	Кварц, микроклин, эгирин, эккерманит, эвдиалит, стилвеллит, эльшидит, сфен, вольфрамит

Различаются пегматиты двух типов: рихтерит-диопсид-ортоклазовые и эккерманит-эгирин-микроклиновые.

Пегматиты первого типа располагаются в центральной части дунитового штока и, как правило, контролируются радиальными вертикальными трещинами. Мощность жил 15 - 40 см и лишь иногда достигает 1,5 м. Рихтерит обычно замещает Sr-диопсид. К контактам пегматитов часто приурочены мощные зоны скарнов флогопитового и диопсид-флогопитового состава.

Пегматиты второго типа приурочены к периферической зоне дунитового штока. Они контролируются кольцевыми трещинами, падающими от центра массива под углами 50-25°. Мощность жил 2-10 м. Пегматиты интенсивно альбитизированы и натролитизированы.

Альбититы чаще всего образуют в центре пегматитов изолированные шпиро-подобные выделения с мелкими ответвлениями. Реже встречаются линейные зоны альбитизации (с зеленым игольчатым эгирином), развивающиеся вдоль трещин. Часто альбит вместе с натролитом выполняет пустоты между кристаллами микроклина. К расположенным близ материнских пуласкитов пегматитам второго типа, особенно к альбитовым и натролитовым участкам, приурочена разнообразная редкометаллическая минерализация (табл. 13).

В массиве известно около 40 минералов, в том числе 3 новых (батисит, иннэлит, стронций-апатит).

Кроме них характерными минералами массива являются: рихтерит, эккерманит, сепиолит, лейкофенит, анкилит, стронций-томсонит, лампрофиллит. Характерные элементы: K, Mg, Sr, Ba, B, Ti, Cr, Pt.

Инаглинский массив является потенциальным источником ряда полезных ископаемых: огнеупорного сырья (форстеритовые дуниты), флогопита и вермикулита (зоны на контакте пегматитов с дунитами), рихтерит-асбеста и ювелирного хром-дипсида.

34. Мурун

Литература: В.П. Рогова, Г.А. Сидоренко (1964), Т.В. Билибина и др. (1967); В.П. Рогова (1968).

Массив, относящийся к мезозойскому магматическому комплексу Алданского щита, находится в районе сочленения архейских кристаллических образований Чарской глыбы с кембро-силезийскими карбонатными отложениями Сибирской платформы.

Интрузив площадью около 150 км^2 обладает сложной лакколитообразной формой (фиг. 24). Он сложен эгириновыми, нефелиновыми, нефелин-содалитовыми, псевдолейцитовыми сиенитами и их эффузивно-пирокластическими аналогами, прорванными штоками и дайками кварцевых сиенитов и щелочных гранитов. Все породы в различной степени альбитизированы, микроклинизированы, ослеплены и карбонатизированы.

Характерными акцессорными минералами массива являются калиевые циркон и титаносиликаты — вадейт, тинаксит, канасит, К-лабунцовит. Вадейт образует обильные скопления в пегматоидных псевдолейцитовых сиенитах; тинаксит и канасит слагают линзообразные тела мощностью 1–3 м и протяженностью 15–20 м, приуроченные к микроклинитам; К-лабунцовит распространен в полевошпатовых жилах.

Характерно также присутствие в измененных породах и пегматитах небольших количеств Sr-лопарита, лампрофиллита и астрофиллита. В участках ослепления встречены акцессорные ортит, циркон, бастнезит, флюорит, апатит, лепидолит, анатаз. Акцессорная редкометаллическая минерализация приурочена также к флюорит-барит-кварцевым жилам и минерализованным брекчиям, развитым главным образом в пределах массива и частично во вмещающих породах. Эта минерализация сопровождается кальцитом, стронцианитом, сульфидами.

35. Сыныр

Литература: А.Я. Жидков (1961); А.С. Пак и др. (1969); Р.П. Тихоненкова и др. (1971).

Массив округлой формы площадью около 600 км^2 расположен в Северном Прибайкалье. Залегает на контакте верхнепротерозойских (осадочно-эффузивных, терригенно-осадочных) и нижнекембрийских (карбонатных, песчано-конгломератовых) образований (фиг. 25 см. приложение). Его периферическая и апикальная зоны мощностью до 2–3 км (33% от площади щелочных пород) сложены порфировидными псевдолейцит-нефелиновыми сиенитами, диопсидовыми нефелиновыми и щелочными сиенитами, которые к центру массива постепенно сменяются биотитовыми нефелиновыми (37,5%), псевдолейцит-нефелиновыми (28%) и псевдолейцитовыми (0,65%) сиенитами. В контактовой зоне вмещающие карбонатные толщи мраморизованы и скарированы, алюмосиликатные породы ороговикованы и фенитизированы. В послемагматическую стадию породы массива подвергались площадной и локальной микроклинизации, альбитизации, содалитизации, канкринитизации, апатитизации, либнеритизации.

Акцессорные минералы — циркон, торианит, бадделейт, пироксид и более редкие — перовскит, эвдиалит, стилвеллит, монацит. Массив оценивался на фосфатное (apatит) и калий-алюминиевое (псевдолейцит) сырье.

Апатит сконцентрирован в мономинеральных апатитовых, биотит-пироксен-apatитовых, магнетит-пироксен-apatитовых породах, образующих многочисленные гнездообразные и жилообразные тела, в основном приуроченные к участкам развития фенитов. Мощность тел таких пород достигает 5 м при протяженности порядка 300 м. Содержание апатита в апатитоносных фенитах составляет от 10 до 25%, среднее содержание P_2O_5 — около 10%. В мономинеральных мелкогнездовых и линзообразных телах содержание апатита достигает 95%.



Фиг.24. Мурунский массив (по В.И. Донакову, С.И. Шукину)

1 - четвертичные отложения. Мезозойский щелочной комплекс: 2 - эгириновые граниты и грорудиты; 3 - сельвсбергиты; 4 - тингуаиты; 5 - агломератовые кластолавы; 6 - щелочные трахиты; 7 - эпи- и псевдолейцитовые фonoлитовые порфиры; 8 - щелочные трахитовые порфиры; 9 - фonoлитовые порфиры; 10 - нефелиновые и эгирин-полевошпатовые пегматиты; 11 - шонкинит-сиениты; 12 - нефелиновые сиениты; 13 - псевдолейцитовые сиениты; 14 - меланократовые нефелиновые сиениты; 15 - биотитовые сиениты; 16 - пуласкиты (а) и пуласкит-порфиры (б); 17 - нордмаркиты; 18 - полосчатые и плейчатые сиениты: нефелиновые (а) и эгирин-полевошпатовые (в); 19 - скарноподобные породы и метасоматические шонкиниты; 20 - эгириниты; 21 - роговики; 22 - фенитизированные породы. Осадочные породы верхнего протерозоя: 23 - доломиты и известняки; 24 - мраморизованные доломиты; 25 - кварцитовидные песчаники; 26 - аргиллиты, алевролиты и мраморы. Разломы: 27 - региональные; 28 - более высоких порядков

Промышленного значения обнаруженные к настоящему времени проявления апатита не имеют.

Большой интерес представляют псевдолейцититы, концентрирующие калий и алюминий.

36. Везувий

Литература: Zambonini (1935).

Этот известный вулкан Италии (близ Неаполя) неоднократно изливал в исторический период щелочные лавы с нефелином и лейцитом. Другие характерные минералы: содалит, калиофиллит, санидин, роговая обманка, меланит, ортит, перьерит, гиортдалит, велерит, литидионит, циркон, пироксенол, авогадрит, гиератит, ферручит, котуннит. Характерные элементы: Na, K, Rb, Cs, Pb, Cu, F, Cl, B (в водно-растворимых возгонах фумарол), а также Ce, Zr, Nb.

Лавы Флегрейских полей (италиты) рассматриваются как сырье на алюминий и щелочи.

Экономическое значение могут иметь также термальные воды и вулканические возгоны (B, Cs).

МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Микроклин-лейцититовые месторождения

Литература: А.С. Пак и др. (1969); Р.П. Тихоненкова и др. (1971); С.М. Кравченко, Т.Н. Ифантопуло (1969).

Псевдолейцититовые породы благодаря высоким содержаниям калия (20,5% K_2O) и алюминия (23% Al_2O_3) и громадным запасам могут явиться ценным источником этих элементов.

Крупнейшие запасы ультракалиевых пород сосредоточены в Сыннырском массиве. Особый интерес здесь представляют псевдолейцититы (сынныриты), на 70 - 90% состоящие из псевдолейцита. Эти породы образуют линзовидные тела протяженностью в 200 - 600 м, мощностью до 200 м. В юго-западной части массива выявлена залежь псевдолейцититов длиной 4,5 км.

Значительные запасы псевдолейцититовых пород с высоким содержанием калия и алюминия известны также в массивах Тежсар, Сандык, Кзыл-Омпул, Ишим и некоторых других.

В Тежсарском массиве богатые калием нефелиновые сиениты являются рудой для Разданского горно-химического комбината, получающего из них глинозем, портландцемент, щелочи, керамику, ереванит (основа для производства высококачественных стекол).

Лейцититовые эффузивы Везувия также рассматриваются в качестве калий-алюминиевого сырья.

Микроклин-либнеритовые месторождения

По данным А.Н. Нурлыбаева, в Ишимском массиве находятся крупные тела либнеритизированных (мусковитизированных) нефелиновых и лейцит-нефелиновых сиенитов. Либнерит занимает около 30% объема пород и содержит 38% Al_2O_3 и 9% K_2O . Таким образом, либнерит может стать сырьем для получения алюминия и калийных удобрений. Слюдяной порошок может применяться в электроизоляции. Огромные количества либнеритовых и микроклинитовых пород с весьма благоприятным калий-натриевым отношением (2/1-3/1) представляют большую ценность для керамической промышленности. Либнеритовые и нефелиновые сиениты Ишима содержат около 5% корунда, что также представляет известный интерес.

Халькопирит-магнетитовые месторождения

Литература: А.Б. Баталов (1961); К.А. Абдрахманов (1965).

Этот тип месторождений известен в связи с массивами Ирису и Каинды в Южном Казахстане. Представлен серией рудных тел линзообразной формы, локализованных в зонах развития диопсид-андрадитовых скарнов на контакте с псевдолейцитсодержащими щелочными породами (фиг. 26). Мощность тел колеблется от нескольких метров до 100 м. На глубину они прослежены до 650 м. Совместно с магнетитом и халькопиритом в рудах присутствуют гематит, ильменит, кальцит, доломит, апатит, пироксен, гранат, тремолит, эпидот, биотит, скаполит, везувин, оливин, содалит, нефелин, псевдолейцит, сфен, циркон, пирротин, сфалерит, галенит. Имеются постепенные переходы от сплошных руд массивной текстуры с незначительными реликтами силикатов до оруденелых скарнов, в которых магнетит и сульфиды распределяются в виде вкрапленности и гнездообразных выделений. Разведанные запасы железа в Ирисуйском месторождении составляют 200 млн. т, при его содержании в рудах порядка 40%. Попутными компонентами руд являются Cu, V, Co, а также Au, Ag, Se, Fe.

Уранинитовые месторождения

Одно из таких рудопроявлений СССР локализовано в зонах дробления и интенсивной пневматолито-гидротермальной переработки калиевых щелочных пород (фиг. 27). Мощность зон составляет десятки метров, протяженность — первые сотни метров. Главными жильными минералами являются: кварц, барит, флюорит, стронцианит, доломит, анкерит, кальцит, даллит, пирит, марказит, магнетит. Радиоактивные минералы представлены уранинитом, коффицитом, настураном, титанатом урана, торитом, хаттонитом. Относительно более ранняя торит-хаттонитовая минерализация в основном приурочена к кварцевым жилам со слодистыми оторочками. Наложенная на нее уранинит-коффицит-настурановая минерализация, связанная с кварцевыми и фосфат-карбонатными жилами, сопровождается ореолами карбонатизации, фосфатизации, флюоритизации и гематитизации вмещающих пород.

Форстерит-платиновые месторождения

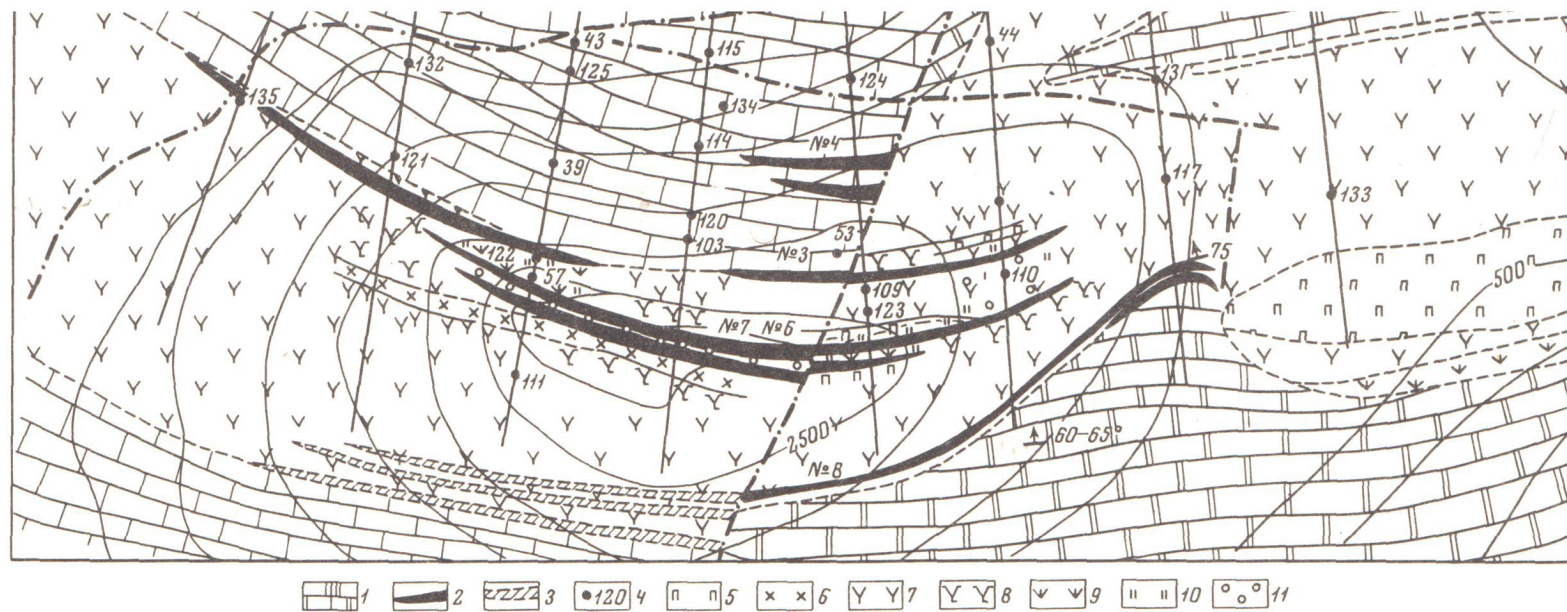
Литература: А.М. Корчагин (1966, 1972).

Целый ряд полезных ископаемых находится в калиевых массивах Вост. Сибири с дунитовым ядром. Таковы форстеритовые огнеупоры, ювелирный хром-диопсид, рихтерит-асбест, вермикулит и платина.

Форстеритовые дуниты образуют в ядре одного из массивов огромное тело площадью 16 км². Дуниты содержат хромит и минералы платиноидов (ферроплатина, сперрилит), которые концентрируются в россыпях.

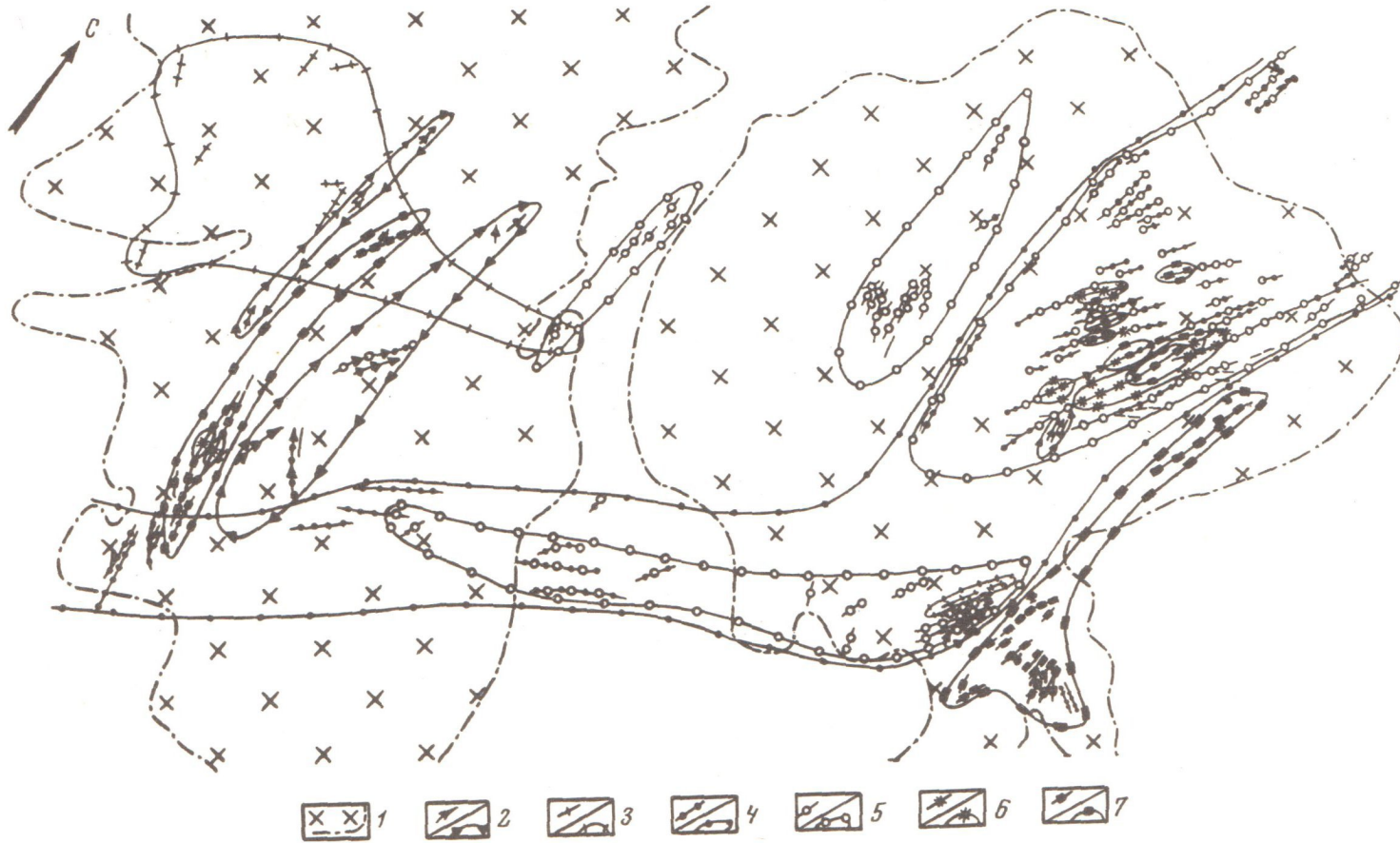
Диопсид, рихтерит и флогопит образуются в зоне контакта дунитов с сиенитами и особенно сиенит-пегматитами. Мощность зон увеличивается в лежачем боку пегматитов, где достигает 17 м. За микроклин-диопсид-флогопитовой реакционной породой ближе к контакту с дунитами следуют почти мономинеральные зоны флогопита и Сг-диопсида. Дунит на контакте серпентинизирован и обогащен магнетитом. Содержание флогопита (в поверхностных условиях вермикулита) около 16%. Он образует пластины до 20 см. Флогопит богаче фтором, нежели флогопит Ковдора и других массивов альгипербазитов.

Рихтерит-асбест слагает секущие прожилки в контактовых зонах пегматитов.



Фиг.26. Халькопирит-магнетитовое месторождение Ирису (Баталов, 1961)

1 - известняки; 2 - рудные тела прослеженные; 3 - рудные тела предполагаемые; 4 - номера скважин; 5 - пироксениты; 6 - шонкиниты; 7 - эссекситы и монзониты; 8 - меланократовые эссекситы и монзониты; 9 - сиениты биотит-пироксеновые; 10 - скарны преимущественно пироксеновые; 11 - скарны гранатовые



Фиг.27. Участок развития радиоактивной минерализации (Рогова и др., 1968)

1 - породы щелочного массива; Типы минерализации и контуры их размещения; 2 - кварц-титановая; 3 - кварц-титановая; 4 - фосфат-карбонатная; 5 - флюорит-стронцианит-уранинитовая; 6 - гидрослюдисто-коффинитовая; 7 - кварц-настурановая

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Кроме описанных выше массивов ко второму типу могут быть отнесены Сакун, Кондер, Ыллымах (Алдан), Лугин Гол (Гоби). Крупное кольцевое тело калиевых пород (рисчорритов) находится в Хибинском массиве. Спорна принадлежность к рассматриваемому типу Сандыка (возможно, ближе к 4-3-му типам), Дункельдыка (где почти не указывается нефелин). Калиевые массивы обычно имеют молодой геологический возраст (мезозой-кайнозой) и образуются в подвижных геосинклинальных участках (Кавказ, Казахстан) или на границе с ними в краевых частях платформ (Ю. Алдан).

Наиболее крупный из калиевых массивов - Сыныр (650 км²). В нем же находятся и самые крупные тела (псевдо) лейцит-нефелиновых сиенитов. Калиевые породы обычно содержат биотит и диопсид. Характерно широкое развитие в массивах либнеритизации (калиевый метасоматоз) и слабое - альбитизации (натриевый). Пегматиты и гидротермалиты обычно развиты слабо.

Кроме типовых псевдолейцитовых пород, описанные массивы, как правило, содержат крупные тела сиенитов и реже гастингсит-биотитовых нефелиновых сиенитов (Тежсар, Сандык, Сыныр). Особые подгруппы образуют бедные нефелином массивы типа Инагли и Кондера, ядро которых сложено гипербазитами, и Дункельдыка, в которых преобладают диопсид-флогопит-лейцитовые породы. Последние широко развиты в США (Вайоминг и др.), Испании, Западной Австралии (Кимберли).

Лейцит наиболее развит не в глубинных магматических породах, а в гипабиссальных и, особенно, в эффузивных. Лейцитовые лавы изливаются, например, Везувием и вулканами Восточной Африки.

В табл. 12 указаны типы месторождений в интрузиях рассматриваемой группы. Наиболее перспективны в сиенитовых массивах лейцитовые и либнеритовые руды (сырье на K, Al, керамику), а в массивах с дунитами - форстеритовые и вермикулитовые руды.

Недавно появились сообщения о находке в Испании (в лейцитовых породах Юмили) и в районе Берега Слоновой Кости (в лейцит-флогопитовых породах - фитроитах, Dawson, 1967) промышленных месторождений алмазов. Это - новый калиевый тип алмазных месторождений, вне связи с кимберлитами (характерный минерал - ромбический пироксен-энстатит) и эклогитами (характерный пироксен - омфациит). Представляется целесообразной проверка алмазности и лейцитовых пород СССР.

Распространенные представления о связи алмазоносных кимберлитов с альгипербазитами (и их карбонатитами) представляются мало убедительными ввиду отсутствия в последних энстатита, Cr-пироба и других характерных минералов кимберлитов.

Гидротермальные зоны с аксессуарной редкоземельной минерализацией (фторкарбонаты церия группы бастнезита) отмечены в ряде лейцитовых массивов (Дункельдык и др.).

Из приведенного обзора массивов и месторождений следует, что характерными минералами калиевых щелочных массивов являются: лейцит, кальсилит, микроклин, флогопит, мусковит, диопсид, форстерит, апатит, сфен, андрадит. Пироксены, амфиболы и слюды обычно имеют высокое Mg/Fe отношение. В насыщенной летучими "агпайтовой" обстановке в ассоциации с F-биотитом и эгирином образуются калиевые редкометалльные минералы: вадеит, прайдерит, тинаксит, канасит, фенаксит, дельхайелит, юкспорит, эканит, мизерит, лабунцовит, щербаковит, расвумит, джерфишерит, а также стронций-апатит, золото, платина, стронций-лопарит, эвдиалит, лампрофиллит, батисит, иннелит, стилвеллит, горит, барит, бастнезит - минералы Sr, Ba, Ce, Cr, V, Ti, Zr, Th, U, Au, Pt, P. Калиевые минералы обычно обогащены рубидием. Халькофильные - Tl, Au, V.

Характерными элементами массивов рассмотренного типа можно считать: K, Rb, Sr, Ba, Mg, U, P, Au, Tl. Целый ряд из этих элементов (Rb, Tl, Ba и, возможно, Cs, Sr) изоморфно замещает ведущий элемент - калий. Характерно низкое содержание Be, Zr, Nb.

МАССИВЫ С БИОТИТОВЫМИ НЕФЕЛИНОВЫМИ СИЕНИТАМИ И ИХ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

МАССИВЫ (37–51)

37. Сахариок

Литература: И.Д. Батиева, И.В. Бельков (1958); И.В. Бельков, И.Д. Батиева (1969).

Массив расположен в центральной части Кольского полуострова, к востоку от Ловозера. Залегает на контакте щелочных гранитов Кейв и архейских гранито-гнейсов. Площадь свыше 4 км². Имеет сложную дайкообразную форму (5,5 – 6 × 0,05 – 2 км). В лежачем боку находятся меланократовые гастингситовые и биотитовые сиениты, в висячем – более молодые лепидомелановые сиениты (миаскиты). Последние занимают площадь около 1,7 км².

Миаскиты обогащены альбитом, иногда содержат эгирин, арфведсонит. Содержание темноцветных составляет 8–10%. Преобладающие акцессорные минералы – флюорит и циркон; постоянно присутствуют пироклор, реже сфен, апатит, ортит, магнетит, бритоцит и галенит. В полосчатых миаскитах находятся маломощные (до 0,2 м) пластовые жилы и шпирсы нефелин-полевошпатовых пегматитов с цирконом, пироклором, мелинофаном и флюоритом.

Характерными минералами массива являются: циркон, пироклор, ортит, бритоцит, флюорит, СаМп-гранат. Лепидомелан обогащен литием и рубидием, сфен и апатит – редкоземельными элементами. Характерные элементы: К, Li, Rb, Be, Ca, Ce, Zr, Nb, F. Нефелин беден железом (0,23%) и представляет собой хороший материал для керамической промышленности.

38. Мариуполь

Литература: И.Д. Царовский (1956); С.А. Руденко (1962); Н.А. Елисеев и др. (1965); Е.Д. Осокин (1967), Р.П. Тихоненкова, М.В. Скосырева (1974)

Верхнепротерозойский массив площадью 20 км² расположен в Восточном Приазовье. Залегает среди протерозойских граносиенитов Октябрьского массива и более древних ультраосновных и основных пород (габбро, пироксенитов). Имеет изометричную форму и концентрическое строение (фиг. 28). Эндоконтакты массива сложены щелочными и нефелинсодержащими сиенитами (Fe-гастингситовыми, биотит-гастингситовыми), и реже биотитовыми микрофойяитами и мезократовыми такситовыми биотит-амфиболовыми фойяитами. В центральной части расположены лейкократовые (крупнозернистые и пегматоидные) собственно нефелиновые сиениты – лепидомелановые фойяиты. Последние образуют среди щелочных сиенитов подковообразное тело мощностью до 1 км. Характерные акцессорные минералы нефелинсодержащих пород: бритоцит, велерит, монацит, апатит, сфен, ильменит.

Жильные породы представлены камптонит-мончикитовой серией, сиенитовыми и нефелин-сиенитовыми пегматитами.

Пегматиты нефелиновых сиенитов развиты сравнительно широко. Они имеют микроклин-нефелин-Са-эгириновый и альбит-нефелин-эгириновый состав и образуют шпирсы и жилообразные тела мощностью до 10 м и протяженностью до нескольких десятков метров. Обычно пегматиты не зональны; иногда нефелин образует гнезда в мелкозернистом альбит-эгириновом и микроклин-эгириновом агрегатах или выполняет центральные части жил. Акцессорные и второстепенные минералы: лепидомелан, содалит, канкринит, кальцит, флюорит, магнетит, циркон, пироклор, бритоцит (беккелит), сульфиды, цеолиты и др.



Фиг.28. Октябрьский массив
(Е.Д. Осокин, 1967)

1 - фойяиты. Фениты: 2 - полевошпатовые и нефелин-полевошпатовые; 3 - полевошпатовые с кварцем; 4 - кварц полевошпатовые; 5 - биотитовые граниты; 6 - габбро-пироксениты; 7 - гранито-гнейсы

Мариуполиты и альбититы развиты вдоль глубинных разломов, в зонах расщепления и трещиноватости на контактах фойяитов с породами эндоконтактовой фации и щелочных сиенитов с основными породами, а также внутри последних. Интенсивнее всего фойяиты альбитизированы на контакте с породами эндоконтактовой фации. Альбититы образуют многочисленные прожилки, жилы, пластобразные и линзовидные тела, а также сложные зоны мощностью от нескольких сантиметров до 50 м.

При альбитизации основных и ультраосновных пород наблюдается преобладание мелано- и мезократовых типов метасоматитов (олигоклаз-амфибол-биотитовых, биотитовых слюдитов и олигоклазитов). Среди метасоматитов по нефелиновым сиенитам широко развиты разнообразные мариуполиты (эгириновые, лепидомелан-содалитовые, лепидомелан-эгириновые) и альбититы (нефелиновые, лепидомелан-канкринит-содалитовые, содалит-лепидомелановые, микроклин-нефелин-канкринитовые, лейкократовые). При этом характерна следующая общая зональность: фойяиты → мариуполиты → лепидомелановые (содалит-канкринитовые и содалитовые) альбититы → лейкократовые альбититы.

Последний этап метасоматитов особенно интенсивно минерализован. Редкометалльная минерализация (пироксид, циркон, бритолизит, монацит, бастнезит, ортит, велерит, бадделейт, розенбушит и др.) отмечается в участках замещения нефелиновых альбититов мариуполитами и мариуполитов альбититами.

Гидротермалиты распространены незначительно и представлены тонкими анализим-натролитовыми прожилками до 50 см мощности, а также шпировидными выделениями в ослоденелых пироксенитах и мариуполитах.

В массиве известно около 50 минералов: главные – микроклин, нефелин, Fc-гастингсит, лепидомелан, Са-эгириин, альбит; второстепенные – содалит, канкринит, анальцим, натролит, эгириин-авгит, арфведсонит, олигоклаз, альбит, флогопит, кальцит; аксессуарные – сфен, алатит, сидерит, либенерит, меллилит, бризолит, монацит, ксенотим, бастнезит, чевкинит, ортит, пироклор, уранинит, велерит, баделлеит, розенбушит, циркон, малакон, куплетскит, тайниолит, ильменит, рутил, анатаз, гранат, дистен, шинкит, галенит, молибденит, сфалерит. Наибольшее число минеральных видов отмечается в альбититах.

Характерными минералами массива являются: циркон, пироклор, бризолит, монацит, бастнезит; характерными элементами – Na, Al, Zr, Nb, Се. Альбититы рассматриваются как источник алюминия и керамического сырья.

Урал (39–41)

39. Вишневые Горы

Литература: Е.М. Еськова и др. (1964); Б.М. Роненсон (1966).

Массив площадью около 100 км² расположен на Южном Урале, слагая северную часть миаскитовой полосы Вишневых-Ильменских гор. Имеет каплевидную форму (фиг. 29 см. приложение) и сложенное строение. Выделяется крупный Центральный массив и ряд мелких седловидных пластовых залежей. Вмещающие породы представлены докембрийскими или раннепалеозойскими гнейсами и гранитогнейсами, в меньшей мере – амфиболитами и кварцитами.

Массив на 95% сложен гнейсовидными лепидомелановыми миаскитами; эндоконтактные фации представлены биотитовыми, реже двуслюдяными, корундовыми и гастингситовыми сиенитами, гастингситовыми миаскитами, сандыитами, нефелинолитами. Характерен мощный (сотни метров мощности) фенитовый ореол на инъекционном и ореол небольшой мощности на экранирующем контактах. Наиболее распространены эгириин-диопсидовые фениты; биотитовые и гастингситовые разновидности встречаются реже.

Жильные породы образуют немногочисленные, маломощные дайки микромиаскитов, миаскит-аплитов, тингуаитов и послемиаскитовых крупнокристаллических эгириин-диопсидовых сиенитов. Широко развиты щелочные пегматиты и послемагматические образования – альбититы, слюдиты и карбонатиты (ранние и поздние).

Щелочные пегматиты особенно обильны в фенитовом ореоле и эндоконтактах интрузива. Наиболее распространены согласные, реже секущие жильобразные тела небольших размеров (1 – 5 м мощностью и до 150 м протяженностью), нередко образующие кулисообразные свиты жил. Для них характерно незональное строение, пегматоидные, иногда графические структуры. Пегматиты в миаскитах имеют биотит-нефелин-полевошпатовый состав, в фенитах и вмещающих породах – биотит-полевошпатовый и мусковит-полевошпатовый с корундом.

Крупные дифференцированные пегматиты встречаются редко и образуют симметрично-зональные, линзовидные или трубообразные тела до 30×100 м. В телах, залегающих в миаскитах, от периферии к центру различаются три зоны: микроклиновая, микроклин-нефелиновая и блоковая нефелиновая. Выделяются два типа альбита – ранний крупнотаблитчатый альбит, слагающий самостоятельную зону в центральной части тел, и более поздний сахаровидный – выполняющий систему маломощных (до 20 см) секущих прожилков. Пегматиты во вмещающих породах имеют периферическую полевошпатовую (с биотитом, мусковитом, корундом) зону и центральную зону нефелин-полевошпатового (с биотитом) состава.

Минеральный состав пегматитов в отличие от материнских пород характеризуется большим разнообразием и развитием парагенетических ассоциаций поздних замещающих комплексов: альбитового и цеолит-кальцитового с редкометальной минерализацией (пироклор, циркон, ортит).

Альбититы и микроклиниты чаще всего развиты в виде микроклин-альбитового мелкозернистого агрегата, вмещающего эндоконтактные зоны интрузива мощностью до десятков и протяженностью до сотен метров. Мономинеральные микроклиниты слагают обычно периферические участки зон альбитизации. Собственно альбититы образуют зоны, состоящие из десятков параллельных, нередко кулисообразных жилоподобных тел до 2 м мощности и до 200 м длины. Нередки также штокверковые зоны, состоящие из многочисленных параллельных или пересекающихся тонких (0,1 - 10 см) прожилков.

В основном это мелко- и тонкозернистые породы биотит-микроклинового, биотит-микроклин-альбитового и биотит-альбитового состава. По пироксеновым фенитам образуются эгириновые альбититы. Для микроклинитов, развивающихся как по щелочным породам массива, так и по вмещающим толщам, более характерны крупнозернистые, почти пегматоидные структуры.

Микроклинитам присуща незначительная минерализация: циркон, ортит, бастнезит, эцинит, ильменорутил. Альбититы минерализованы более обильно и разнообразно: пироклор, циркон, ильменит, апатит, монацит, бастнезит, ортит, чевкинит, эцинит, ильменорутил, рутил.

Биотититы слагают либо периферические участки зон карбонатизации до 40 м мощности и до нескольких километров протяженности, либо самостоятельные жилобразные и линзовидные тела, а также штокверковые зоны субпараллельных тонких (1 - 10 см) прожилков. Слюдиты развиваются по миаскитам, сиенитам, фенитам и их альбитизированным разновидностям.

Кальцититы (карбонатиты?) образуют метасоматические зоны сложного строения, согласные и кососекающие жилы, а также штокверки тонких прожилков, которые тяготеют к эндоконтактам массива, менее распространены в фенитовом ореоле. Мощность метасоматических зон - десятки метров, протяженность - километры. Кальцитовые породы представлены массивными, брекчиевыми и милонитовыми разновидностями. Среди них различаются мономинеральные кальцитовые, биотит-кальцитовые, эгирин-диопсид-кальцитовые, арфведсонит-кальцитовые, апатит-кальцитовые разновидности. Развиваются они по всем породам массива вплоть до альбититов. Характерная минерализация: пироклор, апатит, сфен, ильменит, циркон, ортит, сульфиды (Fe, Mo).

Гидротермалиты представлены поздней прожилковой серией карбонатного, баритового, кварц-карбонатного, цеолитового, кварц-амфиболового и кварцевого состава. Кальцитовые, анкерит-кальцитовые, флюорит-кальцитовые и кальцит-кварцевые прожилки с разнообразной редкометальной минерализацией, развитые более интенсивно в фенитовом ореоле, секут кальцититы. Мощность прожилков обычно 2 см (реже до 10 см), длина 0,5 - 5 м. Характерны друзовые и крустификационные структуры. Призальбандовые зоны близки по составу к вмещающим породам; центральная часть выполнена главным образом кальцитом.

Цеолитовые прожилки развиты только внутри миаскитов в ассоциации с кальцитовыми породами. Мощность прожилков около 1 см (редко до 10 см); протяженность несколько метров. Обычно они секут слюдиты, кальцититы и кальцитовые прожилки. По минеральному составу выделяются натролит-кальцитовые, натролит-анальцит-кальцитовые, натролит-канкринитовые, канкринитовые, флюорит-канкринитовые, содалитовые, натролит-анальцит-мусковитовые типы прожилков.

Арфведсонитовые, гастингсит-кварцевые и кварцевые прожилки развиты в фенитовом ореоле, секут все его образования, включая кальцитовые породы. Мощность прожилков и линз до 10 см, протяженность не превышает 2 м. Внутреннее строение друзовое с миароловыми пустотами. Щелочные породы, пегматиты и гидротермалиты по поперечным разломам мусковитизируются (превращаясь в либнеритовые сиениты) и секутся прожилками с гребенчатым кварцем.

Общая схема формирования щелочного комплекса: фениты → интрузивные щелочные породы → дайковая серия → щелочные пегматиты → микроклиниты + альбититы → биотититы + кальцититы → гидротермалиты.

В настоящее время в Вишневых Горах известно свыше 120 минералов, 56 из которых изучены химически. Авторами впервые для массива исследовано

свыше 20 минералов (торианит, Nb-эшинит, Th-эшинит, Al-эшинит, Ti-колумбит, мариньякит, давидит, гейландит, гармотом, катаплеит, церит, барилит, торит, TR-торит, стронцианит, бастнезит и др.).

В табл. 14 приведены главные парагенетические ассоциации минералов. Подавляющее большинство из них образовалось в постмагматический этап. При этом для образований стадии альбитизации характерны минералы Nb, Zr, TR, Th, а стадии карбонатизации — минералы Nb, TR, Sr, U. Минералы TR, Sr и Be встречаются только в поздне-гидротермальных кальцитовых прожилках.

Для образований фенитового ореола характерно наличие большого количества минеральных видов и разновидностей (Nb-эшинит, Al-эшинит, Th-эшинит, Ti-колумбит, TR-давидит, Nb-чевкинит, TR-торит, TR-апатит и др.). Особенно обогащены экзоконтакты массива редкоземельными минералами. Такие минералы, как чевкинит, ортит, эшинит, бастнезит, церит, давидит, лессингит, TR-ферсмит и другие, являются типоморфными минералами зоны фенитов.

Характерными минералами массива являются: пироклор, циркон, ортит, чевкинит, ильменорутил, бастнезит, колумбит, эшинит, ферсмит, бетафит, торит. Характерные элементы: Nb, Zr, TR, Na, K, Ca, Al, C, F.

С массивом связаны вермикулитовые месторождения; щелочные породы могут быть источником алюминия и керамического сырья.

Щелочные породы, кроме Вишневогорского массива известны в районе Увильдов где их дайкообразные тела мощностью до 70 м и протяженностью в несколько километров расположены в центральной части миаскитовой полосы Вишневых-Ильменских гор. Они залегают конформно вмещающим метаморфизованными породами ильменогорского комплекса.

Щелочные породы представлены в основном лепидомелановыми миаскитами и сиенитами; в экзоконтактах развиты биотитовые, эгирин-диопсидовые и Mg-гастингситовые фениты. Встречаются также небольшие линзовидные и пластовые тела сандыитов, гастингситовых миаскитов и нефелинолитов (в лежащих боках тел миаскитов).

Жильные породы и пегматиты развиты слабо. Ярко выражены крупные зоны биотитов и биотитовых кальцититов.

Биотититы образуют в всячем боку миаскитового тела ряд параллельных и кулисообразно расположенных зон мощностью от 2 до 30 м и протяженностью до 4 — 5 км. Наиболее крупная из них локализована по контакту миаскитов с фенитами. Развиваются биотититы в основном за счет миаскитов. Они представляют собой мелко- и крупночешуйчатые почти черные породы с содержанием биотита до 90%.

Кальцититы в виде брекчиевых и массивных мелко- и крупнозернистых разновидностей слагают центральную часть крупной зоны слюдитов. Преобладают брекчиевые разности, состоящие из обломков щелочных пород и слюдитов, размером от 1 — 2 см до 0,5 м, сцементированных биотит-кальцитовым агрегатом (до 20% биотита, 15% полевого шпата и 60% кальцита). Собственно кальцититы слагают крупные участки в зоне брекчирования и отдельные пластообразные тела до 3 м мощности. Характерные аксессуарные минералы: гатчеттолит, ильменит, апатит, магнетит, пирротин, пирит.

Биотититы и кальцититы секутся многочисленными тонкими (1 — 2 см) кальцитовыми и апатит-кальцитовыми прожилками с сульфидами железа.

Последовательность образования метасоматитов: слюдиты → брекчиевые биотит-кальцитовые породы → кальцититы.

По биотит-кальцитовым породам и слюдитам развиты зоны вермикулитизации.

Таблица 14

Минеральные ассоциации Вишневых Гор

Породы	Ассоциации	
	в интрузиве	в фенитовом ореоле
Миаскиты	<p>1. Нефелин, олигоклаз, ортоклаз, лепидомелан, магнетит</p> <p>2. Микроклин, альбит, биотит, пироклор, циркон, ильменит</p> <p>3. Кальцит, апатит, сфен, пироклор, канкринит, цеолиты, сульфиды</p>	
Пегматиты	<p>1. Микроклин, нефелин, лепидомелан (эгирин), альбит, олигоклаз</p> <p>2. Альбит, биотит (эгирин), ильменит, апатит, пироклор, циркон (маринджит), ортит, торит, эшинит, сфен, флюорит</p> <p>3. Натролит, мезолит (сколечит), шабазит, гидраргиллит, диаспор, бемит, кальцит, гипс, аллофан</p>	<p>1. Микроклин, нефелин, биотит, мусковит, корунд, альбит-олигоклаз, олигоклаз</p> <p>2. Альбит, биотит (мусковит), ильменит, магнетит, пироклор, циркон, ильменорутил, эшинит</p> <p>3. Канкринит, вишневит, содалит, цеолиты, кальцит, гипс, гидроокислы Al, сульфиды</p>
Альбититы	<p>1. Микроклин, альбит, биотит, циркон, ильменит, магнетит, ильменорутил (ортит), (бастнезит), эшинит, апатит</p> <p>2. Альбит, биотит, ильменит, циркон, пироклор, апатит, монацит, бастнезит, ортит, чевкинит, ильменорутил, магнетит, сфен, сульфиды Fe</p>	<p>1. Микроклин, альбит, биотит (эгирин-авгит, гастингсит), эшинит, циркон, ильменит, апатит, ильменорутил, торит, ортит, бастнезит</p> <p>2. Альбит, биотит (эгирин, гастингсит), пироклор, циркон, сфен, апатит, ильменит, эшинит, ферсмит, колумбит, монацит, торианит, ортит, давидит, рутил, ильменорутил (скаполит), кальцит, сульфиды Fe</p>
Слюдиты	<p>1. Биотит, кальцит, апатит, сфен, ильменит, магнетит, сульфиды Fe, (циркон), (пироклор), флюорит</p>	<p>1. Биотит, эгирин-авгит, гастингсит, кальцит, апатит, сфен, магнетит (ильменит) (циркон), (пироклор), сульфиды Fe</p>
Карбонатиты	<p>2. Кальцит, биотит, апатит, пироклор, ильменит, сфен, ильменит (циркон), сульфиды Fe</p>	<p>2. Кальцит, биотит, эгирин-авгит, гастингсит, арфведсонит, апатит, пироклор (циркон), сфен, ильменит, ортит, сульфиды Fe, молибденит</p>
Гидротермалиты	<p>1. Кальцит, флюорит, канкринит, эгирин, ортит, торит, сфен, бетафит, уран-пироклор</p>	<p>1. Кальцит, флюорит, эгирин, мангано-филлит, катафорит (мусковит), кварц, биотит, анкерит, ильменит, апатит, сфен, ортит, бетафит, торит, рутил,</p>

Таблица 14 (окончание)

Породы	Ассоциации	
	в интрузиве	в фенитовом ореоле
Гидротермалиты	2. Анальцит, натролит, канкринит, кальцит, анкерит, эгирин, ильменит, хлориты, галенит, сфалерит, пирит	Брукит, бастнезит, анатаз, барит, барилит, стильбит, гармотом, стронцианит, чевкинит, сульфиды Fe, Zn, Pb, Bi 2. Арфведсонит, кварц, крокидолит-асбест, сфен, Nb-эшинит, чевкинит, Al-эшинит, колумбит, бриголит, катаплеит, циркон, флюорит, кальцит, ферсмит, сульфиды

Примечание. Номерами обозначена последовательная смена ассоциаций от ранних к поздним.

40. Ильменские Горы

Литература: А.Н. Заварицкий (1939); В.Я. Левин (1969).

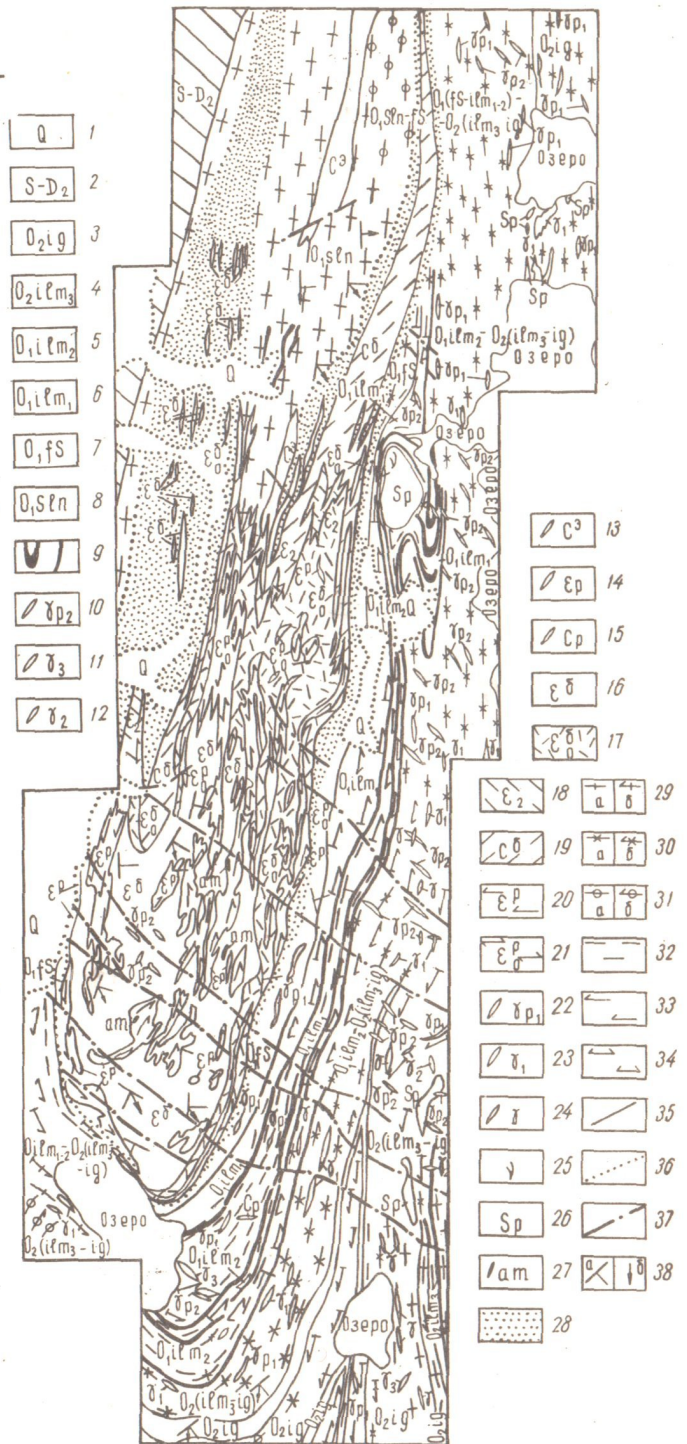
Массив площадью около 80 км² расположен в южной части миаскитовой полосы Урала вблизи г. Миасс и представлен серией седловидных залежей миаскитов в своде антиклинальной структуры (фиг. 30). Размер массива 18 × 4,5 км. Вмещающие породы докембрийского или раннепалеозойского метаморфического комплекса представлены гнейсами и амфиболитами с маломощными прослоями кварцитов. Щелочные породы секут верхнепалеозойские гранитоиды и в свою очередь секутся поздними гранитоидами. Фенитовый ореол менее мощный, чем в Вишневых Горах (до 50 м).

Наряду с интрузивными щелочными породами в северной части массива наблюдаются щелочные и нефелинсодержащие мигматиты. Среди интрузивных пород наиболее распространены лепидомелановые миаскиты; биотитовые сиениты имеют подчиненное развитие. В приконтактных участках миаскиты обеднены нефелином (до 25%). Нередко встречаются плагиоклазовые миаскиты. Биотит-гастингситовые и гастингситовые миаскиты а также сиениты образуют полосы, отделяющие седловидные залежи слюдяных миаскитов и сиенитов друг от друга. Меньшее распространение имеют форситы, гранат-гастингситовые миаскиты, сандыиты, конгресситы, а также миаскитовые и сиенитовые мигматиты.

Жильные породы (особенно гранитоидного состава) распространены гораздо шире, чем в Вишневых Горах, и представлены домиаскитовыми гранитами и гранитными пегматитами, послемаскитовыми крупнозернистыми эгирин-диопсидовыми сиенитами и сиенит-пегматитами, гранит-аплитами и амазонитовыми гранитными пегматитами. Особенно широко представлены эгирин-диопсидовые сиениты и граносиениты, а также гранитные пегматиты. Эгирин-диопсидовые сиениты слагают два крупных (12 × 0,5-1 и 2,5 × 0,3 км) субмеридиональных тела на севере массива, а также целую серию более мелких дайкообразных тел, секущих миаскитовый интрузив. Гранитные пегматиты имеют уникальную минерализацию: самарскит, эвксенит, фергусонит, монашит, блонстрандин, ортит, малакон и колумбит; поздние — колумбит-танталит, микролит, берилл, фенакит, топаз, гельвин, касситерит.

Фиг. 30. Схема геологического строения Ильменских гор (составили В.Я. Левин, А.Г. Баженов и др)

1 - четвертичные образования; 2 - зеленокаменная полоса; 3 - 9, 29 - 34 - метаморфические породы (протерозой, палеозой); 10 - 13 - послемагмитовые гранитоиды; 14, 15 - сиенитовые и миаскитовые пегматиты; 16, 17 - миаскиты; 18 - щелочные мигматиты; 19 - биотитовые сиениты; 20, 21 - амфиболовые миаскиты; 22 - 24 - домиаскитовые граниты; 25 - 27 - ультрабазиты; 28 - фениты; 35 - границы метаморфических, интрузивных и жильных пород; 36 - границы четвертичных образований; 37 - послемагмитовые тектонические нарушения; 38 - элементы залегания сланцеватости, плоскостных текстур и полосчатости в метаморфических и интрузивных породах (а) и направление и углы погружения линейной ориентировки минералов, их скоплений и шарниров мелких складок в метаморфических и интрузивных породах (б)



Собственно щелочные жильные породы представлены жильными миаскитами (редко) и щелочными пегматитами. Постмагмитические микроклиниты, альбититы и гидротермалиты развиты в значительно меньшей степени, чем в Вишневых Горах.

Пегматиты представлены двумя типами - нефелин-полевошатовыми (миаскитовыми) и полевошатовыми (сиенитовыми). Миаскитовые пегматиты образуют согласные, реже секущие, жильобразные тела до 2 м мощности и де-

сятков метров протяженности, а также незональные линзы и шпирь простого состава, залегающие в миаскитах, реже во вмещающих породах. Это в основном биотит-нефелин-микроклиновые, редко мусковит-нефелин-микроклиновые пегматиты с относительно слабо развитой альбитизацией. Характерными минералами являются: канкринит, содалит, ильменит, циркон, апатит, кальцит, пироклор, цеолиты.

Сиенитовые пегматиты имеют варьирующий состав. Выделяются полевошпатовые, биотит-полевошпатовые, мусковит-полевошпатовые, корунд-полевошпатовые, эгирин-диопсид-полевошпатовые и другие разновидности. В большинстве своем они в виде небольших согласных линз и шпировидных выделений залегают в фенитовом ореоле, реже слагают секущие дайки широтного простираения, секущие гнейсы и миаскиты. В большинстве своем незональны, иногда темновоздушные минералы образуют периферические зоны. Характерные акцессорные минералы — циркон, пироклор, эшинит, монацит, ортит, чевкинит, ильменорутил, молибденит.

Микроклиниты развиты слабо. Это — крупнозернистые (почти пегматоидные) породы, образующие субмеридиональные зоны до 5 м мощности и 50 м протяженности. Характерные акцессории: циркон, ортит, монацит, бастнезит.

Альбититы наиболее интенсивно развиты вдоль западного эндоконтакта, где слагают ряд зон альбитизированных щелочных пород и многочисленных альбитовых прожилков. Мощность зон до 10 м, протяженность сотни метров. Альбитовые прожилки обычно согласные, реже пересекают полосчатость миаскитов. Мощность их варьирует от нескольких миллиметров до 0,5 м. Типоморфна циркон-пироклоровая акцессорная минерализация.

Биотит-кальцитовые породы, нередко с апатитом, образуют локальные зоны небольшой мощности (до 0,5 м) в миаскитах. Более распространены мало-мощные кальцитовые жилы. Характерные акцессорные минералы: апатит, сфен, магнетит, ильменит, пироклор, ортит, флюорит, сульфиды.

Гидротермалиты представлены тонкими цеолитовыми прожилками со следующей ассоциацией минералов: канкринит, анальцим, кальцит, натролит, флюорит, серицит, сульфиды.

В настоящее время в щелочных образованиях Ильмен известно около 80 минералов. Авторами в массиве изучены новые минеральные разновидности: Y-эшинит и TR-ферсмит.

Характерными минералами массива являются: циркон, пироклор, бетафит, ильменорутил, ортит, эшинит, чевкинит, монацит, корунд, молибденит, торит. Характерные элементы: Na, K, Zr, TR, Nb, F, Th, U.

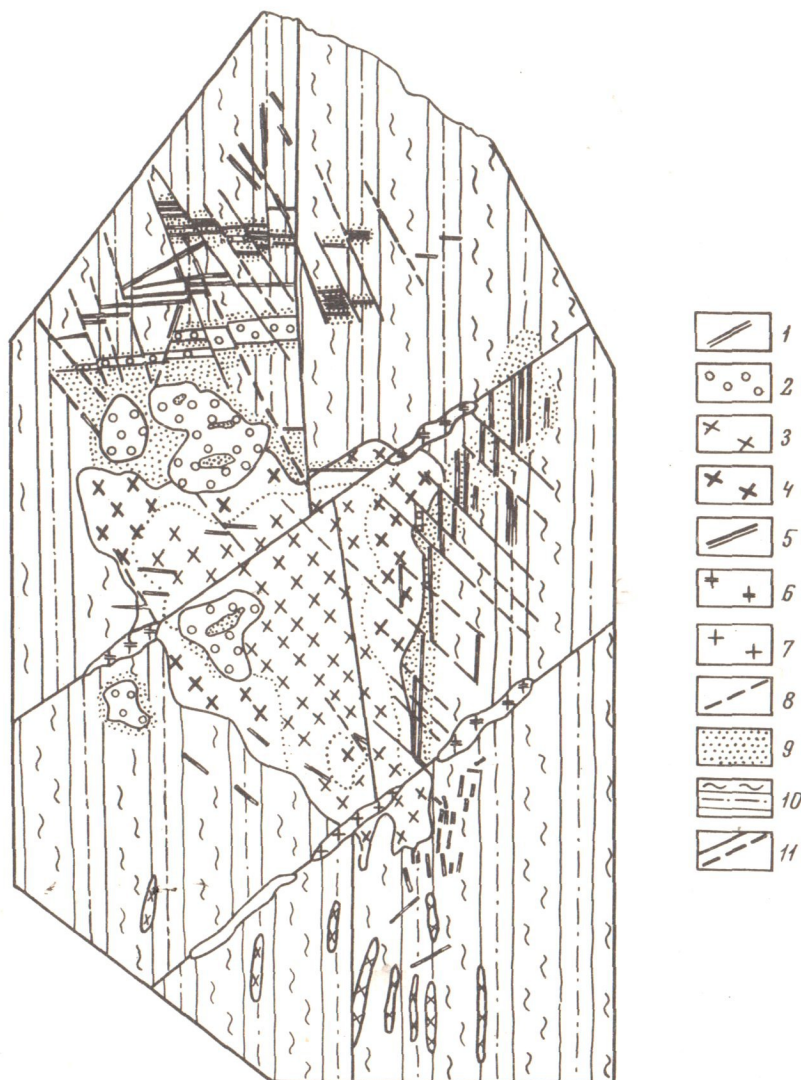
С массивом связаны ильменорутитовые и молибденитовые рудопроявления. Ильменский заповедник славится своими копиями с уникальными ассоциациями минералов.

41. Борсуксай

Литература: Ю.А.Бурмин, Е.П.Шират (1967); А.В. Волошин (1966, 1967); А.В. Волошин, Б.Е. Милецкий (1966); К.А. Абдрахманов, А.Т. Бекботаев (1971).

Массив расположен в восточной части Мугоджарского мегантиклинория, где приурочен к зоне пересечения субмеридиональных и субширотных разломов. Шток неправильной формы площадью около 3 км². Вмещающими породами служат докембрийские гнейсы и метаморфические сланцы. Центральная часть массива сложена биотитовыми, а периферия — гастингситовыми сиенитами. Последние прорываются жильными и мелкими штокообразными телами нефелиновых (биотитовых, гастингситовых, эгириновых и либеритовых) сиенитов.

Во вмещающих породах находятся многочисленные дайки щелочных пород (нефелиновых сиенитов, щелочных сиенитов, сиенит-аплитов, сиенит-порфиров, нефелин-сиенитовых пегматитов, аляскитовых гранитов и кварц-полевошпатовых пород), образующие несколько жильных полей (фиг. 31). Преобладают дайки нефелиновых сиенитов (миаскитов) субмеридионального и субширотного



Фиг. 31. Борсуксайский массив (по А.В. Волошину)

1 - жилы нефелиновые и либнеритовые сиениты; 2 - нефелиновые и либнеритовые сиениты (биотитовые, биотит-амфиболовые, эгириновые); 3 - биотитовые сиениты; 4 - амфиболовые сиениты; 5 - сиенит-аплиты, сиенит-порфиры; 6 - аляскитовые граниты; 7 - граниты и кварц-полевошпатовые породы; 8 - сиенит-пегматиты и кварц-полевошпатовые пегматиты; 9 - фенитизированные породы; 10 - вмещающие гнейсо-сланцевая и гнейсовая толща; 11 - тектонические нарушения

простираются. Мощность даек колеблется от десятков сантиметров до 500 м, протяженность - от 150 до 2 км. Они залегают в щелочных сиенитах и гнейсах. Более поздние дайки сиенит-аплитов и сиенит-порфиров локализованы в трещинных зонах северо-западного, а аляскитовых и щелочных гранитов - юго-западного простирания.

Характерна ассоциация с позднепалеозойскими гранитами, завершающими герцинский магматизм в Мугоджарах. Возраст массива карбон-пермский.

Щелочные пегматиты образуют серии согласных жил во вмещающих породах. Мощность жил от 2 до 50 м (в раздувах). По простиранию прослеживаются на сотни метров. Строение и состав простые. Это в основном незональные

Таблица 15

Минеральные ассоциации Борсуксая

Породы	Минералы	
	высокотемпературные	низкотемпературные
Нефелиновые сиениты и пегматиты	Нефелин, микроклин, биотит, гастингсит, катафорит, эги-рин, магнетит, гранат, цир-кон, апатит, ильменит	Альбит, либнерит, флюорит, канкринит, содалит, каль-цит, натролит, пироклор, циркон, ортит, монацит, бастнезит, бритолит, анки-лит, торит, сульфиды и др.
Щелочные сиениты и пегма-титы	Микроклин, олигоклаз, био-тит, рибекит, эгириин, гас-тингсит, магнетит, ильменит, сфен, апатит, гранат	Альбит, мусковит, гематит, флюорит, кальцит, натролит, кварц, колумбит, циркон, рутил, анатаз, торит и др.

крупнокристаллические пегматиты, реже двузональные с зоной крупноблоково-го строения в центре. Состав близок к миаскитам. Обычно интенсивно аль-битизированы с образованием по периферии мелкозернистого либнерит-альби-тового комплекса.

Альбититы представлены широко. Они образуют протяженные (сотни метров) зоны мощностью до 2 м в альбандах жильных тел, реже в породах самого массива. При этом характерна постоянная зональность (от центра к перифе-рии): жильное тело — альбититы — либнеритовые сиениты. С альбитизацией связана вся редкометальная минерализация. Альбитизация сиенит-аплитов и сиенит-порфиров проявлена значительно слабее.

В Борсуксае известно около 60 минералов (табл. 15). Характерными ми-нералами массива являются: пироклор, колумбит, циркон, ортит, монацит, бри-толит, бастнезит, торит, Li-мусковит. Интересны находки концентрически-зональных агрегатов ("овоидов") редкоземельных минералов. Выделяются три типа овоидов: 1) монацит-бритолит-ортитовые, 2) лессингит-бритолит-орти-товые и 3) бастнезит-бритолит-ортитовые. Характерные элементы: Nb, Zr, TR, Th.

42. Турпи (Ясман)

Литература: Ю.А. Арапов 1953); З.М. Ляшкевич, Б.И. Омеляненко (1961); Н.Ф. Шинкарев (1966).

Расположен на северном склоне Каратегинского хребта в южном Тянь-Шане. Вмещающие породы представлены кристаллическими сланцами, мрамора-ми и амфиболитами верхнего протерозоя.

Массив представляет собой грушевидный интрузивный шток, вытянутый в северо-восточном направлении, площадью около 10,5 км² (фиг. 32). Он сложен нефелиновыми сиенитами, переходящими в приконтактных зонах в ще-лочные сиениты, а также лейкократовыми биотитовыми и гастингситовыми гра-нитам. Крупное субширотное тело последних примыкает к нефелиновым и ще-лочным сиенитам в юго-западной части интрузива. Нефелиновые сиениты явля-ются наиболее распространенными породами. Встречаются как биотитовые, так и гастингситовые их разновидности.

Позднемагматические дериваты проявлены слабо и представлены широкооб-разными телами пегматоидных нефелиновых сиенитов и несколькими маломощ-ными жилами амазонитовых гранитных пегматитов.

Фиг. 32. Массив Турпи (Ифантопуло и др., 1969)

1 - четвертичные отложения; 2 - граниты щелочные лейкократовые (vP); 3 - сиениты щелочные амфиболовые (ϵP); 4 - сиениты нефелиновые биотитовые (ϵP); 5 - граниты аплитовидные турмалиновые ($v_4 C_2$); 6 - граниты биотитовые плагиоклазовые (а) ($v_3 C_2$), диориты и кварцевые диориты (б) ($v_3 C_2$); 7 - метаморфические породы верхнего протерозоя (Pt_3); 8 - скарны гематитовые и магнетит-актинолитовые. Жильные образования: 9 - кварц-полевая порода; 10 - гранит-аплиты и пегматиты лейкократовых гранитов; 11 - гранит-аплиты турмалиновые; 12 - интрузивные контакты; 13 - границы фациальных разновидностей интрузивных пород; 14 - тектонические нарушения



Послемагматические образования развиты довольно широко. В основном это зоны альбитизации, карбонатизации и эпидотизации в щелочных породах. При альбитизации нефелиновых сиенитов биотит замещается гематитом, при карбонатизации их нефелин-канкринитом.

Редкометалльная минерализация характерна для альбитизированных пород. В альбитизированных нефелиновых сиенитах она представлена пироксеном, цирконом, бадделейтом, апатитом, сфеном и торитом, а в альбитизированных гранитах - пироксеном, ортитом, колумбитом, цирконом, сфеном и торитом.

Типоморфными минералами массива являются: кальцит, шерл, Mn -эпидот, бадделейт; типоморфными элементами - B , Cs , Se .

Нефелиновые сиениты оценивались как перспективное сырье для алюминиевой промышленности.

43. Ходжа-Ачкан

Литература: Б.И. Омеляненко, Н.А. Сиротина (1959); Л.Л. Перчук, Б.И. Омеляненко, Н.Ф. Шинкарев (1961); Н.Ф. Шинкарев (1966).

Расположен на северном склоне Алайского хребта (Киргизия) в известняках и сланцах силура и пермо-карбона. Изометричный массив площадью 57 км² имеет почти вертикальные контакты. Сложен преимущественно нефелиновыми

сиенитами, а также кварцевыми сиенитами (5%) и гранитами (9%). Преобладают биотитовые нефелиновые сиениты, но в краевой части массива известны эгирин-авгитовые разновидности. Акцессорные минералы щелочных пород: канкринит, кальцит, магнетит, содалит, гранат, сфен, циркон.

Кварцевые сиениты и биотитовые (с турмалином) граниты тяготеют к периферии массива, образуя дайкообразные тела. Небольшие шпировидные пегматиты интенсивно развиваются в сланцах. На контакте с мраморами образуются волластонитовые скарны. Характерные минералы: эканит, торит, мизерит, астрофиллит, эвдиалит, бастнезит, бетафит; характерные элементы: Ce, Th, Zr.

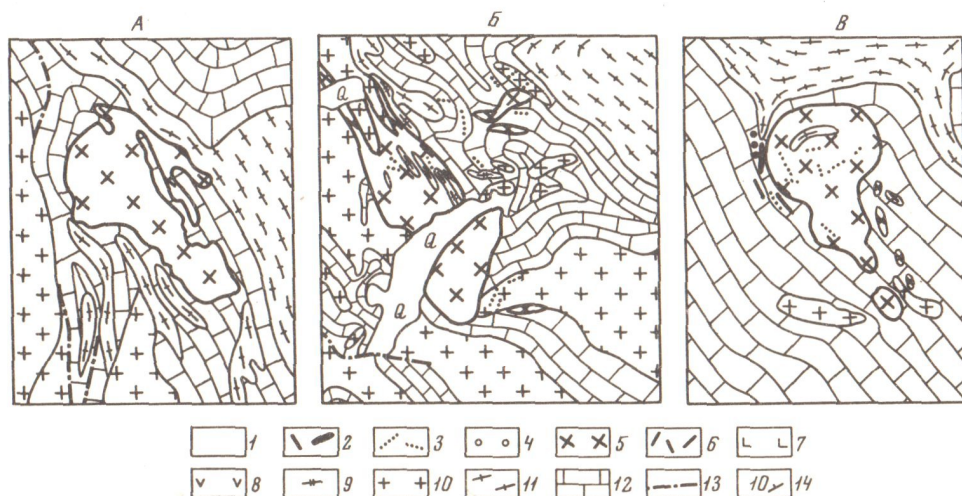
44. Ботогол

Литература: Н.А. Флоренсов (1947); В.П. Солоненко (1950); В.П. Костюк, Т.Ю. Базарова (1966).

Массив площадью 10 км² расположен в Восточном Саяне. Имеет форму вытянутого штока и прорывает протерозойские известняки (фиг. 33, А).

Преобладающими щелочными породами являются щелочные и нефелиновые сиениты: ийолиты, ургиты, в меньшей степени развиты малиньбиты. Периферическая часть массива сложена геденбергитовыми щелочными сиенитами, центральная — нефелиновыми сиенитами (ювитами). Среди нефелиновых сиенитов преобладают меланократовые геденбергитовые разновидности. Лейкократовые биотитовые нефелиновые сиениты мало распространены. Второстепенные и акцессорные минералы щелочных пород: Fe-гастингсит, рибекит, сфен, кальцит, циркон, апатит, флюорит, титаномагнетит.

Жильные породы и пегматиты развиты слабо. К зоне позднего поперечного разлома до 250 м ширины приурочено интенсивное проявление поздне-гидротермальных процессов — канкринитизации, пренитизации, реже содалитизации и мусковитизации. С щелочными породами Ботогола связано месторождение графита.



Фиг. 33. Схемы строения массивов: А — Ботогол, Б — Баянкол, В — Пичехоль. Составлены Ю.Л.Капустиным с использованием материалов: Н.А. Флоренсова (1947); В.А.Кононовой (1961)

1 — четвертичные отложения; 2 — жилы альбититов; 3 — пегматиты; 4 — роговики; 5 — нефелиновые сиениты; 6 — ийолиты; 7 — габбро; 8 — пироксениты; 9 — фениты; 10 — граниты; 11 — сланцы; 12 — мраморы; 13 — разломы; 14 — элементы залегания

Литература: В.А. Кононова (1961).

Массив расположен на северной окраине Сангилена (Юго-Восточная Тува) и прорывает складчатую толщу протерозойских мраморов, амфиболитов и гранито-гнейсов, а также гранитоиды рифейского и палеозойского возраста. Представляет собой два отдельных тела, вероятно, на глубине соединяющихся в одно (фиг. 33-Б). Северное тело площадью свыше 7 км² имеет форму вытянутого штока. Оно сложено нефелиновыми сиенитами, содержащими многочисленные ксенолиты фенитизированных вмещающих гнейсов и гранитов. Верхи нефелин-сиенитовой интрузии сложены слоистой серией чередующихся лейкократовых и весьма меланократовых грахитоидных пород. Общая мощность слоистой серии до 200 м, отдельные прослои имеют мощность от 0,5 до 15 м. Встречены отдельные прослои ювитов и уртитов, а также титаномагнетитовых пород. В дне долин нефелиновые сиениты — массивные, весьма выдержанного строения, пойкилитовые, лейкократовые. В меланократовых породах преобладает геденбергит, в отдельных прослоях — лепидомелан. Среди этих пород обнаружены ксенолиты массивных среднезернистых кальцифиров, обогащенных нефелином и апатитом, реже — пироксеном и микроклином. В лейкократовых породах основу составляет микроклин, из темноцветных минералов преобладает гастингсит; присутствуют вторичный биотит, реже — кальцит. Акцессорные: ильменит, магнетит, сфен, апатит, циркон и торит.

Южное тело площадью около 10 км² имеет более однородное строение. Краевые части его сложены пироксеновыми мезократовыми нефелиновыми сиенитами, местами грахитоидными. Центр массива сложен крупнозернистыми ювитами с содержанием нефелина до 90%. Прочие минералы (микроклин, пироксен, биотит, альбит) образуют мелкозернистый агрегат, заполняющий промежутки между крупными (0,5—2 см) кристаллами черного нефелина.

Среди ювитов широко развиты прожилки содалита, канкринита и вишневиты. Содержатся также пирротин, галенит, флюорит и графит. В восточной половине этого массива нефелиновые сиениты интенсивно раздроблены. Они почти нацело шпрудштейнизированы, серицитизированы и пересечены сетью прожилков цеолитов и серицита. Первичные ювиты сохранились здесь лишь в виде реликтов.

Таблица 16

Минеральные ассоциации Баянкола

Породы	Минералы	
	высокотемпературные	низкотемпературные
Слоистые нефелиновые сиениты	Микроклин, авгит-геденбергит, нефелин, лепидомелан, гастингсит, магнетит, пирротин, апатит, сфен, кальцит	Цеолиты, флюорит, кальцит
Ювиты	Нефелин, авгит, геденбергит, микроклин, пирротин, графит, альбит, магнетит, ильменит, сфен	Флюорит, галенит, содалит, вишневит, канкринит
Гидротермалиты	Серицит, натролит, мезолит, кальцит, флюорит, альбит, филлипсит	

Вмещающие породы вокруг массива фенитизированы. Первичные гнейсы были четко слоистыми и фениты унаследовали их текстуру, превратившись в чередующуюся толщу лейкократовых "сиенитов" и меланократовых эгиринов-авгит-плагноклазовых пород. В массиве известны единичные мелкие жилы пегматитов и дайки меланократовых тингуаит-порфиритов и альбитофиров с баркевикитом.

В массиве и в меньшей степени за его пределами наблюдаются зоны дробления и развитого по ним гидротермального изменения — серицитизации, карбонати-зации, а среди фенитов — зоны окварцевания. Встречены также маломощные (до 1 м) дайки альбитофиров, тингуаитов и мончикитов. Многочисленные мелкие тела (площадью до 1 км²) и дайки нефелиновых сиенитов, а также локальные участки интенсивной фенитизации встречаются и к востоку от массива на протяжении 6 км, среди сланцев, мраморов и гранитов.

В массиве обнаружено 35 минералов. Наиболее характерные из них: Са-эгирин, нефелин, серицит, кальцит. Основные ассоциации минералов приведены в табл. 16. Наиболее характерные элементы: Na, Al. Ряд пород массива может представлять интерес как нефелиновое сырье.

46. Дахунур

Литература: В.А. Кононова (1961); Е.И. Семенов (1967).

Расположен на Сангилене. Залегает в ядре куполообразной антиклинали, сложенной мраморами протерозоя. Массив размером 1,6 км² сложен ийолитуртитами, пироксенитами и (в небольшой части) нефелиновыми сиенитами. Сателлит массива площадью 1,5 × 0,3 км представлен лишь ийолитами. Вмещающие мраморы местами скарнированы, местами превращены в кальцифиры с диопсидом, нефелином, андрадитом, иногда интенсивно флюоритизированные.

В Дахунурском массиве встречаются простые пегматиты, образующие шпильеры в ийолитах, размером до 50 см. Они сложены крупнокристаллическим агрегатом нефелина, гастингсита и шорломита. Наиболее крупные тела пегматитов имеют форму овальных штоков до 225 × 150 м, с круглыми контактами. Внешние зоны их (мощностью до 3 м) сложены крупнозернистым нефелином, полевым шпатом, андрадитом, гастингситом. Далее следует зона мощностью около 5 м тех же минералов (прибавляются лишь TR-везувиан, биотит), но уже в виде крупных (до 20 см) кристаллов. Центральная зона мощностью до 100–200 м, составляющая главную часть пегматита, почти нацело сложена гигантскими (до 2 м) блоками канкринита. Акцессорная минерализация представлена апатитом, галенитом, флюоритом, а в краевых зонах — ортитом, цирконом. Канкринит иногда интенсивно замещается мусковитом, а по трещинам — мелкочешуйчатым биотитом. В массиве известны также маломощные апатит-кальцитовые и канкринитовые жилы.

Характерные минералы: геденберgit, канкринит, TR-везувиан. Характерные элементы: Са, С, Fe, Се.

47. Пичехоль

Литература: И.П. Тихоненков; Ю.Л. Капустин (1969).

Массив площадью 7 км² расположен на Сангилене. Он прорывает протерозойскую сланцево-мраморную толщу (с мелкими телами гранитов) и имеет форму асимметричного вертикального штока (фиг. 33-В), сложенного геденбергитовыми нефелиновыми сиенитами, местами трахитоидными. Сланцы на северо-западе вокруг массива раздроблены и превращены в меланократовые пироксеновые породы, содержащие примесь плагноклаза и местами нефелина. Вблизи от контакта эти породы постепенно переходят в меланократовый нефелиновый сиенит, образующий краевую зону массива. На юго-восточном экзоконтакте располагаются линзы биотит-пироксен-apatитовых пород.

Таблица 17

Минеральные ассоциации Пичехоля

Нефелиновые сиениты	Пегматиты	Альбититы	Гидротермалиты
Диопсид-Геденбертит, нефелин, микроклин, альбит, гастингсит, биотит, сфен, апатит, циркон, ильменит, магнетит	Геденбертит, эгириин, диопсид, биотит, нефелин, микроклин, флюорит, канкринит, мезолит, сфен, магнетит, ринколит, циркон, уранинит, торит, бастнезит, бритолит, пироклор, велерит	Альбит, мусковит, эгириин-диопсид, биотит, флюорит, бастнезит, циркон, кальцит, торит, ферроторит, бритолит, уранинит, паризит, монацит, галенит, молибденит, пирит, сфалерит, катаплеит, анатаз	Кальцит, доломит, кварц, флюорит, хлорит, пирит, бастнезит, горит, ферроторит, уранинит, настуран

В массиве развиты многочисленные жилы пегматитов мощностью до 5 м и протяженностью до 80 м. Вдоль западного контакта расположено пегматитовое тело размером около 120 × 600 м. Краевые зоны пегматитов обычно мелкозернистые, центральные — гигантозернистые с гнездами альбита, флюорита и натролита. Местами они альбитизированы нацело. В пегматитах встречаются ринколит, уранинит, пироклор, циркон (табл. 17), а в альбитизированных участках — флюорит. Ринколит часто замещен бритолитом или бастнезитом.

Встречаются также альбититы, флюоритовые, карбонатно-флюоритовые и кварц-флюоритовые жилы. Альбититы образуют мощное (100 м) тело в западном экзоконтакте среди диопсид-амфибол-полевошпатовых роговиков. Альбититы весьма неоднородны и содержат реликты слоистых роговиков и скопления биотита, эгириин-авгита, флюорита. В них встречаются пироксен-флюоритовые прожилки с аксессуарными цирконом, торитом, бастнезитом. В альбититах рассеяны пирит, молибденит, циркон, бритолит, уранитит и Li-мусковит.

Карбонатно-флюоритовые и флюорит-кварцевые жилы (мощностью до 5,5 м и протяженностью до 50 м) приурочены к зонам дробления во вмещающих мраморах и гранитах. Эти жилы кавернозные и содержат аксессуарные: настуран, уранинит, канкринит, торит, бастнезит и сульфиды. В массиве обнаружено 52 минерала (14 — авторами); из них наиболее характерные: флюорит, ринколит, уранинит, торит, молибденит, циркон, бастнезит. Типоморфные элементы: F, Se, U, Zr.

48. Сивамалаи

Литература: Subramanian (1949); Е.И. Семенов.

Расположен в южной части Индии (Тамилнаду, район Кангайма).

В зоне длиной около 5 км в чарнокитах известно 5 небольших вытянутых по цепочке щелочных массивов. Они сложены в основном лейкократовыми сиенитами. Нефелиновые сиениты (иногда уртитовидные) образуют небольшие удлиненные тела, обычно в центре сиенитовых массивов. Темноцветные минералы щелочных пород — биотит и авгит-геденбертит. В массивах встречаются полого залегающие пегматитовые жилы мощностью 0,5–1,5 м сиенитового и нефелин-сиенитового состава. В последних главными минералами являются микроклин, нефелин; в меньшей степени биотит и магнетит. Встречены также

чевкинит, сфен, ильменит, апатит, циркон, графит, корунд, герцинит, гадолинит (в свалах). Небольшие гнезда в пегматитах и жилки в сиенитах образуют натролит, содалит, канкринит.

Микроклиновые сиенит-пегматиты Сивамалаи содержат крупные (до 10 см) пластины белого мусковита, а также биотит и корунд. Местным населением из этих пегматитов добывались мусковит и корунд.

Новый массив нефелиновых пород изучен в Тамилнаду также близ Пиккили (район Дармапури). Удлиненный в меридиональном направлении выход размером $15 \times 0,5$ км сложен в основном трахитоидными нефелиновыми сиенитами (переходящими по краям в сиениты). В центре выхода находится линзовидное тело темно-серых крупнокристаллических ийолитов. Темноцветные минералы щелочных пород — авгит-геденбергит, Mg-гастингсит, биотит. Аксессуары — сфен, апатит, циркон, андрадит. Характерные элементы: Al, Na, Ca, Fe.

49. Блю Маунтин

Литература: Hewitt (1961).

Нефелин-сиенитовый массив расположен в 150 км к северо-востоку от Торонто (Онтарио, Канада). Представляет собой удлиненный неправильной формы шток размером около $45 \times 2,5$ км; от юго-западной его части отходит сильно — видный апофиз шириной в 0,4 км и длиной до 7 км. Вмещающие породы представлены лейкократовыми гранито-гнейсами; роговообманковыми, биотитовыми и гранат-биотитовыми гранитами, мигматитами, гранитными пегматитами, амфиболитами (биотитовыми, гранатовыми, пироксеновыми), сланцами и кварцитами архея (фиг. 34).

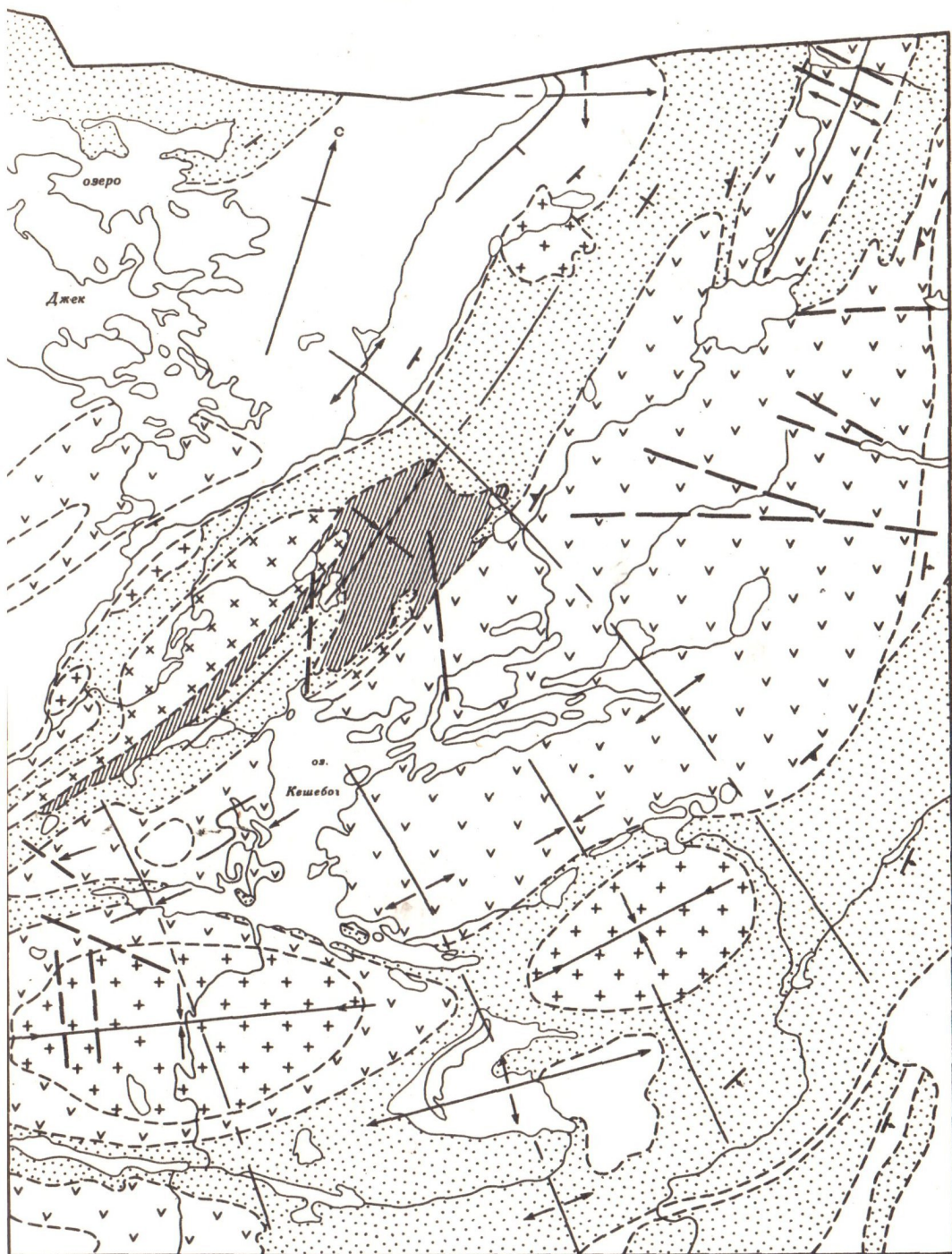
Среди нефелиновых сиенитов преобладают лейкократовые гнейсовидные разновидности; подчиненное развитие имеют биотитовые нефелиновые сиениты. Количество темноцветных в породе около 5% (магнетит, биотит, гастингсит, гранат). Нефелиновые сиениты интродуцируют во вмещающие породы и частично замещают их с образованием нефелиновых гнейсов. В свою очередь они прорываются и замещаются розовыми щелочными сиенитами и их пегматитами.

Среди нефелиновых сиенитов и гнейсов развиты нефелин-полевошпатовые и полевошпатовые пегматиты небольших размеров (до нескольких сантиметров в поперечнике) и простого минерального состава. Более крупные тела до 30 м мощностью и нескольких сотен метров в длину сложены нефелином, альбитом, биотитом, гастингситом, корундом, мусковитом, цирконом, кальцитом, апатитом, содалитом, канкринитом, магнетитом. Эти пегматиты ранее разведывались на корунд и мусковит; последний образует пластины до 12 см.

Помимо пегматитов встречаются мелкие гидротермальные прожилки, сложенные натролитом, содалитом, канкринитом, анальцимом, пренитом, эпидотом.

Щелочной комплекс Блю Маунтин слабо минерализован. Главными минералами (> 20%) являются альбит, нефелин, микроклин; второстепенные (> 5%) минералы представлены биотитом, магнетитом, гастингситом, эгирин-авгитом; типоморфными аксессуарами являются: мусковит, корунд, гранат, кальцит, циркон. Кроме того, встречаются сфен, скаполит, графит.

Нефелиновые сиениты, начиная с 1933 г., интенсивно разрабатываются карьерами на керамическое сырье (стр. 156).



Фиг. 34. Массив Блю Маунтин (Hewitt, 1961)

1 - мраморы; 2 - осадочные породы; 3 - габбро; 4 - граниты; 5 - сиениты; 6 - нефелиновые сиениты; 7 - линеаменты; 8 - оси складок

50. Халибертон-Бенкрофт

Литература: Hewitt (1961); Gittins (1961).

Нефелиновые сиениты протягиваются узкой полосой на 130 км (иногда с перерывами) от Халибертона на западе до Ренфу на востоке; наиболее развиты в Бенкрофте (Онтаро, Канада) (фиг. 35).

Отдельные линзы гнейсовидных нефелиновых сиенитов имеют длину до 5 км и ширину 100 м. Обычно они ассоциируют с сиенитами и залегают либо внутри тел сиенитов, либо на контакте их с мраморами; в архейских парагнейсах, параамфиболитах и мраморах встречаются реже.

Нефелиновые сиениты, в отличие от пород Блю Маунтин, более гнейсовидные (обычно их называют нефелиновыми гнейсами) и меланократовые; содержат примерно в 2 раза больше нефелина. Калиевый полевой шпат практически отсутствует. Наиболее распространенными разновидностями их являются биотит-нефелин-альбитовые, гастингсит-нефелин-альбитовые и лейкократовые нефелин-альбитовые гнейсы. Локально развиты нефелин-корундовые, нефелин-андезиновые, корунд-анортит-альбитовые, нефелин-скаполит-андезиновые (биотитовые, гастингситовые и мусковитовые) и другие гнейсы, а также олигоклаз-нефелиновые и мусковит-нефелиновые породы (до 70% нефелина). Корундовые и скаполитовые нефелиновые гнейсы залегают в амфиболитах и плаггиоклазовых фениitized гнейсах. Они образуют прослой до 30 м ширины. Богатые нефелином породы встречаются в мраморах, образуя с ними послойное чередование.

Среди нефелиновых сиенитов и гнейсов развиты линзы и неправильной формы тела нефелин-сиенитовых (нефелин-альбитовых) пегматитов, имеющих размер до 100 × 30 м. Кроме полевых шпатов и нефелина они содержат биотит, апатит, циркон, кальцит, канкринит, содалит, андрадит, шерл. Широко представлены также милониты с порфиробластами нефелина, альбита и микроклина, сцементированные нефелиновым или нефелин-полевошпатовым мелкозернистым агрегатом.

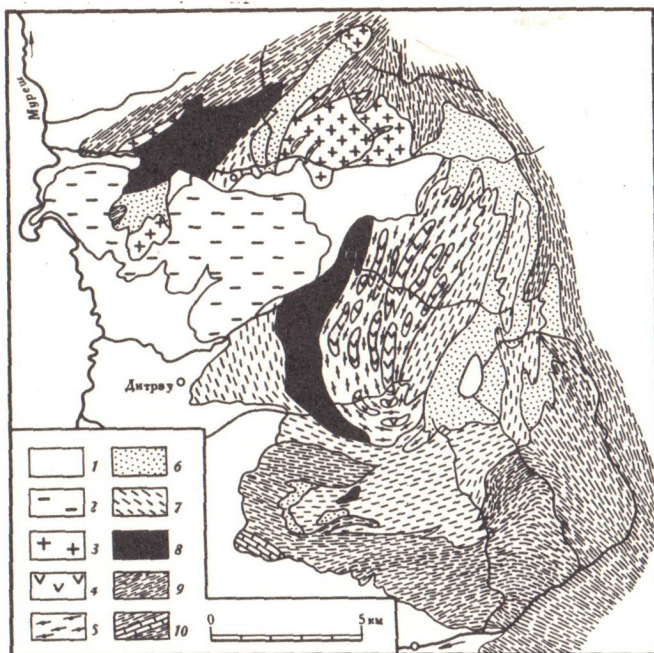
Минеральный состав нефелин-сиенитовых пород Халибертон-Бенкрофт более разнообразен, чем в Блю Маунтин. Главными минералами щелочного комплекса являются: плаггиоклаз, нефелин, гастингсит, андрадит, скаполит, широксен; второстепенные минералы представлены биотитом, кальцитом, сфеном, корундом; среди аксессуарных развиты: микроклин, мусковит, графит, флюорит, апатит, турмалин, магнетит, везувиан, ортоклаз, кварц, гиперстен. Характерные элементы: Al, Ca, Na, Fe²⁺.

Нефелиновые сиениты и пегматиты рассматриваются как потенциальный источник керамического сырья (побочные продукты — корунд и мусковит).

51. Дитреу

Литература: Streckeisen (1952); Codarcea a, oth (1958).

Находится в Верхней Трансильвании (Румыния), на внутреннем обрамлении дуги Восточных Карпат. Прорывает палеозойские сланцы. Контактные породы содержат кордиерит, андалузит, корунд. Массив 18 × 14 км (фиг. 36) сложен в основном биотитовыми и гастингситовыми сиенитами, гранитами и нефелиновыми сиенитами (дитроитами). Последние иногда резко обогашены содалитом и канкринитом. В массиве известны основные породы (габбро, диориты, амфиболиты). Гидротермальные кальцитовые жилы в щелочных породах содержат монацит, ксенотим, сфалерит, галенит.



Фиг. 36. Массив Дитреу (Codarcea., 1958)

1 - четвертичные отложения; 2 - молодые вулканические туфы; 3 - граниты; 4 - нефелиновые сиениты; 5 - разгнейсованные нефелиновые сиениты; 6 - нефелиновые сиениты с измененным нефелином; 7 - те же породы, разгнейсованные; 8 - диориты и амфиболиты; 9 - древние метаморфические породы; 10 - кристаллические известняки и мраморы

МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Нефелин-микроклиновые месторождения

Литература: И.Д. Финкельштейн (1946); Б.А. Друкер (1966); Ф.Н. Тихонова, А.Н. Ассовский (1970); Allen, Charsley (1968).

Нефелиновые сиениты являются перспективным комплексным керамическим и алюминиевым сырьем. Из него помимо глинозема получают соду, поташ, цементное сырье, стекольное сырье высшего качества (ереванит), метасиликаты натрия и кальция и др. В настоящее время считается рентабельной переработка нефелиновых сиенитов, если в них содержится не менее 21% Al_2O_3 , 9,5% $Na_2O + K_2O$ и не более 57% SiO_2 и 7% Fe_2O_3 .

Большинство миаскитовых нефелиновых сиенитов удовлетворяет этому требованию. Они выгодно отличаются от других типов нефелиновых сиенитов своей лейкократовостью, малым содержанием железа (особенно в самом нефелине).

Запасы нефелинового сырья в нефелиновых сиенитах по существу неограниченны. Вовлечение в эксплуатацию тех или иных месторождений в связи с этим определяется только рациональным их размещением и экономической эффективностью. В настоящее время разведаны миаскиты Вишневых Гор, нефелиновые сиениты Турпи и мариуполиты Мариуполя.

В Вишневых Горах миаскиты развиты на площади около 100 км². По составу они (табл. 18) отвечают требованиям, предъявляемым к глиноземистому сырью. Среди миаскиотов развиты и почти мономинеральные нефелиновые породы (конгресситы и нефелинолиты), являющиеся высокосортной рудой глинозема (до 30% Al_2O_3).

Обогащенные нефелином (~50%) разновидности миаскиотов установлены в Центральном массиве, где образуют прерывистые полосы шириной до 50 м. Нефелинолиты тяготеют к западной эндоконтактной зоне того же массива, где представлены линзовидными и жилородными телами мощностью до первых десятков метров и протяженностью до сотен метров. Породы крупнозернистые, лейкократовые и состоят в основном из нефелина. В последнем содержится лишь 0,19% Fe_2O_3 .

В Турпи биотитовые и гастингситовые нефелиновые сиениты слагают центральную часть массива на площади около 10,5 км². В них содержится 15-35% нефелина, 3,2-11,4% биотита и 30% гастингсита. По химическому составу они соответствуют требованиям, предъявляемым к глиноземистому сырью. Запасы достаточны для крупного алюминиевого предприятия на энергетической базе Нурекской и Рагунской ГЭС.

В Мариуполе альбититы и нефелин-альбитовые породы (мариуполиты) развиты в виде небольших зон (до 50 м мощности и первых сотен метров протяженности), среди нефелиновых сиенитов (фойяитов), а также основных и ультраосновных вмещающих пород. Мариуполиты содержат до 23% Al₂O₃.

Миаскитовые нефелиновые сиениты с небольшим содержанием темных минералов используются в ряде зарубежных стран (Канада, Норвегия) в качестве дешевого сырья в керамической и стекольной промышленности. Получаемый при этом концентрат содержит те же компоненты (Al, Si, Na, K), что и смесь обычных керамических минералов - полевого шпата, кварца и глины.

Основное требование стекольной и керамической промышленности к нефелиновым концентратам - малое (меньше 0,1-0,5%) содержание железа, которое вызывает нежелательное окрашивание. Удаление железистых минералов - биотита, амфибола, пироксенов - производится магнитной сепарацией. Щелочные породы, предлагаемые для разработки керамической промышленности, должны быть достаточно богаты нефелином (20% Al₂O₃) и бедны железом (до 2% Fe₂O₃). Особенно важно, чтобы железосодержащие минералы находились в виде крупных кристаллов, легко удаляемых магнитом, а не тончайших вростков или изоморфной примеси. Примесь железа (до 2% Fe₂O₃), изоморфно замещающего алюминий в нефелине и полевоом шпате, совершенно не удаляется механическими методами.

Всем указанным требованиям удовлетворяют нефелиновые породы Блю Маунтин в Канаде. Месторождение Блю Маунтин приурочено к штоку лейкократовых нефелиновых сиенитов площадью около 12 км². Средний минеральный состав этих пород (в %): альбит - 5, нефелин - 22, микроклин - 20, мусковит - 2, темноволновые - 2. Средний химический состав (в %): SiO₂ - 59,18; Fe₂O₃ - 2,15; Al₂O₃ - 23,06; Na₂O - 10,48; K₂O - 3,94.

Месторождение начиная с 1933 г. интенсивно разрабатывается двумя компаниями (канадской и американской) на керамическое сырье. После сухого

Таблица 18

Минеральный и химический состав нефелиновых пород Вишневых Гор (Роненсон, 1966)

Компоненты	Миаскиты	Миаскиты с повышенным содержанием нефелина	Конгресситы и нефелинолиты
Плагиоклаз	21,4	16,6	17,4
К-Na-полевой шпат	47,4	32,6	3,2
Нефелин	19,8	41,2	72,5
Биотит	6,6	6,3	5,0
SiO ₂	56,96	54,83	50,22
Al ₂ O ₃	22,29	23,80	29,99
Fe ₂ O ₃ + FeO	3,04	2,61	1,89
Na ₂ O + K ₂ O	13,59	15,04	15,45

магнитного обогащения содержание Fe_2O_3 в руде уменьшается с 2,15 до 0,07%. Выделенный при обогащении магнетит используется как железная руда. Годовая добыча нефелин-сиенитового концентрата обычно равна нескольким сотням тысяч тонн. В 1966 г., например, было произведено 235 тыс. т концентрата. Предполагается дальнейшее увеличение производства концентратов ввиду их дешевизны (11 долларов за 1 т) и дефицита полевошпатового сырья. Почти вся продукция месторождения экспортируется в США.

К этому же типу месторождений относятся биотит-нефелиновые гнейсы Халибертон-Бенкрофта в Канаде. Месторождение в 1937-1942 гг. разрабатывалось керамической промышленностью, однако повышенное содержание железистых и кальциевых (скаполит, плагиоклаз) минералов в этих породах делает их неконкурентоспособными в сравнении с породами близ расположенного месторождения Блю Маунтин.

Корундовые нефелиновые гнейсы Халибертона (с андрадитом, скаполитом, мусковитом) прошли опытное обогащение. Получены концентраты корунда, мусковита и керамического сырья.

Ежегодный рост мирового производства нефелин-сиенитового керамического продукта (10%) опережает рост производства, собственно, полевошпатового концентрата (6%), получаемого из гранитоидных пород.

Нефелин-сиенитовые массивы СССР на керамику не оценивались. Однако бедность нефелина железом (0,23%) в целом ряде миаскитовых массивов (Сахариок, Вишневые Горы и др.) говорит о возможности их использования в керамической промышленности.

Огромные запасы керамического сырья сосредоточены также в существенно полевошпатовых породах метасоматических зон Потанинского вермикулитового месторождения (Вишневые Горы). Это в основном лейкократовые пегматоидные породы, содержащие до 95% микроклин-пертита. Они многократно переслаиваются со слюдяными породами продуктивной толщи и составляют 30-40% ее мощности. Характерна большая мощность (до 500 м) и протяженность (около 20 км) всей зоны метасоматитов.

Среди полевошпатовых пород различаются биотитовые (преобладающие), пироксеновые и амфиболовые разности. Биотит-полевошпатовые породы содержат альбит, сфен, магнетит, апатит, пирит, кальцит, цеолиты, мусковит. Размеры кристаллов полевого шпата 2-10 см. Полевой шпат содержит 0,1-1% Fe_2O_3 . Добыча полевошпатового сырья может производиться попутно с вермикулитом.

Микроклин-кангринитовые месторождения

Литература: А.С. Амеланцов (1931); Е.И. Семенов (1967); Allen, Charsley (1968).

Месторождения данного типа связаны с нефелин-сиенитовыми пегматитами. Пегматиты Бенкрофта (Канада) и Вишневых Гор являлись раньше и могут явиться в дальнейшем высококачественным керамическим сырьем. Еще в 1930-1932 гг. нефелин-полевошпатовые пегматиты Курочкина Лога в Вишневых Горах разведывались и оценивались с этой точки зрения; в 40-х годах они эксплуатировались на керамическое сырье.

Пегматиты представлены двумя крупными линзами (25-30 × 100 м), залегающими среди миаскитов. В строении пегматитовых линз наблюдается зональность (фиг. 37 см. приложение). Зона, непосредственно примыкающая к миаскиту, обычно представлена мелкозернистым нефелин-полевошпатовым агрегатом. Затем следует зона мономинерального микроклина. Последняя сменяется нефелин-микроклиновой и (в центре тел) нефелиновой зонами. Полевые шпаты и нефелин слагают иногда мономинеральные блоки размером в несколько метров. В настоящее время центральные линзы в большей своей части выработаны.

По-видимому, необходимо провести оценку лейкократовых нефелин-полевошпатовых и полевошпатовых недифференцированных пегматитов, расположенных



Фиг. 38. Канкринитовый пегматит горы Дахунур (по Е.И.Семенову, Д.Г.Угрюмову)

1 - канкринитовая зона; 2 - микроклин-нефелиновая зона; 3 - мельтейгит; 4 - йолит-уртит; 5 - мрамор

в экзоконтакте Вишневогорского массива. Они образуют свиты жил в отдельные жилы мощностью до 7 м и протяженностью до сотен метров.

Из пегматитов Бенкрофта были получены концентраты корунда, мусковита и керамического сырья. В 1906 г. было добыто также 130 т ярко-синего декоративного содалита.

Пегматиты некоторых миаскитовых массивов (Дахунур, Вишневые Горы) резко обогащены канкринитом, который может быть использован в качестве пьезосырья. В Дахунуре канкринитовые пегматиты образуют штоки до 225×150 м (фиг.38). Края пегматитов сложены микроклином, нефелином и гастингситом, а преобладающее ядро (мощностью до 200 м) - гигантскими (до 2 м) мономинеральными блоками белого и розоватого канкринита. С канкринитом ассоциируют: биотит, мусковит, циртолит, апатит. В миаскитах Дахунура известны и мономинеральные гидротермальные прожилки канкринита.

Серый и желтый канкринит в Вишневых Горах является распространенным минералом двух пегматитовых линз, где образует среди микроклина мономинеральные блоки неправильной формы до 90 см в поперечнике.

Ильменорутитовые месторождения

Литература: П.Г.Пантелеев (1936, 1938); А.Н.Заварицкий (1939).

На Урале известно месторождение такого типа, связанное с сиенитовыми эгирин-авгитовыми пегматитами. Было разведано 7 жил пегматитов, расположенных на контакте фенитов (биотитовых, биотит-гастингситовых, эгирин-авгитовых) и гранито-гнейсов. Пегматиты четковидной формы образуют систему субмеридиональных жил длиной до 1 км при крайне невыдержанной мощности. Отдельные жилы в раздувах имеют мощность до 10 м и протяженность до 200 м. От периферии к центру в наиболее крупных жилах отмечаются четко выраженные зоны: 1) биотитовая, 2) эгирин-полевошпатовая, 3) биотит-полевошпатовая и 4) полевошпатовая.

K-Na-полевой шпат и эгирин-авгит нередко образуют письменные сростания. Акцессорные минералы: биотит (вермикулит), роговая обманка, ильменит, сфен, магнетит, апатит, пироклор, пирротин, пирит, молибденит, гематит.

Ильменорутит встречается почти во всех зонах с преимущественным развитием в пироксен-полевошпатовом пегматите. Он образует желваки и линзы до 0,7 м в поперечнике. В минерале отмечаются высокие содержания ниобия (7,5 - 18,5%).

Аналогичное проявление ильменорутила (с 1,65% Nb_2O_5) обнаружено Е.И.Семеновым в сиенитах Самалпатти (Южная Индия). Ильменорутит в выделениях до 20 см ассоциирует с микроклином и эгирин-авгитом.

Графитовые месторождения

Литература: В.С. Веселовский (1946); Р.В. Добзова и др. (1971); В.П. Солоненко (1950).

В связи с нефелиновыми сиенитами известно Ботогольское месторождение графита. Несмотря на небольшие запасы, оно приобрело мировую известность благодаря высокому качеству графита.

Основные скопления графита приурочены к северной части Ботогольского массива, сложенного лейкократовыми нефелиновыми сиенитами, секущими известняки с прослоями графитовых сланцев и кварцитов.

Графитовая минерализация локализована в зонах трещиноватости нефелиновых сиенитов на контакте щелочных пород с известняками, реже сланцами. Графит образует штокообразные, линзовидные и жильные скопления. Графитовые тела размером от первых метров до первых десятков метров имеют с вмещающими породами резкие контакты и сопровождаются интенсивной графитизацией окружающих пород. Нередко контактово-реакционные зоны графитизации по мощности превышают, собственно, графитовую залежь. В отдельных телах содержание графита достигает 85%. Выделяют несколько разновидностей графитовых руд: массивные, почковидные, древовидные, чешуйчатые

Пироклор-цирконовые месторождения

Рассматриваемые месторождения приурочены к альбититам, альбитизированным нефелиновым сиенитам (миаскитам, фойяитам) и в меньшей мере альбитизированным щелочным пегматитам (Украина, Урал, Казахстан).

Для них характерно: преобладание цирконовой минерализации над пироклоровой, развитие малотанталовых разновидностей пироклора, сравнительно небольшие масштабы оруденения, низкие содержания полезных компонентов (O_n , $\% Zr, Nb$) и плохая обогатимость из-за мелкозернистости и измененности пироклора.

Одно из месторождений рассматриваемого типа расположено в апикальной части щелочного интрузива. Рудные тела представлены метасоматическими зонами двух типов, в которых сосредоточена основная масса редкометаллической минерализации, и альбитизированными щелочными пегматитами.

Метасоматические зоны локализованы в эндо- и экзоконтактных участках. Пироклор-цирконовая минерализация в большей мере приурочена к эндоконтакту массива, где в основном сосредоточена в альбитизированных породах. В фенитах редкометаллическая минерализация встречается только в зонах тектонических разломов. Оруденелые участки представляют собой пластообразные залежи, состоящие из мелких кулисообразно расположенных линзовидных тел. Минерализация в большинстве своем невидима. Рудные тела выделяются только по результатам опробования.

Метасоматические зоны второго типа тяготеют к надвигам в интрузивных нефелиновых сиенитах. Они представлены многочисленными параллельными и секущими маломощными прожилками, группирующимися в штокверки. Нередко рудные зоны состоят из нескольких (2-4) прожилковых серий, залегающих параллельно и кулисообразно. В основном прожилки приурочены к тектонически ослабленным участкам и крупным тектоническим разрывам, параллельным основным швам надвигов. Минеральный состав прожилков: нефелин-микроклиновый, микроклиновый, микроклин-альбитовый и альбитовый.

Альбитизированные щелочные пегматиты (нефелин-полевошпатовые) сосредоточены главным образом в экзоконтактных зонах массива. Минерализация в штокверковых зонах и пегматитах крупновкрапленная. Циркон содержит 0,5-1,3% HfO_2 ; для пироклора характерны низкие содержания тантала (0,05-0,51% Ta_2O_5) при Ta/Nb отношении около 450. В пегматитах локально развиты ильменорутит, эшинит и ферсмит.

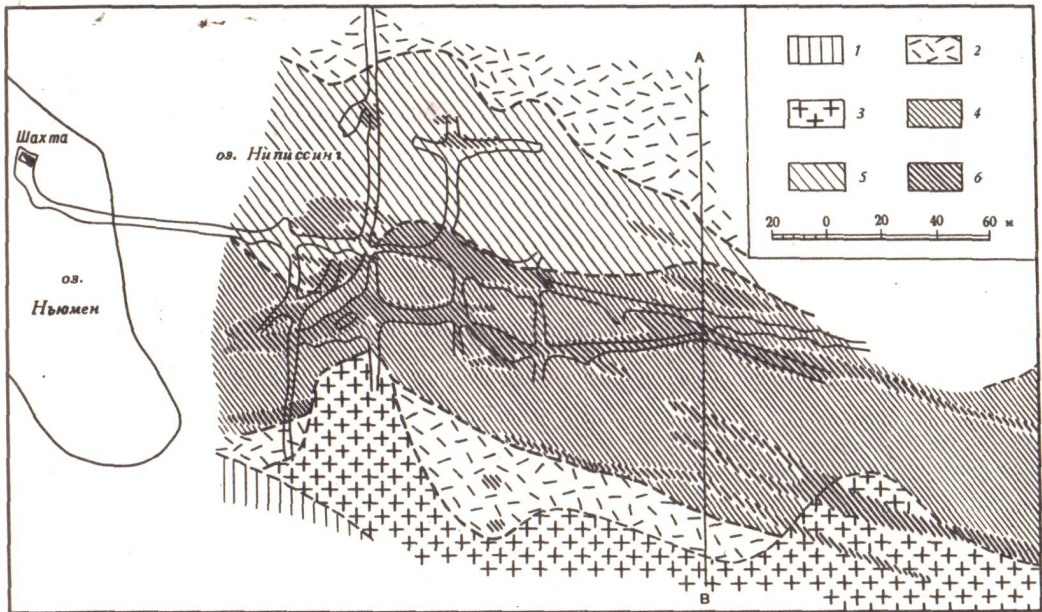
Литература: R.V.Rowe (1958).

Этот тип ниобиевых и уран-ниобиевых месторождений известен в Канаде (Ньюмен, Лонни) и в СССР.

Месторождение Ньюмен, расположенное в районе озера Ниписсинг (Онтарио), приурочено к кальцитизированным зонам фенитового ореола щелочного комплекса Манито. Последний представлен зональным округлым телом (3,2 км в диаметре) измененных нефелиновых сиенитов. Месторождение находится в зоне перехода фенитов во вмещающие докембрийские гранито-гнейсы. Уран-пирохлоровое оруденение прослеживается по простиранию на 350 м при максимальной мощности 120 м. Выделяется два типа пирохлорсодержащих пород – кальцитизированные фениты и почти мономинеральные пироксеновые породы (фиг.39). Кальцитизация распространяется по секущим тектонически ослабленным зонам в виде многочисленных биотит-кальцитовых прожилков и зернистого замещающего агрегата того же состава. Отмечается также послонное чередование фенитов и биотит-кальцитовых пород. Нередки брекчиевидные разновидности последних. В отдельных участках рудные зоны содержат до 50% биотита, 50% магнетита и 10% пирита. Характерные минералы руд: апатит, магнетит, гематит, монацит, флюорит, уранпирохлор, пирит.

Содержание Nb_2O_5 в рудах 0,69 – 1,06%, U_3O_8 – 0,042 – 0,075%. В пирохлоре содержится 44,1% Nb_2O_5 (Ta_2O_5 нет) и 10,7% UO_3 .

В СССР биотит-кальцитовый тип месторождений с пирохлором представляет собой брекчированные биотит-кальцитовые и эгирин-авгит-кальцитовые зоны, расположенные вдоль контакта нефелин-сиенитового массива с пироксеновыми фенитами, а также штокерковые зоны биотитовых, биотит-кальцитовых и апатит-кальцитовых жил и прожилков в небольшой седловидной апофизе того же интрузива. Зоны брекчирования тянутся на километры, залегают в эндо-



Фиг. 39. Геологический план месторождения Ньюмен, 120-й горизонт (Rowe, 1958)

1 – калишпат-натропироксеновая порода с кварцем; 2 – калишпат-натропироксеновая порода; 3 – кальцитовая порода; 4 – натропироксеновая порода с урановым пирохлором; 5 – калишпат-натропироксеновая порода с урановым пирохлором; 6 – рудные зоны

и экзоконтактах массива, образуя ряд кулисообразных вытянутых залежей по десяткам метров мощности. Минеральный состав зон крайне изменчив. Выделяются биотититы, кальцититы, биотитовые кальцититы и их брекчиевые аналоги. Характерные минералы зон: пирохлор, циркон, ильменит, апатит, пирит, пирротин.

Штокверковые биотит-кальцитовые зоны слагаются большим количеством биотитовых, биотит-кальцитовых, апатит-кальцитовых и апатитовых прожилков и жил (с раздувами и пережимами) мощностью от 5 см до 1,5 м, залегающих согласно полосчатости нефелиновых сиенитов. Зальбанды чаще всего обогащены мелкочешуйчатым биотитом и пирохлором, центральные части представлены апатит-кальцитовым (до 40% апатита) или кальцитовым агрегатом. Пирохлор образует крупные одиночные кристаллы до 1,5 см, ориентированные в виде струйчатых цепочек. Для него характерны высокие содержания Nb_2O_5 (до 71,5%) и низкие Ta_2O_5 (до 1,5%).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Гастингситовые (а также биотитовые и эгирин-авгитовые) нефелиновые сиениты (миаскитовые) являются наиболее распространенным типом щелочных пород. Большинство массивов залегает в древних (архейских и протерозойских) толщах кристаллических сланцев. Возраст варьирует в широких пределах, но чаще встречаются палеозойские массивы. Они локализованы в зонах активизации щитов, платформ (Канада, Индия) или приурочены к крупным положительным структурам заключительных стадий развития геосинклинальных областей (Урал). Представлены как интрузивные тела (крупные массивы, штоки, дайки), так и метасоматические образования в виде прослоев нефелинсодержащих гнейсов, нефелиновых мигматитов и фенитов во вмещающих породах. Щелочные образования этой группы обычно имеют линейную форму. Характерны ассоциации миаскитов с сиенитами и с гранитоидами, иногда щелочного характера. Наиболее крупными массивами миаскитов являются Вишневые и Ильменские Горы, расположенные в единой линейной зоне длиной 150 км.

Миаскиты – наиболее лейкократовый тип щелочных пород. Среди них преимущественно представлены нефелиновые сиениты типа фойяитов, собственно, миаскиты (биотитовые, гастингситовые) и альбитовые нефелиновые сиениты (мариуполиты, плагиомиаскиты, канадиты).

Жильные породы – щелочные и нефелиновые микросиениты, микромиаскиты, сиенит-порфиры, трахиты, щелочные лампрофиры и пегматиты. Широко развиты также альбититы, микроклиниты, кальцититы и жильные гидротермалиты. Все типы месторождений в массивах рассматриваемого типа приведены в табл.12. Нефелин-микроклиновые и вермикулитовые месторождения содержат крупные запасы алюминия, керамического и изоляционного сырья; остальные относятся к мелкомасштабным объектам.

Характерные минералы гастингситовых нефелиновых сиенитов – канкринит, содалит, эгирин-авгит, биотит; а из редкометалльных – циркон, пирохлор, ильменорутил, эшинит, чевкинит, ортит, ферсмит, монацит, бастнезит, бетафит, бритолит. Основная масса редкометалльных минералов приурочена к послемагматическим образованиям.

Характерными элементами рассмотренного типа массивов и их дериватов следует считать: K, Na, Ca, F, Nb, Zr, Ce, U, Th.

Глава IV

МАССИВЫ С АВГИТОВЫМИ ТЕРАЛИТАМИ И ИХ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

МАССИВЫ (52—58)

52. Ельть-озеро

Литература: А.И. Богачев и др. (1963); Н.Б. Абакумова (1966); А.А. Кухаренко и др. (1969).

Массив площадью около 100 км² расположен в Северной Карелии (район Лоухи). Залегают в архейских гнейсах и амфиболитах и имеет докембрийский возраст. Имеет форму эллипса (20×6 км) и концентрически-зональное строение. Середина массива сложена нефелиновыми сиенитами (10 км²), а эндо-контактная зона — габброидами различного состава. Эта зона состоит из нескольких разновозрастных серий: краевой (0,4—4 км габбро, габбро-диоритов с отдельными слоями оливковых габбро и габбро-норитов) и внутренней (до 2,5 км крупнозернистых пегматоидных габбро, фиг.40).

Во внутренней части широко распространены породы дифференцированной серии: оливковые габбро, перидотиты, плагиоклазиты, лейкократовые габбро, эссекситы. Обычно нижняя часть стратифицированной толщи и отдельных пачек меланократовая (оливин, пироксен, титаномагнетит), верхняя часть — лейкократовая (плагиоклаз, ортоклаз). Нефелиновые сиениты центра массива — трахитоидные, обогащенные лейстовым микроклином (около 70%). Содержание нефелина невелико (6%). Темноцветные: биотит, реже эгирин, арфведсонит.

Габброиды пересекаются дайками (0,3—1,2 м) диабазов, спессартитов, сиенит-порфиров, щелочных пегматитов и бостонитов. В них содержатся ксенолиты перидотитов и авгитовых пироксенитов (с гастингситом и титаномагнетитом).

Наиболее крупные нефелин-сиенитовые пегматитовые жилы, линзовидные и неправильные тела мощностью до 50 м находятся в габбро краевой зоны. В нефелиновых сиенитах преобладают мелкие пегматитовые шилы (с ортоклазом). Крутопадающие крупные (до 300×40 м) пегматитовые жилы часто пространственно совмещены с дайками спессартитов и содержат их ксенолиты. Вместе с тем пегматиты иногда секутся мелкими жилами лампрофиров.

Пегматиты преимущественно сложены микроклином, клиновидные кристаллы которого, ориентированные перпендикулярно контактам, утолщаются к центру жил. Известны нефелин-микроклиновые и гастингсит-микроклиновые пегматиты, а также небольшие тела альбититов. Редкометалльная минерализация приурочена к пегматитам с эпидотом, скаполитом, мусковитом, содалитом.

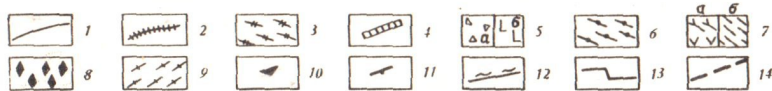
В массиве изучено около 40 минералов: титаномагнетит, гематит, гидраргиллит, ганит, гипсбит, ильменит, колумбит, ферсмит, натрониобит, пироклор, апатит, кальцит, биотит, гастингсит, диопсид, геденбергит, эгирин, арфведсонит, ортоклаз, микроклин, альбит, мусковит, спессартин (Са), сфен, ортит, бритолит, скаполит, пренит, пеннин, циркон, эпидот, канкринит, содалит, натролит, томсонит, флюорит, халькопирит, молибденит.

Характерные минералы: гастингсит, биотит (Ti, Ba), скаполит, титаномагнетит, сфен, ортит, циркон, бритолит. Характерные элементы: Ti, Al, Ca, Fe, Ba, Se.

В связи с Ельтьозерским массивом находится титаномагнетитовое месторождение, приуроченное к дифференцированной серии габбро.



1 - бостониты;
 2 - щелочные и нефелиновые пегматиты; 3 - нефелиновые сиениты; 4 - диабазовые порфиры и спессариты; 5 - серия ортоклазового плагиоклазита-эссексита: а - эссекситы, б - лейкократовые габбро и ортоклазовые плагиоклазиты; 6 - серия рудного габбро-перидотита-ортоклазового габбро; 7 - серия оливинового габбро - габбро-диорита: а - габбро оливинистые крупнозернистые массивные и полосчатые; б - габбро, оливинистые габбро, габбро-нориты, габбро-диориты мелкозернистые; 8 - пироксениты и перидотиты; 9 - вмещающие плагиомикроклиновые граниты и гранодиориты; 10 - трахитовидность и первичная полосчатость; 11 - кристаллизационная сланцеватость и гнейсовидность; 12 - зоны расланцевания и милонитизации; 13 - тектонические нарушения; 14 - предполагаемые геологические границы



Фиг. 40. Еletzозерский массив (по А.И. Богачеву, А.А. Кухаренко и др.)

53. Гремяха-Вырмес

Литература: Ю.М.Кирнарский (1959); А.А.Полканов, Н.А.Елисеев и др. (1967).

Массив площадью около 100 км² (20×6 км) расположен в северо-западной части Кольского полуострова, в среднем течении р.Тулумы. Залегает в гнейсах и гранито-гнейсах архея и имеет докембрийский возраст.

Интрузив сложен породами трех комплексов: 1) габбро-перидотитов, 2) нефелиновых сиенитов, 3) щелочных гранитов (фиг. 41). Последние (содержащие жилы с эгирином, рибекитом, ильменитом, флюоритом и др.) весьма напоминают широко распространенные щелочные граниты Кейв и, возможно, не принадлежат к комагматичной серии с габбро и нефелиновыми породами.

Породы 1-го древнейшего комплекса представлены перидотитами, пироксенитами, габбро, анортозитами, олигоклазовыми габбро и сиенитами. Эти трахитоидные породы образуют перемежающиеся полосы. То же относится к нефелиновым породам 2-го комплекса — мельтейгитам, уртитам, фойяитам. Мощные полосы — от сантиметров до метров. На участке Вырмес тело размером 3×1 км в центре сложено ийолитами, а с краев — нефелиновыми и щелочными сиенитами. К нефелиновым породам приурочены полосы эгиринов и альбититов. В них встречены биотит, гастингсит, сфен, титаномагнетит, кальцит, апатит, пренит, канкринит, пирохлор. Характерные элементы комплекса: Са, Ti, Fe².

Титаномагнетитовое оруденение пространственно и генетически связано с первично расслоенным комплексом габбро-перидотитов.

54. Зардалек

Литература: Н.Ф.Шинкарев (1966); Г.А.Ильинский (1970).

Массив площадью около 13 км² расположен в зоне высоких предгорий Туркестанского хребта, в среднем течении р.Сох. Имеет изометричную форму (4,5×3 км) и прорывает известняки силура (фиг. 42). Возраст интрузии палеозойский.

Массив сложен породами трех интрузивных фаз: 1) габбро, 2) трахитоидные сиениты и 3) нефелиновые сиениты. Преобладающее развитие имеют породы второй фазы, секущие габброиды с образованием эруптивных брекчий и в свою очередь пересекаемые нефелиновыми сиенитами.

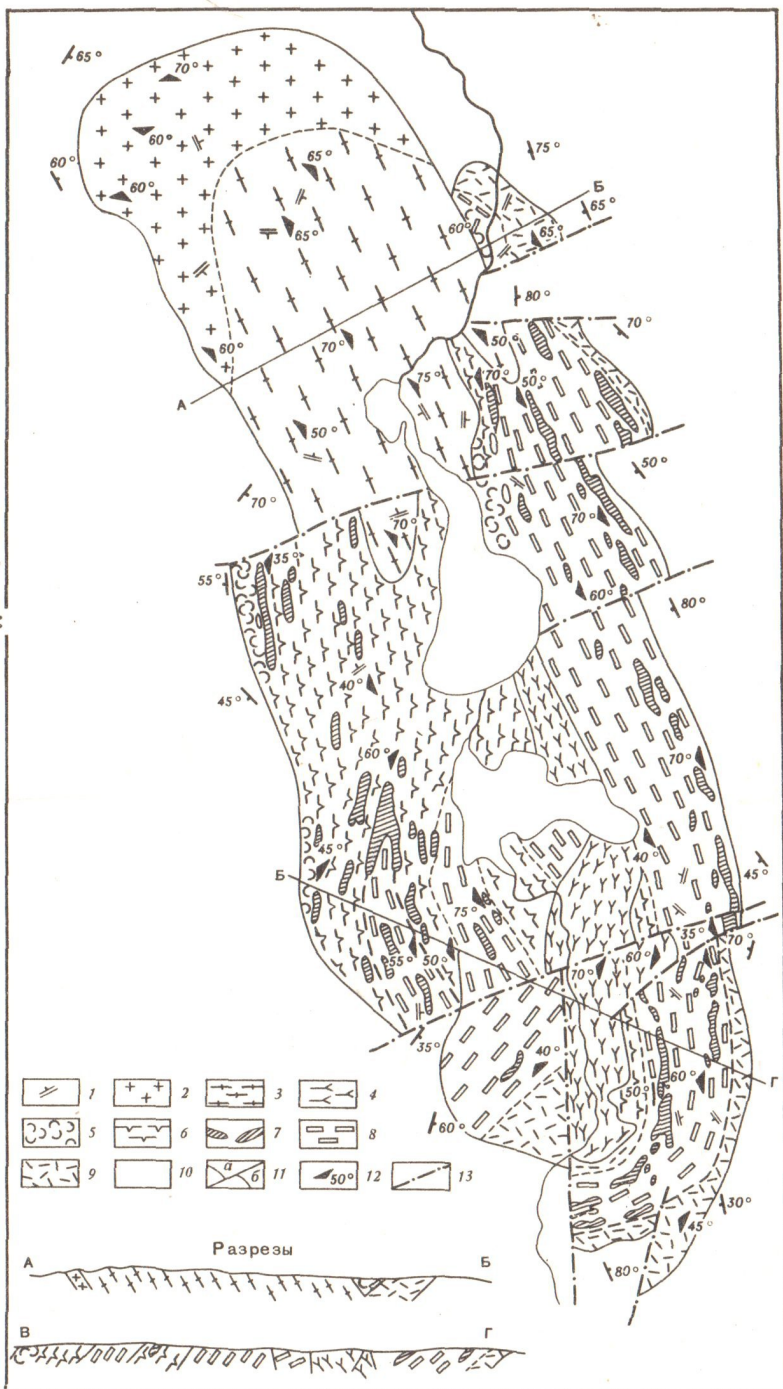
Среди габброидов развиты монзониты (преобладают), анортозиты, тешениты, тералитовые габбро, анальцимовые монзониты (с эгирин-диопсидом, меланитом и биотитом). Жильный комплекс пород этой фазы представлен немногочисленными дайками (0,1-2 м) долеритов и монзонит-порфиров.

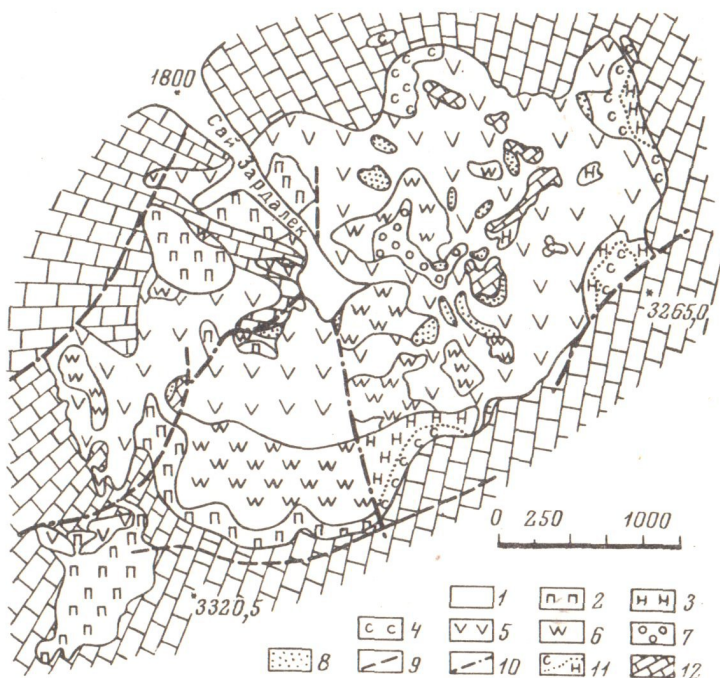
Трахитоидные сиениты представлены меланократовыми и лейкократовыми разновидностями. Первые из них встречаются вблизи контактов с габброидами и известняками. Это в основном гастингситовые (с меланитом, биотитом, эгирин-диопсидом) микроклиновые и анальцимовые породы. Акцессорная минерализация скудна: сфен, циркон, магнетит, апатит. Развиты также бостониты, сиенит-пегматиты и сиенит-аплиты в виде даек мощностью до 0,15 м.

Нефелиновые сиениты образуют ряд штоковидных (до 1,2×0,6 км) и многочисленных дайкообразных (до 250 м мощности) тела в сиенитах и габброидах приконтактных частей массива. Выделяются существенно нефелиновые и нефелин-эпилейцитовые породы. Наиболее широко развиты нефелиновые (гастингситовые и гранатовые) сиениты. Эпилейцитовые нефелиновые сиениты образуют в нефелиновых сиенитах маломощные (до 3 м) полосы и неправильные небольшие сегрегации. Главные минералы нефелинсодержащих пород и их дериватов: микроклин, нефелин, андрадит-гроссуляр, гастингсит; второстепенные биотит, сфен, апатит, флюорит, пирит, галенит, киноварь, турмалин, циркон,

Фиг. 41. Мас-
сив Гремяха-Выр-
мес (по Г.И.Ка-
вардину, А.А.Пол-
канову, Н.А.Ели-
сееву, В.Е.Рома-
нову, Г.И.Тара-
сову, В.Ф.Моты-
чко, И.А.Бергма-
ну, Е.А.Каспаро-
вой)

1 - жильные
и дайковые по-
роды (диабазы,
габбро, перидо-
титы, габбро-пег-
матиты, сиениты,
кварцевые жилы);
2 - щелочные гра-
ниты; 3 - щелоч-
ные граносиениты;
4 - нефелиновые
сиениты, ийоди-
ты, уртиты, мель-
тейгиты, якупи-
рангиты, ювиты,
малиньиты, фой-
яиты, эгириниты;
5 - ильменит-
апатитовые габ-
бро; 6 - щелоч-
ные габбро, пу-
ласкиты, акери-
ты; 7 - перидо-
титы, пироксе-
ниты, оливини-
ты; 8 - габбро,
габбро-анорто-
зиты; 9 - габбро
и габбро-нори-
ты; 10 - архей-
ские гранат-би-
отитовые гней-
сы, гиперсте-
нсовые гнейсо-
диориты, олиго-
клазовые и
микроклиновые
гнейсо-граниты
и их мигматиты; 11 - границы между отдельными комплексами (б) и вмеща-
ющими породами (а); 12 - элементы залегания полосчатости и гнейсовидности
пород массива и вмещающих пород; 13 - линии тектонических нарушений (сбро-
со-сдвиги, зоны милонитизации)





Фиг. 42. Зардалекский массив (Ильинский, 1970)

1 - четвертичные отложения; 2 - порфировидные нефелиновые сиениты; 3 - мелкозернистые нефелиновые сиениты; 4 - нефелинсодержащие сиениты; 5 - трахитоидные сиениты; 6 - габбро и монзониты; 7 - гибридные породы; 8 - скарны; 9 - проекции плоскостей тектонических нарушений; 10 - предполагаемые разломы; 11 - границы фациальных разновидностей пород; 12 - известняки силура

ортит, кальцит, альбит, магнетит, гематит, канкринит, содалит, либнерит, эпидот, скополит, хлорит, кальцит, сидерит, барит.

Жильный комплекс пород третьей фазы представлен нефелиновыми сиенитами, сиенит-порфирами, нефелин-содалитовыми пегматитами и мусковитовыми альбититами. Нефелин-содалитовые пегматиты образуют жильные тела мощностью до 50 см. В призальбандовых частях тел развиты крупные кристаллы микроклина, ориентированные перпендикулярно к контактам; центральные части слагаются агрегатом идиоморфного микроклина и ксеноморфного нефелина, обычно нацело альбитизированного. В отдельных участках присутствуют содалит, турмалин, рутил, флюорит, пироксид.

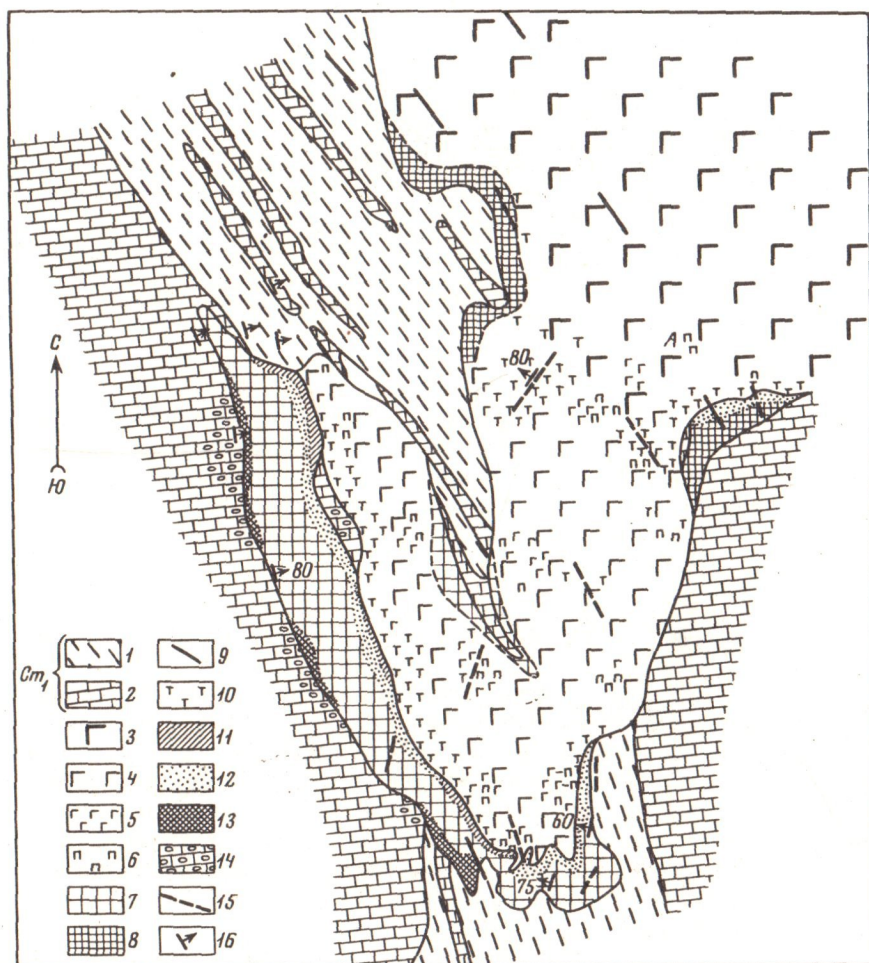
В массиве встречаются многочисленные ксенолиты мраморизованных известняков, тела скарнов и гибридных пород. Последние представлены образованиями типа эссекситов, пироксенитами, пироксен-гранат-скаполитовыми, пироксен-гранат-анальцимовыми, анальцим-скаполитовыми и существенно гранатовыми породами. Среди скарнов выделяются эндоскарновые (скаполит-гранат-пироксеновые, магнетит-амфибол-оливиновые и флогопит-амфиболовые) и экзоскарновые породы (диопсидовые, гранат-диопсидовые, флогопит-диопсидовые, шпинель-форстерит-диопсидовые, клиноцоизит-диопсидовые, волластонитовые, флогопит-кальцитовые и др.). Среди вмещающих известняков встречены участки скарнов с небольшой вкрапленностью лазурита.

Характерными минералами массива являются: канкринит, всеволейцит, анальцим, содалит, лазурит, гранат, циркон, ортит, шерл, рутил, киноварь. Характерные элементы: Ca, Mg, B, Hg. Нефелиновые сиениты массива оценивались как возможный источник глиноземного сырья.

Литература: А.М.Прусевич (1959); Е.Д.Андреева (1962, 1968); Н.С. Самсонова (1970).

Крупный габбро-уртитовый массив расположен в северо-восточной части Кузнецкого Алатау, в области сочленения последнего с Минусинской котловиной. Вмещающие породы – нижнекембрийские известняки, содержащие прослои диабазовых порфиров и их туфов (фиг. 43).

Возраст массива девонский. Большая его часть сложена габброидными породами, образующими тело неправильной дугообразной формы с крутыми контактами, вытянутое в северо-западном направлении. Габброиды в западной и



Фиг. 43. Кия-Шалтырский массив (по А.М. Прусевичу, Е.Д. Андреевой)

1 - плагиоклазовые порфириты; 2 - известняки; 3 - трахитоидные габбро; 4 - неравномернозернистые габбро; 5 - габбро без оливина; 6 - плагиоклазовый пироксенит; 7 - уртит; 8 - порфирированный ийолит-уртит; 9 - жилы пироксеновых сиенитов; 10 - нефелинизированное габбро; 11 - ийолиты; 12 - плагиоклазовые уртиты; 13 - кальцитсодержащие ийолиты; 14 - известняки со скополитом и пироксеном; 15 - зоны повышенной трещиноватости с явлениями нефелинизации и наложенной альбитизации уртитов и габбро; 16 - элементы залегания полосчатости

южной частях массива окаймлены прерывистым полукольцом уртитов и порфиroidных ийолит-уртитов переменной мощности. Уртиты образуют согласное линзообразное тело (0,2 × 2 км) в известняках и плагиоклазовых порфиритах.

Контакты с вмещающими породами крутые, почти вертикальные. Мощность на глубину не уменьшается. В контакте с известняками уртиты превращаются в кальцитовые ийолит-уртиты и ийолиты, образующие довольно широкую (5–30 м) полосу эндоконтактной фации. По известнякам развиваются пироксен-везувиановые и пироксен-гранат-везувиановые скарны.

Габброидные породы и частично вмещающие эффузивные образования на контакте с уртитам интенсивно нефелинизируются с образованием в эндоконтактной зоне ийолитов и плагиоклазовых уртитов, а в экзоконтакте – тералитов (нефелинизированных габбро).

Уртиты и ийолит-уртиты сопровождаются маломощными (3–10 см) жилами ийолит-порфиров и микроийолитов и секутся наряду с габбро и вмещающими породами жильными и дайкообразными телами эгирин-авгитовых нефелиновых сиенитов (фойяитов) мощностью 0,4–1,5 м с ловенит-цирконовой минерализацией. Габброиды и порфириты в контакте с фойяитами превращаются в тералиты и эссекситы, а в урритах и ийолитах происходит эгиринизация пироксена.

Последовательность формирования пород: габброиды → уртиты (ийолит-уртиты) → фойяиты.

В массиве сравнительно широко представлена также серия тончайших гидротермальных эпидотовых, содалитовых, цеолитовых, пренитовых и кальцитовых прожилков.

Уртиты Кия-Шалтыря представляют интерес как источник глиноземного сырья (стр. 116).

56. Горячая Гора

Литература: М.Г. Бергер (1961); А.В. Бозин (1962); И.К. Баженов (1963).

Интрузив щелочных габброидов расположен в северо-восточной части Кузнецкого Алатау. Он образует небольшой (0,9 км²) шток овальной формы. Вмещающие породы представлены основными эффузивами нижнего девона. Возраст массива среднепалеозойский.

Характерна нечетко выраженная концентрическая зональность. Центральная часть массива сложена порфиroidными уррито-сиенитами эгирин-авгитовыми, периферические зоны – щелочными габброидами (тералито-сиенитами, лейкократовыми тералитами, тералитами, нефелиновыми габбро). Намечается постепенная смена уррито-сиенитов тералито-сиенитами, а затем лейкократовыми тералитами и (эгирин-авгитовыми) тералитами.

Нефелиновые сиениты образуют субмеридиональное тело в восточной части массива с двумя участками: северным и южным. На северном участке преобладают аплитовидные разности нефелиновых сиенитов, на южном – порфиroidные эгириновые нефелиновые сиениты с участками кварцсодержащих аплитовидных пород.

Последовательность образования щелочных пород: уртиты-сиениты → тералит-сиениты и щелочные габброиды → нефелиновые сиениты.

Широко развиты породы дайковой серии как внутри массива, так и за его пределами. Мощность даек достигает 15 м, протяженность – многих сотен метров. Состав даек разнообразный: берешиты, нефелиновые сиенит-порфиры, тералитовые порфириты, тингуаиты; менее развиты щелочные аплиты, сиенит-аплиты, нефелиновые и щелочные сиениты, нефелиновые пегматиты, лейцитовые базальты.

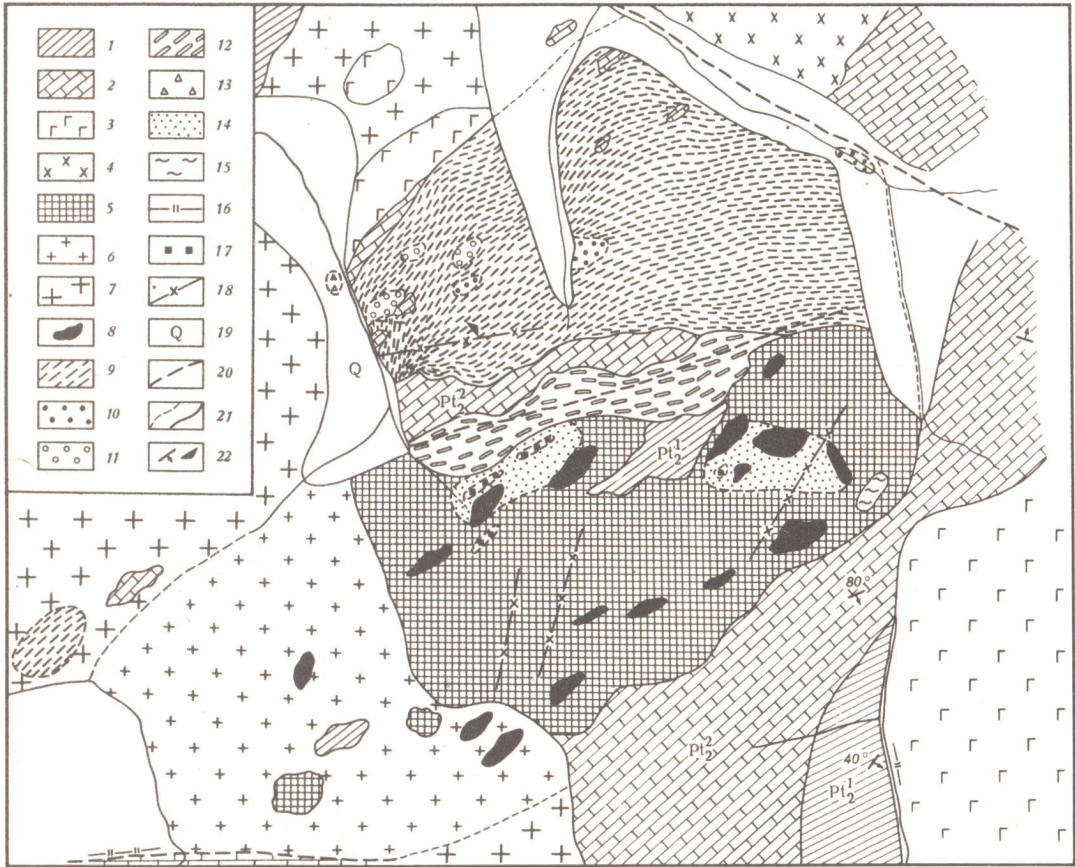
Послемагматические образования, представленные прожилками, реже крупными жилами и линзовидными телами карбонатных пород, особенно широко проявлены в центральной зоне дробления и на восточном контакте. Мощность отдельных тел в раздувах более 10 м.

Массив разведывался как перспективный источник алюминиевого сырья.

Литература: А.А.Конев (1962).

Массив площадью 20 км² находится в центральной части Витимского плоскогорья. В плане имеет овальную (4×5 км) форму. Вмещающие породы – известняки верхнего протерозоя и палеозойские биотитовые сиениты. Возраст массива мезозойский.

Для интрузива характерно грубоцентрическое строение (фиг. 44). Порода габбро-пироксенитового ряда (титаномагнетитовые пироксениты, габбро-



Фиг. 44. Сайжинский плутон (по А.А.Коневу, 1968). Верхний протерозой:

1 – филлитовидные сланцы; 2 – мраморизованные известняки; 3 – габбро, оливковое габбро. Палеозой: 4 – крупнокристаллические микроклин-биотитовые сиениты. Мезозой: 5 – пироксениты, габбро-пироксениты, меланократовое габбро; 6 – диорито-сиениты; 7 – средне- и мелкозернистые лейкократовые граниты; 8 – ийолиты, лейкократовые тералиты; 9 – гастингситовые нефелиновые сиениты; 10 – эгириновые нефелиновые и канкринитовые сиениты; 11 – либнеритовые (иногда корундсодержащие) сиениты; 12 – гнейсовидные и пегматоидные гастингситовые нефелиновые сиениты, нефелиновые и канкринитовые пегматиты, биотитовые нефелиновые сиениты и конгресситы; 13 – эгирин-рибекитовые граниты; 14 – зоны широкого развития метасоматических альбит-лепидомелановых пород; 15 – карбонатиты; 16 – жилы эгириновых сиенитов; 17 – амазонитовые пегматиты (свалы); 18 – дайки кварцевых и сиенитовых порфиров. Кайнозой: 19 – современные рыхлые отложения; 20 – линии предполагаемых тектонических нарушений; 21 – границы: предполагаемые, прослеженные; 22 – элементы залегания: слоистости пород, трахитоидности изверженных пород

пироксениты и меланократовые габбро) слагают южную половину массива (8 км²). Нефелин-авгитовые породы уртит-якупирангитового ряда и лейкократовые тералиты образуют кольцевую зону шириной до 1,5 км и длиной по 4 км, состоящую из отдельных жил и штокообразных тел в периферической части габбро-пироксенитового поля. Уртит-якупирангиты преобладают над лейкотералитами, а ийолиты — над другими породами ряда. Второстепенные и акцессорные минералы пород: Ti-роговая обманка, гранат (грассуляр-андрадит, меланит), канкринит, сфен, апатит, кальцит. Породы нефелин-сиенитовой группы (гастингситовые, биотитовые и эгириновые сиениты, гастингситовые и эгирин-авгитовые ийолиты, конгресситы, эгириновые и канкринитовые сиениты) слагают полукольцевую зону в северной половине массива. Преобладают гастингситовые нефелиновые сиениты; другие разновидности пород образуют среди них небольшие участки. Характерными акцессориями являются: сфен, апатит, ортит, гранат, флюорит, анальцим, содалит, мусковит, оливин.

В зоне контакта плутона развиты эгирин-рибекитовые граниты (фениты), шонкиниты, корундовые плагиоклазиты, кальцитовые ийолиты-козениты, скаполитовые породы.

Последовательность формирования массива: ультраосновные и основные породы → уртит-якупирангиты и лейкотералиты → нефелиновые сиениты.

Довольно широко развиты жильные образования: ийолиты, лейкотералиты, нефелиновые сиениты, нефелин-сиенитовые пегматиты, эгириновые сиениты, а также карбонатиты, альбит-лепидомелановые породы и мусковититы. Пегматиты представлены маломощными телами с бедным минеральным составом: микроклин, альбит, нефелин, канкринит, эгирин, биотит. Иногда присутствуют содалит, магнетит, флюорит, молибденит, циркон. Размер зерен минералов не более 5 см.

Карбонатиты образуют ряд жильных линзо- и штокообразных тел в пределах ийолит-тералитовой кольцевой зоны. Размер колеблется от маломощных прожилков до штоков 200 × 300 м и линз мощностью 50 м, при протяженности 300 м. Выделяются форстерит-бруситовые, доломитовые, амфиболовые и полевошпатовые карбонатиты. Второстепенные минералы: шпинель, перовскит, тальк, магнетит, пироксид, апатит, бастнезит, сфен, графит. Для кальцитовых карбонатитов характерен пироксид, для доломитовых — бастнезит.

Альбититы и лепидомелановые слюдиты развиты среди габбро-пироксенитов, в зоне развития тел ийолитов и лейкотералитов. Они образуют неправильные жиллообразные тела мощностью от десятков сантиметров до десятков метров. Иногда тесно связаны с карбонатитами. Второстепенные минералы: кальцит, канкринит, роговая обманка, апатит, анальцим, гмелинит, мусковит, сфен, циркон, пирит, ловенит.

Мусковитовые слюдиты встречаются среди гастингситовых нефелиновых сиенитов вблизи контакта с либнеритовыми сиенитами. Состоят из бесцветной слюды и кальцита; Акцессорные минералы — альбит, биотит, магнетит, клиноцоизит.

Характерные элементы массива: Ca, Al, Fe, Ti, P, S.

58. Стьерней

Литература: Heier (1961); Ramsay, Sturt (1970).

Массив расположен в северной Норвегии, близ г.Хаммерфест (Зейланд).

В ассоциации с габбро-эссекситами и сиенитами нефелиновые сиениты образуют в гнейсах пластовое тело 1,7 × 0,25 км. Нефелиновые сиениты содержат биотит, кальцит, сфен, апатит, мусковит, шпинель. Жильные пегматиты мощностью до нескольких метров и протяженностью сотни метров имеют нефелин-альбитовый состав. В них содержатся также: биотит, сфен, кальцит, содалит, гранат, апатит, магнетит. Сиенит-пегматиты содержат альбит, биотит, кварц.

Широко развиты в массиве полосчатые кальцитовые карбонаты с прослоями, обогащенными биотитом, амфиболом, нефелином, альбитом. Карбонаты слагают неправильное тело площадью около 4 км² в горнблендитах. Они содержат около 10% апатита, который может иметь промышленное значение (особенно в зоне выветривания). Нефелиновые сиениты являются качественным керамическим сырьем и разрабатываются (стр. 116). Характерные элементы массива: Се, Al, P.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Нефелиновые месторождения

Литература: А.М.Прусевич (1959), Н.С.Самсонова (1970).

Нефелиновые и нефелин-полевошпатовые породы, как руды на алюминий, керамику и др., разведывались в ряде массивов щелочных габброидов: Горячегогорском, Кия-Шалтырском, Стьерней. Кия-Шалтырь является пока единственным в мире объектом, разрабатываемым исключительно на нефелин. Щелочные породы Стьерней используются в стекольной промышленности.

Кия-Шалтырское нефелиновое месторождение (Кемеровская обл.) представляет собой линзу уртитов в известняках и порфиридах на контакте с оливиновыми габбро (см. фиг. 43). Длина линзы уртитов 2 км. Габбро на контакте с уртитами превращаются в тералиты, а известняки - в диоксид-везувиан-гранатовые скарны. Крупнозернистые массивные зеленовато-серые уртиты в зоне экзоконтакта существенно обогащаются кальцитом и приобретают пятнисто-полосчатый облик. Среднее содержание нефелина в уртитах 80%. Нефелин беден железом (0,5%) и обогащен кальцием (2,3%). В уртитах содержится Ti-авгит и в небольших количествах апатит, Ti-магнетит, канкринит, мусковит, содалит, кальцит, пирит.

Уртиты богаты окислами алюминия (28,3%), натрия (10,8%) и калия (3,0%). Они содержат также 0,001% Ga, Be, Li; 0,005% Cs, Rb и 0,15% Sr. На Ачинском глиноземном заводе при спекании этих уртитов с известняком получают лишь глинозем, цемент и сода, а редкие элементы теряются. Уртиты Кия-Шалтырского месторождения необычайно однородны и идут в переработку без обогащения.

Горячегогорское полевошпат-нефелиновое месторождение (Красноярский край) представлено в основном тералито-сиенитами (фиг. 45) с содержанием нефелина и продуктов его замещения (канкринит, цеолиты) около 55%. Только 15% из них приходится на долю свежего неизмененного нефелина. В рудах содержится также 25% полевого шпата и 20% темноцветных, рудных минералов и апатита. Средний химический состав руд (в %): Al₂O₃ - 22,4; Fe₂O₃ - 10,0; K₂O + Na₂O - 9,46. При магнитной сепарации содержание Fe₂O₃ снижается до 7,1%. Запасы руд большие, но по качеству они значительно хуже, чем в Кия-Шалтыре.

Титаномагнетитовые месторождения

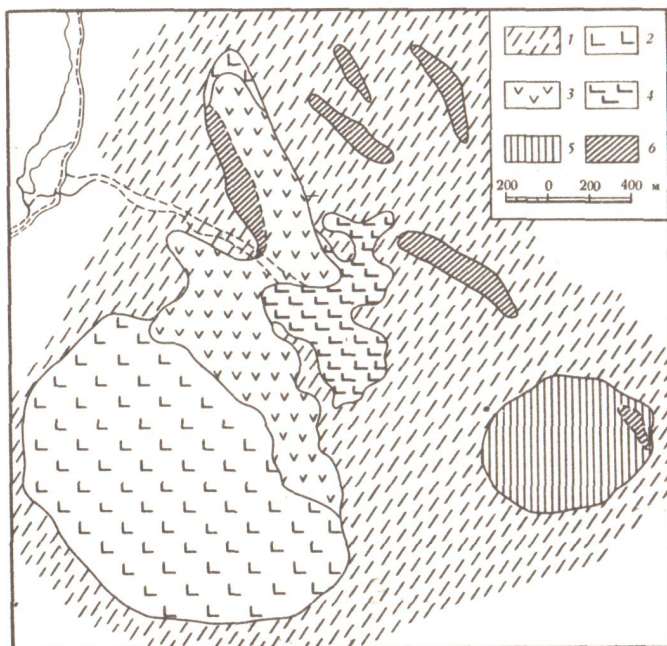
Литература: А.А.Полканов и др. (1967).

Эти месторождения известны на Кольском полуострове (Гремяха-Вьрмес), в Карелии (Елетьозеро) и Кузнечком Алатау (Патын) в габброидах краевых зон щелочных массивов.

В массиве Гремяха-Вьрмес оруденелыми являются габбро-нориты, габбро-перидотиты, габбро-пегматиты и другие породы. Титаномагнетит-ильменитовые и ильменит-магнетитовые руды бывают как вкрапленными, так и сплошными. Содержание TiO₂ в рудах - 3-25%, железа - 10-50%, ванадия - около 0,5%. Рудные тела представляют собой пласты и линзы мощностью до 100 м, жилы - до 30 м (фиг. 46). В габбро-норитах Елетьозера вкрапленное и жильное оруденение развито на протяжении около 100 м при мощности 20 м. Титаномагнетиты содержат 13% TiO₂.

Фиг. 45. Горячегорский массив (по И.В.Луцкикому, Э.Е.Федорову и др.)

1 – диабазы и порфиры с щелочными базальтами (Д); 2 – тералиты, тералит-сиениты; 3 – нефелиновые сиениты и ювиты; 4 – измененные порфиридные тералиты и оливинные ювиты; 5 – ювиты с оливином и нефелиновые сиениты; 6 – зоны поздних жильных тералит-порфиров, берешитов, камптонитов, нефелин-сиенитовых порфиров и тингуаитов



Фиг. 46. Участок распространения жильных тел сплошных титаномагнетитовых руд в массиве Гремяха-Вырмес (Полканов, Елисеев и др., 1967)

1 – габбро-пегматит; 2 – перидотит; 3 – сплошные руды; 4 – оруденелые габбро-анортозиты; 5 – габбро-анортозиты; 6 – оруденелое оливинное габбро; 7 – полосчатое габбро; 8 – габбро-амфиболиты; 9 – зоны милонитизации; 10 – элементы залегания пород



ЗАКЛЮЧЕНИЕ

К числу массивов с тералитами и другими щелочными габброидами кроме выше описанных могут быть добавлены Патын, Гулхен и другие массивы двух крупнейших провинций этого типа: Кузнецкого Алатау и Витимской, представляющих собой геосинклинальные палеозойские регионы. Наиболее крупный массив — Елетьозеро (100 км²).

Массивы обычно имеют удлиненную форму, зональное строение с габброидами в краевой зоне и нефелиновыми сиенитами в центре. Характерные щелочные габброиды—тералиты и эссекситы. Однако по распространенности они обычно уступают авгитовым и гастингситовым нефелиновым сиенитам и уртитам. Эти породы иногда ассоциируют с лейцит—нефелиновыми сиенитами (Сандык, Зардалек) и даже эгириновыми гакманит—нефелиновыми сиенитами (Сент-Илер, Илимаусак). Магнезиальные форстеритовые и диопсидовые породы обычно отсутствуют.

С габбро связаны месторождения титаномагнетита (116). Нефелиновые сиениты и особенно уртиты представляют собой алюминиевое сырье (Кия—Шалтырь). Месторождения эти — высокотемпературные магматические. Известны авгит—кальцитовые карбонатиты с апатитовой минерализацией (Стьерней) и брусит—доломитовые карбонатиты. Пегматиты и другие дериваты обычно развиты мало. Характерные минералы: плагиоклаз, авгит, гастингсит, биотит, скаполит, андрадит, эпидот, везувиан, сфен, ортит, титаномагнетит, апатит. Характерные элементы: Ca, Al, Fe, Ti.

МАССИВЫ С ДИОПСИДОВЫМИ ИЙОЛИТАМИ И ИХ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

МАССИВЫ (59—96)

Кольский полуостров (59—65)

Эта провинция в СССР изучена наиболее полно.

Литература: А.А. Кухаренко и др. (1965, 1972); А.А. Кухаренко (1958, 1967); Ю.Л. Капустин (1964, 1971).

59. Ковдор

Литература: Н.А. Волотовская (1959); О.М. Римская-Корсакова (1947, 1963); В.И. Терновой и др. (1969); А.В. Лапин (1962, 1963); А.П. Афанасьев (1966); Н.И. Краснова и др. (1971).

Массив площадью 36 км² расположен в западной части Кольского полуострова и имеет в плане овальную форму. Вмещающие породы — гранито-гнейсы беломорской формации архейского возраста образуют вокруг массива асимметричную куполовидную структуру, полого погружающуюся к югу и опрокинутую на севере. В приконтактной зоне гнейсы фенитизированы на протяжении от 300 м до 3 км. Возраст массива каледонский ¹.

Массив имеет концентрически-зональное строение. В центре его располагаются ультрабазиты (оливиниты, пироксениты), с периферии — щелочные породы: турьяиты и ийолиты (фиг. 47). Ядро массива мощностью свыше 1,5 км образуют равнозернистые оливиниты, сложенные форстеритом с примесью флогопита, титаномагнетита и перовскита. Вокруг оливинитов с востока и запада располагаются крупные интрузивные тела пироксенитов мощностью до 1,4 км (на востоке), содержащие обломки оливинитов. Пироксениты сложены авгит-диопсидом и содержат железистый флогопит, титаномагнетит и перовскит.

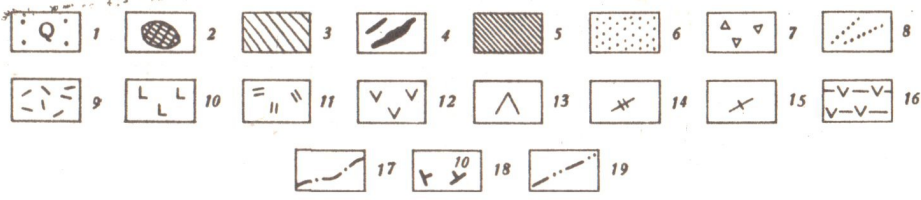
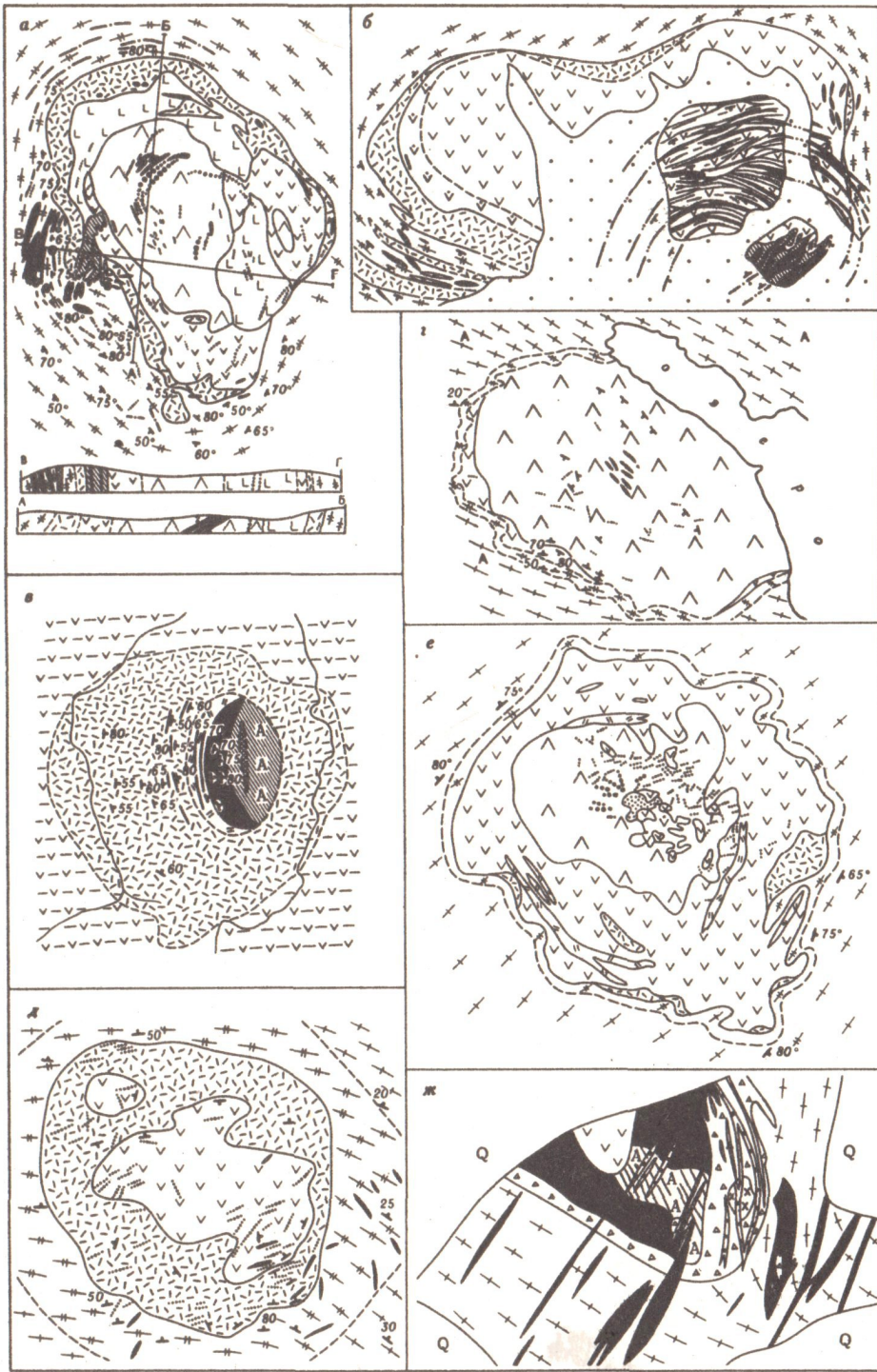
Ультрабазитовое ядро массива с севера, востока и запада окаймляется мощными (до 600 м) телами турьяитов и мелилитов, местами замещающих оливиниты. Тела турьяитов конформны внешнему контакту оливинитов, часто полосчатые и сложены равнозернистым агрегатом мелилита (окерманита) и флогопита с примесью магнетита, шорломита, перовскита, а в участках, примыкающих к ийолитам, — пироксена, апатита и нефелина. Местами турьяиты раздроблены, нефелинизированы или нацело замещены амфибол-монтichelлит-андрадит-волластонитовыми породами.

Внешняя зона массива представляет собой кольцо ийолитов выдержанного состава и строения. Ийолиты полосчатые, слабо трахитоидные, сложенные нефелином и авгит-диопсидом, и содержащие биотит, шорломит, апатит, реже — волластонит, канкринит. Во внутренней зоне они содержат также фостерит и мелилит, а в периферической — полевые шпаты. На севере и западе ийолиты более лейкократовые, а на юге и юго-востоке приобретают состав мельтейгитов и содержат реликты пироксенитов.

В массиве широко развиты также дайки полевошпатовых ийолитов, ювитов, нефелиновых и канкринитовых сиенитов и пегматитов. К западу и юго-западу от массива среди сиенитов встречены многочисленные дайки фонолитов. В юго-

¹

Все массивы того же типа на Кольском полуострове имеют близкий возраст.



западной части массива расположено меридиональное вытянутое тело магнетит-форстеритовых пород мощностью до 600 м, пересекающее ийолиты и фениты. Оно окружено ореолом брекчированных и ослоденелых пород. Магнетит-форстеритовые породы грубо полосчатые, и в них чередуются полосы магнетита и форстерита. В периферических зонах они мелкозернисты и бедны магнетитом; в центре — крупнозернисты, обогащены магнетитом, интенсивно апатитизированы, карбонатизированы, пересечены телами карбонатитов и прорваны округлыми трубками пикритов.

В западной части массива, в зоне контакта оливинитов и турьяитов, расположено мощное (до 200 м), вытянутое вдоль контакта овальное тело пегматоидных диопсид-флогопит-форстеритовых пород. Оно четко зонально. Внешние зоны его сложены мелкозернистым флогопит-диопсидовым агрегатом, а центр — гигантокристаллической форстеритовой породой с примесью флогопита и диопсида. В пределах форстеритового ядра располагается мощная зона, сложенная гигантскими (до 1 м в длину) кристаллами диопсида и флогопита с примесью кальцита, апатита и форстерита. В западной части массива и на юго-западе, за его пределами, широко развиты мелкие (мощностью до 2 м) дайки нефелиновых, канкринитовых и щелочных сиенитов. К востоку от массива известно самостоятельное тело пойкилитовых нефелиновых сиенитов с биотитом и эгирин-авгитом.

Карбонатиты двух типов (ранние и поздние) широко развиты в массиве и близ него. На долю ранних карбонатитов приходится свыше 90% объема; поздние — образуют редкие маломощные (до 5 м) линейные жилы. Многочисленные пологие жилы ранних карбонатитов (мощностью до 30 м) расположены в центре массива. Крупные жильные поля (площадью до 5 км²) известны на его юго-западном фланге среди вмещающих фенитов. Здесь жилы карбонатитов протяженностью до 2 км круто падают к востоку.

Мощный штокообразный участок карбонатизации приурочен к центру тела магнетит-форстеритовых пород. Жильные тела карбонатитов — массивные, равномерного строения, весьма лейкократового состава, с четкими и резкими контактами и слабыми приконтактовыми изменениями (2–10 см). В зонах карбонатизаций карбонатный материал цементирует обломки вмещающих пород.

В зонах карбонатизации карбонатиты обогащены обломками вмещающих пород и часто линзовидно-полосчатые. Полосчатость обусловлена чередованием полос, обогащенных силикатами и магнетитом (в сумме 30–60%), и полос почти чисто кальцитовых. Полосчатость повсеместно ориентирована параллельно внешним контактам карбонатитов. Особенно частая и дробная меридиональная полосчатость отмечена в карбонатизированной зоне тела магнетит-форстеритовых пород.

Карбонатитовые тела незональны, минералы в них распределены относительно равномерно, но встречаются участки, обогащенные форстеритом или флогопитом, местами — магнетитом и апатитом. Вмещающие породы вокруг

←

Фиг. 47. Ультраосновные щелочные массивы Кольского полуострова и Тимана (по А.А.Кухаренко и др., 1965)

а — Ковдор; б — Вуориярви; в — Салланлатва; г — Лесная варака; д — Озерная варака; е — Африканда; ж — Косью (по Ивенсену, 1964)

1 — четвертичные отложения; 2 — штаffelитовые брекчии; 3 — поздние доломитанкеритовые карбонатиты; 4 — ранние кальцитовые и нерасчлененные карбонатиты; 5 — апатито-магнетит-форстеритовые породы, карбонатизированные; 6 — карбонатизированные породы; 7 — брекчии; 8 — щелочные дайки; 9 — ийолиты и мельтейгиты; 10 — мелилитовые породы; 11 — слюдиты и ослоденелые породы; 12 — пироксениты; 13 — оливиниты; 14 — фениты и фенитизированные породы; 15 — гнейсы, амфиболиты и кристаллические сланцы; 16 — метадиабазы; 17 — разрывные нарушения; 18 — элементы залегания; 19 — предполагаемые простирания тел карбонатитов

Таблица 19

Минеральные ассоциации Ковдора

Породы	Минералы
Оливиниты	Форстерит, флогопит, магнетит, перовскит
Пироксениты	Диопсид, магнетит, флогопит, перовскит, апатит
Турьяиты	Мелилит, флогопит, диопсид, форстерит, шорломит, титаномагнетит, перовскит, нефелин, волластонит, андрадит
Ийолиты	Нефелин, диопсид, шорломит, волластонит, биотит, сфен, апатит, канкринит, кальцит
Карбонатиты и магнетит-форстеритовые породы	Кальцит, апатит, магнетит, флогопит, форстерит, диопсид, тетраферрифлогопит, клиногумит, бадделеит, пироклор, дизаналит, сфен, пирротин
Поздние карбонатиты	Анкерит, доломит, барит, кальцит, пирит, ильменит, апатит, лабунцовит, виноградовит, анкилит, манассеит, стронцианит

карбонатитовых тел мощностью 100–200 м изменены в зоне 3–10 см. Лишь в раздробленных и трещиноватых участках степень и мощность изменения возрастают. Наименее изменены лейкократовые фениты и оливиниты; наиболее – ийолиты, нефелиновые сиениты и канкринит-нефелиновые фениты.

Вмещающие породы вокруг тел ранних карбонатитов изменены слабо. Лейкократовые фениты альбитизированы, ультрабазиты и ийолиты кальцитизированы и флогопитизированы в зоне 0,5–1,5 м, реже – до 5 м. Только меланократовые фениты и нефелиновые сиениты подвергаются интенсивному ослюдевлению в зоне мощностью 1–15 м. Степень изменения и мощность его ореолов резко возрастают в зонах дробления (до 20–30 м). Ранние карбонатиты сложены кальцитом и постоянно содержат магнетит, флогопит, форстерит, пироксен, апатит, иногда аксессуарные – дизаналит, сфен, пироклор, бадделеит, циркелит. Поздние карбонатиты состоят из доломита, анкерита, апатита и содержат пирит, барит, хлорит, галенит, ильменит, анатаз, циркон, стронцианит.

На юго-западном фланге массива висячем боку карбонатитовых тел располагаются вертикальные крутопадающие зоны брекчий, сцементированных штаффелитом и мощные участки (до 200 м) штаффелитизированных пород. В этих зонах все породы интенсивно гидротермально изменены: оливиниты серпентинизированы, фениты цеолитизированы и галлуазитизированы; широко развиты почковидно-натечные корки и кавернозные массы штаффелита.

В массиве известно свыше 80 минералов (табл.19). Из них наиболее характерными являются: флогопит, форстерит, мелилит, апатит, штаффелит, магнетит, бадделеит, лабунцовит, виноградовит. Характерные элементы: Mg, Al, P, Ca, Fe, Zr. На ультрабазитах центральной части массива развита мощная кора выветривания, содержащая скопления вермикулита. В массиве разрабатывается 2 коренных месторождения: магнетитовое и флогопитовое, а также извлекается вермикулит из рыхлых образований коры выветривания.

60. Вуориярви

Литература: Н.А.Волотовская (1958); Н.А.Волотовская, В.В.Фиженко (1960); Л.С.Бородин (1960).

Массив площадью 18 км² располагается в юго-западной части Кольского полуострова в ядре асимметричной куполовидной антиклинали, сложенной гнейсами протерозойского возраста и опрокинутой к северу. Гнейсы вокруг него фенитизированы в радиусе от 200 м до 3 км и превращены в меланократовые массивные пироксен-полевошпатовые породы, местами с нефелином или канкринитом (юго-западная окраина массива). Массив имеет форму овального штока, падающего к юго-западу, и сложен на 80% прироксенитами, с запада окаймленными ийолитами (см. фиг.47). В массиве развита система кольцевых тел карбонатитов.

Пироксениты – массивные, разномасштабные породы, сложенные авгит-диопсидом. Они интенсивно ослюденены и содержат неравномерную вкрапленность и жилы титаномagnetита, перовскита и железистого флогопита. В зоне, прилегающей к ийолитам, они мелкозернисты, обогащены апатитом, раздроблены; содержат прожилки, гнезда и отдельные кристаллы нефелина.

Ийолиты состоят из авгит-диопсида и нефелина с примесью биотита, шорломита, апатита и сфена. В восточной части массива широко развиты жилы ийолитов, пикритов, магнетит-форстеритовых пород и карбонатитов. Пироксениты здесь прорваны трубками эруптивной брекчии с ийолитовым или пикритовым цементом и отдельными дайками пикритов мощностью до 10 м. Мелкие линейные дайки пикритов, альнеитов и дамктернитов встречаются в центре массива и к югу от него среди фенитов. На крайнем юго-востоке массива пироксениты, прорванные пикритами, подверглись ослюденению на площади 200-600 м². Они содержат жилы, гнезда и вкрапленность крупнолистоватого железистого флогопита.

Магнетит-форстеритовые породы, образующие шток и систему широтных линейных жил среди пироксенитов, сложены крупнозернистым агрегатом магнетита (20-50%), форстерита (30-60%), флогопита (10-30%) с примесью кальцита, рихтерита и апатита. Они раздроблены, пересечены жилами карбонатитов, апатитизированы, карбонатизированы. Местами они сохранились среди мощных тел карбонатитов в виде крупных блоков.

Карбонатиты представлены двумя типами: ранними и поздними. Ранние карбонатиты слагают мощный (свыше 400 × 500 м) шток на юго-восточном контакте массива и систему дугообразных жил к северу от него, не замкнутую на юге. Жилы ранних карбонатитов незональны, сложены средне- и крупнозернистыми массивными или полосчатыми кальцитовыми породами с флогопитом, магнетитом, форстеритом, апатитом и акцессорными минералами: пироксеном, гатчеттолитом, дизаналитом, бадделеитом, циркониевым шорломитом. Эти породы формируются в две стадии (табл.20). Полосчатость в них обусловлена чередованием меланократовых и лейкократовых полос, реже – плоскостной ориентировкой кристаллов слюды. Полосчатость параллельна контактам тел карбонатитов. Вмещающие пироксениты на контакте с жилами карбонатитов изменены в зоне 1-10 см. Вдоль их контактов развиты оторочки флогопита, но чаще вторичных – рихтерита, тетраферрифлогопита и пирротина. По отдельным линейным секущим зонам северо-восточного простирания ранние карбонатиты рассланцеваны, доломитизированы; они содержат рихтерит, тетраферрифлогопит, клиногумит, циркелит и циркон. В этих зонах первичный акцессорный пироксенит переориентирован, обогащен Ti, но стерилен от Th, U, Ta. В пироксенитах такие участки рассланцевания фиксированы развитием мелкочешуйчатого флогопита и рихтерита.

В массиве широко развиты мелкие (мощностью 1 см-10 м) жилы поздних карбонатитов. Они также многостадийны и сложены анкеритом, параанкеритом, доломитом, баритом; содержат кварц, сидерит, хлорит, стронцианит, анатаз и минералы TR (см. табл. 20). К юго-западу от массива на расстоянии 6 км

Таблица 20

Минеральные ассоциации массива Вуориярви

Породы	Минералы
Пироксениты	Авгит-диопсид, флогопит, титаномагнетит, перовскит, катафорит, апатит
Ийолиты	Авгит-диопсид, нефелин, биотит, шорломит, апатит, магнетит, катафорит, канкринит, сфен, циркон, микроклин, волластонит, натролит, шабазит, гармотом
Карбонатиты и магнетит-форстеритовые породы	Кальцит, флогопит, магнетит, форстерит, тетраферри-флогопит, рихтерит, доломит, апатит, клиногумит, пироклор, дизаналит, циркониевый шорломит, пирротин, халькопирит, пентландит, бадделеит
Поздние карбонатиты	Анкерит, доломит, сидерит, барит, хлориты, кварц, магнезит, пирит, сфалерит, галенит, микроклин, анатаз, брукит, ильменорутил, бербанкит, монацит, бастнезит, анжилит, норзетит, баритокальцит, калкинсит, гидроталькит

среди гнейсов располагается самостоятельное жильное поле поздних карбонатитов - Намо-вара. Оно имеет площадь свыше $2,5 \times 1$ км и содержит ряд протяженных (до 1 км) параллельных жил мощностью до 20 м. Жилы сопровождаются мощными (от 10 до 30 м) метасоматическими зонами изменения гнейсов.

Во внешних зонах метасоматитов породы кавернозны; в них развиты эгирин, железистый рихтерит, кальцит и кварц. В зонах, прилежащих к карбонатитам, гнейсы превращены в кавернозную массу черного кварца, отдельные кристаллы которого достигают 50 см. Карбонатиты здесь кавернозны, содержат прожилки штаффелита, а в пустотах - кристаллы барита, стронцианита, баритокальцита, пирита и кварца. В восточной части массива известно небольшое тело штаффелитовой брекчии.

В массиве в настоящее время известно 86 минералов, из которых авторами обнаружено 23. Характерные минералы: пироксен, флогопит, кальцит, перовскит, титаномагнетит, магнетит, апатит, пироклор, гатчеттолит, дизаналит, Zr -шорломит, рихтерит, тетраферрифлогопит, бербанкит, анжилит, стронцианит, барит. Характерные элементы: Ti, Nb, Ta, Zr, TR, Ba, Sr, P, F.

В массиве установлено четыре типа оруденения: 1) титаномагнетит-перовскитовое, 2) флогопитовое, 3) апатит-магнетитовое и 4) редкометалло-апатитовое. В коре выветривания, развитой на флогопитоносных пироксенитах восточной части массива, известны крупные концентрации вермикулита и гидрофлогопита. В перемытых участках коры содержание вермикулита весьма значительно.

61. Салланлатва

Литература: М.П. Орлова и др. (1963); Б.И. Серба (1962).

Массив площадью 5 км^2 залегает среди диабазов свиты Имандра-Варзуга протерозойского возраста. Диабазы вокруг массива фенитизированы, что выражается преимущественно в их пироксенизации, а вблизи контакта превращены в меланократовые кальцит-биотит-пироксеновые породы с ортоклазом, пирротин и апатитом. Массив имеет форму крутого, овального концентрически-

Таблица 21

Главные типы минеральных ассоциаций Салланлатвы

Ййолиты и мельтейгиты	Карбонатиты	
	ранние	поздние
Авгит-диопсид, нефелин, шорломит, биотит, магнетит, апатит, канкринит, натролит, микроклин	Кальцит, флогопит, магнетит, диопсид, канкринит, апатит, дизаналит, луешит, пироклор, бадделейт	Анкерит, сидерит, доломит, брейнерит, барит, дженкинсит, анкилит, катаплеит, пирит, стронцианит

зонального штока. Он сложен ййолитами, в центре прорванными карбонатитами (см. фиг. 47). Ййолиты четко трахитоидны и сложены авгит-диопсидом и нефелином; трахитоидность их падает к центру массива. В периферических частях ййолиты более мелкозернистые и меланократовые (вплоть до мельтейгитов), в центре - более лейкократовые. В зоне непосредственного контакта с карбонатитами (на востоке) ййолиты грубозернистые, кавернозные, пегматоидные, содержащие примесь шорломита, апатита и кальцита. От карбонатитов они отделены сплошной биотитовой оторочкой (0,2-1,5 м) и местами содержат натролит и канкринит.

Карбонатиты образуют вертикальный конический шток, круто падающий к центру массива. С запада вокруг штока располагаются мелкие (до 5 м) дугообразные жилы карбонатитов, конформные внешнему контакту массива. Среди карбонатитов выделены 2 типа: ранние и поздние. Внутреннее строение штока сложное. Ранние карбонатиты образуют внешнюю западную часть штока и жилы вокруг него. Они четко полосчатые, сложены кальцитом и содержат биотит, магнетит и пироксен (в периферической зоне). Полосчатость ориентирована параллельно внешним контактам штока и падает к его центру.

Поздние карбонатиты занимают свыше 50% карбонатного штока, слагая его восточную и центральную части. Вокруг них ранние породы интенсивно анкеритизированы и хлоритизированы в зоне до 40 м. Поздние карбонатиты весьма разнообразны по составу (табл. 21) и имеют неравномерное строение. Они сложены анкеритом, параанкеритом (40-80%) и содержат локальные концентрации и жилы барита (до 80%), участки хлоритовых пород и многочисленные ксенолиты хлоритизированных ййолитов. В поздних карбонатитах встречаются анкилит, стронцианит, сульфиды, катаплеит.

Весь массив покрыт мощным плащом рыхлых отложений. Кора выветривания развита преимущественно на поздних карбонатитах. Мощность ее на этих породах достигает 70 м. На западе массива она перекрыта аллювиальными отложениями. Кора выветривания обогащена баритом, гипергенными минералами Fe, Mn, Ba, Sr, TR и P. В коре на ранних карбонатитах концентрируется вермикулит. В массиве обнаружено 53 эндогенных минерала и 28 гипергенных (см. табл. 21). Из первичных минералов 7 и из гипергенных 12 установлено авторами. Характерные минералы: пироксен, нефелин, кальцит, анкерит, барит, анкилит.

Характерные элементы: Al, Na, Ba, Sr, TR.

62. Лесная варака

Литература: В.А. Афанасьев (1939).

Массив площадью 8 км² залегает среди протерозойских гнейсов и амфиболитов и имеет форму вытянутого штока. На 95% он сложен оливинитами, с юго-запада окаймленными узкой (до 300 м) каймой пироксенитов (см. фиг. 47). В центре его развиты щелочные дайки и жилы карбонатитов. Вмещающие аль-

Таблица 22

Минеральные ассоциации Лесной варакы

Породы	Минералы	
	высокотемпературные	низкотемпературные
Оливиниты	Форстерит, титаномагнетит, перовскит	Серпентин, флогопит
Пироксениты	Авгит-диопсид, титаномагнетит, перовскит, флогопит	
Щелочные дайки	Микроклин, канкринит, амфиболы	Серицит, анальцим
Карбонатиты	Доломит, апатит, форстерит, флогопит, пироклор, дизаналит, клиногумит	Рихтерит, серпентин, натриониобит, церит, кордилит

мандин-биотитовые гнейсы и амфиболиты превращены в меланократовые эгирин-авгит-микроклиновые породы с биотитом и пектолитом. Оливиниты, мелкозернистые с периферии и более грубозернистые в центре, сложены форстеритом с редкой примесью титаномагнетита и перовскита. В восточной части массива оливиниты серпентинизированы и пересечены жилами массивного серпентина (кольскита). Среди оливинитов развиты зоны ослоденения, прожилки перовскита. Пироксениты образуют узкое тело вдоль юго-западного контакта массива. Они мелкозернистые, трахитоидные, сложены авгитдиопсидом с редкой примесью флогопита, перовскита и титаномагнетита. Дайки щелочных пород сложены канкринит-амфиболовыми, нефелин-канкринит-пироксеновыми, полевошпат-амфибол-канкринитовыми и канкринитовыми сиенитами.

Карбонатиты, чрезвычайно плохо обнаженные, слагают в центре массива единый овальный шток (в поперечном сечении до 500 м) и ряд мощных жил. Карбонатиты доломитовые, крупно- и среднезернистые с магнетитом, форстеритом, флогопитом, клиногумитом (табл. 22). Местами карбонатиты рассланцованы, анкеритизированы, окварцеваны. Они содержат паразит, натриониобит, барит, анкилит, стронцианит. Всего в массиве встречено 40 минералов (см. табл. 22).

Наиболее характерны из них: форстерит, титаномагнетит, серпентин. Характерные элементы: Mg, Fe. В массиве разведаны оливиниты - высококачественное магнезиальное огнеупорное сырье.

63. Озерная варака

Литература: В.А. Афанасьев (1939).

Массив площадью 6 км² имеет форму округлого вертикального штока, который прорывает протерозойскую гнейсовую толщу, фенитизированную на протяжении до 700 м от контактов. В зоне фенитизации из гнейсов выщелачивается кварц и они превращаются в пироксен-альбит-микроклиновые породы с биотитом. Фениты повсеместно сохраняют реликтовую гнейсоватость.

Строение массива простое: на 70% он сложен ийолитами-мельтейгитами, среди которых сохранились участки измененных пироксенитов. В восточной части массива развиты жилы канкринитовых сиенитов и карбонатитов (см. фиг. 47). Пироксениты сложены авгит-диопсидом; постоянно содержат флогопит,

титаномагнетит, перовскит и шорломит. Они интенсивно раздроблены, перекристаллизованы, пересечены сетью жил ийолитов, нефелинизированы, апатитизированы; к периферии постепенно переходят в мельтейгиты.

Ийолиты-мельтейгиты представляют собой весьма неравномерно-зернистые породы, содержащие многочисленные ксенолиты пироксенитов. Ийолиты сложены авгит-диопсидом, нефелином, биотитом, шорломитом с примесью апатита, сфена, титаномагнетита, перовскита, катафорита и кальцита. Канкринитовые и нефелиновые сиениты образуют многочисленные дайки, сложенные микроклином, биотитом, эгириин-авгитом, канкринитом, реже - нефелином; в незначительных количествах присутствуют: сфен, циркон, ильменит и пироксдор.

Карбонатиты (ранние) слагают систему линейных жил, развитых в массиве и за его пределами. Они сложены кальцитом (70-90%) и содержат авгит-диопсид, биотит, микроклин, сфен, пироксдор, циркон. В них часто встречаются нацело биотитизированные обломки фенитов.

В массиве известно 30 минералов, из которых наиболее характерны пироксен, нефелин, шорломит, сфен. Характерные элементы: Mg, Na, Ti. К востоку от массива, среди фенитов расположена мощная (до 120 м) линейная зона брекчирования, в которой вмещающие породы гематитизированы и каолинизированы.

64. Африканда

Литература: Б.М.Куплетский (1938, 1948); Э.А.Багдасаров (1959).

Массив площадью 6 км² прорывает гнейсы беломорской формации, фенилизированные вокруг массива в ореоле 100-500 м. Массив имеет форму овального крутого штока. На 90% он сложен пироксенитами, с юга-западной стороны окаймленными узкой зоной ийолитов-мельтейгитов (см.фиг.47). В центре массива пироксениты содержат ксенолиты оливинитов.

Пироксениты интенсивно раздроблены, содержат вкрапленность перовскита, многочисленные жильные тела титаномагнетита, дайки ийолитов и ийолит-пегматитов, нефелиновых сиенитов и пикритов. Оливиниты встречены только в виде ксенолитов площадью до 40×20 м. Эти ксенолиты почти повсеместно полосчатые и содержат "слои" вкрапленного перовскита. Ориентировка полосчатости в разных блоках не совпадает, а "слои" перовскита не прослеживаются во вмещающих пироксенитах.

Оливиниты сложены форстеритом и содержат мелилит, титаномагнетит, перовскит и флогопит. С периферии они раздроблены и пироксенитизированы. Пироксениты неравнозернисты. В периферической части массива они массивные, мелкозернистые, четко трахитоидные, содержащие рассеянные флогопит, титаномагнетит и перовскит, а на западном эндоконтакте - микроклин, катафорит и пектолит. В центре массива пироксениты неравномерно перекристаллизованы: местами они средне- и крупнозернисты; содержат флогопит, перовскит, шорломит и титаномагнетит. В отдельных зонах пироксениты превращены в кальцит-катафорит-пироксеновые породы со сфеном и дизаналитом. Пироксен в них изменен и отвечает по составу эгириин-диопсиду. Перовскит рассеян по всей площади выходов пироксенитов, причем его содержания в мелкозернистых и перекристаллизованных участках близки. Наиболее обогащены крупнокристаллическим перовскитом пироксениты вокруг ксенолитов перовскитоносных оливинитов.

На юго-западе массива пироксениты нефелинизированы и постепенно переходят в мельтейгиты и ийолиты, содержащие от 10 до 40% нефелина и примесь шорломита. Перовскит в них отсутствует или замещен с периферии сфеном. Ийолит-пегматиты (мощностью до 15 м) сложены гигантозернистым агрегатом нефелина, авгит-диопсида и шорломита. Иногда они зональны и содержат в центре ядро кальцита и натролита с крупными кристаллами шорломита. В пегматитах постоянно концентрируется knobлит, обогащенный TR и Sr.

В массиве известно 45 минералов, из которых наиболее характерны авгит-диопсид, флогопит, перовскит, knobлит, шорломит, кассит, гидрокассит (табл.23). Характерные элементы: Ti, Fe, Na, Mg.

Минеральные ассоциации Африканды

Пироксениты	Ййолиты и ййолит-пегматиты	Карбонатизированные породы
Авгит-диопсид, флогопит, титаномагнетит, перовскит, нефелин, пектолит, катафорит	Авгит-диопсид, нефелин, шорломит, Ti-магнетит, биотит, натролит, кальцит, кнопит, сфен, церит, кассит, гидрокассит	Кальцит, катафорит, диопсид, дизаналит, сфен, шорломит, циркелит, апатит, пирротин, пирит, анкилит

65. Турый мыс

Литература: Д.С.Белянкин, В.И.Влодавец (1932); А.Г.Булах (1959); А.Г.Булах и др. (1972).

На Турьем полуострове, на площади в 39 км², известно несколько крупных выходов щелочных пород, сотни щелочных даек и мелкие жилы карбонатитов.

Щелочные породы располагаются по внешнему контуру участка. Центр его скрыт, представляет собой депрессию, но на глубине вскрыты ййолиты и карбонатиты. Возможно, под фенитами располагается крупный массив, сложенный преимущественно ййолитами-мельтейгитами и турьяитами, в центре которого развиты ранние карбонатиты.

Щелочные породы представлены мелкозернистыми или порфировидными ййолит-мельтейгитами, содержащими оливин, флогопит и баркевикит, реже - мелилит. Оливин представлен железистым форстеритом, пироксен-авгит-диопсидом. В породе встречены сфен, перовскит, титаномагнетит, апатит, местами - вкрапленность гетценита. Турьяиты, развитые в юго-западной части полуострова, представлены полосчатыми, трахитоидными пироксен-флогопитовыми разновидностями с примесью шорломита, титаномагнетита, апатита и вторичных минералов - волластонита, андрадита, амфибола.

Дайковый комплекс весьма разнообразен: ййолиты, альнеиты, пикриты, диабазы, мончикиты, турьяиты, нефелиновые сиениты. Обнаружены десятки даек и трубок взрыва, преимущественно концентрирующихся в южной части массива и обычно переполненных обломками вмещающих и глубинных пород.

Ранние карбонатиты образуют редкие линейные секущие жилы и зоны карбонатизации в центре массива и среди смешанных фенитизированных пород. Карбонатиты содержат магнетит, форстерит, диопсид, флогопит, апатит, клиногумит, дизаналит, циркелит и пиррохлор. Единичные жилы поздних карбонатитов сложены кальцитом, кварцем, флюоритом и доломитом. Они содержат редкую вкрапленность барита, анкилита, пирита, галенита и паризита.

Вмещающие породы - песчаники и граниты докембрийского возраста на всей площади вокруг массива фенитизированы исключительно интенсивно. Фенитизация проявлена на участке чрезвычайно неравномерно, что, вероятно, обусловлено неровной кровлей залегающего на глубине щелочного массива и значительной разницей в составе фенитизированных пород. Песчаники превращены в слоистые полевошпат-пироксеновые породы, пересеченные многочисленными жилами метасоматитов, зонами альбитизации и эгиринизации мощностью до 15 м. Местами породы кавернозны и содержат в пустотах друзы кварца, эгирина, рамзаита, лабунцовита, Ва-лампрофиллита. Меланократовые пироксеновые фениты содержат до 30% пирротина. В альбитизированных фенитах встречены прожилки кварца с лабунцовитом, альбита с нарсарсукидом и микроклина с нефелином и лампрофиллитом.

Таблица 24

Минеральные ассоциации Турьего массива

Породы и дериваты	Минералы	
	высокотемпературные	низкотемпературные
Ийолиты-мель- тейгиты	Авгит-диопсид, нефелин, форстерит, баркевикит, магнетит, биотит, перов- скит, мелилит, турит, гетценит	
Турьяиты	Мелилит, флогопит, шорломит, диоп- сид, титаномагнетит, перовскит	Волластонит, андра- дит, монтичеллит, кальцит
Карбонатиты ранние	Кальцит, форстерит, диопсид, флого- пит, магнетит, апатит, дизаналит, пироклор, бадделейт	Доломит, тетраферри- флогопит, рихтерит, циркелит
Карбонатиты поздние	Кальцит, доломит, кварц, флюорит, пирит, паризит	Галенит, анкилит, си- дерит, барит, анатаз, стронцианит
Фениты	Микроклин, эгирин, альбит, биотит (кварц), арфведсонит, эвдиалит, пир- ротин, лампрофиллит, федорит, турит, Ва-лампрофиллит	Нарсарсукит, анатаз, лабунцовит, кварц, молибденит, пирит

Отдельные пегматоидные жилы нефелин-эгирин-полевошпатового состава обогащены эвдиалитом. Наиболее поздние альбит-карбонатные прожилки содержат барит, анатаз, сульфиды или цеолиты (шабазит, мезолит, натролит) и близки к поздним карбонатитам. В массиве известно свыше 70 минералов (табл.24). Из них наиболее характерны: оливин, мелилит, пироксен, шорломит, эвдиалит, нарсарсукит, гетценит, лабунцовит, турит, федорит. Характерные элементы: Na, K, F, Ca.

66. Косью

Литература: Ю.П.Ивенсон (1964).

Предположительно в группу щелочных ультраосновных массивов отнесены массивы Среднего Тимана со щелочными редкометальными метасоматитами. Известно несколько участков их развития; наиболее интересным из них является Косью.

Этот округлый массив имеет концентрически-зональное строение (см.фиг. 47). Центральная часть его сложена амфиболитами, состоящими из гастингсита, рибекита, крокидолит-асбеста с примесью альбита, биотита, эгирина и хлорита. Среди них встречены небольшие участки (ширы) апатит-мелилит-нефелиновых пород. Промежуточная зона представлена биотит-кальцитовыми, сидерит-анкерит-биотитовыми и биотит-амфиболовыми карбонатитами со средним содержанием темноцветных минералов 25% (при колебании от 10 до 90%) и примесью циркона, монацита, ильменорутила, колумбита, пироклора и бастнезита.

Тело метасоматитов окаймляется широкой зоной брекчирования и фенитизации вмещающих сланцев и кварцитов, превращенных в меланократовые эгирин-полевошпатовые фениты с телами щелочных сиенитов и арфведсонит-эгириновых альбититов. Щелочные сиениты образуют штокообразное тело размером

65 × 130 м, сложенное Na-ортоклазовыми амфибол-эгириновыми разновидностями с апатитом, сфеном, цирконом, рутилом и монацитом. Широко развиты жильные породы: биотитовые пикриты, шонкиниты, монтичеллит-нефелиновые базальты, кальцит-полевошпат-гетитовые, кварц-гетитовые, флогопит-кальцитовые жилы; кварцевые и кальцитовые прожилки.

Полевошпат-гетитовые жилы (мощностью до 10 м и длиной до 270 м) со щелочными амфиболами и эгирином развиты в зоне фенитов. Это крупнозернистые микроклиновые породы с натечными образованиями гетита. Внутри них отмечаются гнезда и жилообразные тела карбонат-полевошпат-эгириновых пород. Характерными акцессорными минералами являются циркон, монацит, ильменорутит, колумбит, ортит, ферриторит.

В кварцитах полевошпат-эгириновые жилы окаймляются зоной плагиоклазитов. Кварц-гетитовые жилы мощностью 3–5 м и длиной 50–75 м расположены внутри карбонатизированной зоны и состоят на 80–85% из минералов железа с жеодами мориона и аметиста. Акцессорные минералы представлены цирконом, монацитом. Флогопит-кальцитовые жилы образуют мощные (до 30 м) и относительно короткие (100–200 м) линзовидные тела во вмещающих породах. Они содержат 20–30% флогопита, 10–15% перовскита и магнетита. Всего обнаружено 36 минералов, из которых около половины гипергенных. Характерные минералы: кальцит, сидерит, анкерит, монацит, бастнезит, ильменорутит, колумбит, торит, ксенотим. Типоморфные элементы: TR, Nb, Th, Ca, Fe, F.

Анабар (67–70)

67. Гули

Литература: Г.Г. Моор (1957), Е.Л. Бутакова (1958); Л.С. Егоров и др. (1959, 1970); Т.Н. Гольбурт и др. (1961); Е.Л. Бутакова, Л.С. Егоров (1962).

Массив площадью свыше 600 км² (по геофизическим данным, свыше 2000 км²) расположен на северном склоне Анабарской антеклизы, на границе Сибирской платформы и южного, погружающегося к северу крыла Таймырской депрессии. Он представляет собой глубоко эродированный пермо-триасовый вулкан. Выходы интрузивных пород в нем с юга и юго-востока окружены полями эффузивов Тунгусской серии, а с севера – перекрыты четвертичными отложениями (фиг.48).

Поля эффузивов разнообразны по составу и формировались в несколько стадий. Нижние части эффузивного разреза сложены базальтами нормального состава и их туфами. Выше залегает толща щелочных базальтоидов (арыджанская и дельканская свиты), включающая коготокскую свиту нормальных базальтов, близких к базальтам трапной формации Сибирской платформы (Тунгусская серия). Щелочные базальтоиды (содержащие нефелин и мелилит) распространены лишь вблизи массива и, вероятно, связаны с ним генетически.

Массив многофазный, имеющий сложное асимметричное строение. Наиболее широко в нем развиты дуниты, с юга окаймленные выходами щелочных пород. Среди последних известны 2 штока карбонатитов. Дуниты слагают мощное (свыше 2 км) субпластовое тело, полого погружающееся к северу. Они сложены железистым форстеритом и содержат примесь титаномагнетита, флогопита, перовскита и хромита, а в периферических частях – пироксена (перидотиты). Во внешней зоне тела дунитов известны многочисленные линейные жилы титаномагнетита (мощностью до 50 м), ориентированные параллельно внешнему контуру массива.

В контактовой зоне с дунитами развиты отдельные небольшие тела щелочных и рудных ультрабазитов (рудные пироксениты и перидотиты, биотит-пироксеновые, пироксен-мелилитовые перидотиты), прорывающих дуниты. Эти породы постоянно содержат флогопит, мелилит, биотит, авгит-диопсид, титаномагнетит. Мощная зона ультрабазитов окружена полосой более молодых ийо-

Таблица 25

Минеральные ассоциации Гулинского массива

Породы	Минералы
Эффузивы	Авгит, оливин, биотит, титаномагнетит, нефелин, мелилит, апатит, перовскит
Дуниты	Форстерит, авгит, флогопит, титаномагнетит, апатит, перовскит, хлорит, платина
Щелочные гипербазиты	Форстерит, авгит, биотит, нефелин, мелилит, титаномагнетит, апатит, перовскит, ильменит
Ййолиты и мельтейгиты	Авгит-диопсид, нефелин, биотит, шорломит, катафорит, канкринит, циркон, сфен
Нефелиновые сиениты и др.	Эгирин-авгит, биотит, нефелин, микроклин, альбит, андезин, канкринит, катафорит, эвдиалит
Карбонатиты	
ранние	Кальцит, флогопит, диопсид, форстерит, магнетит, рихтерит, тетраферрифлогопит, ильменит, дизаналит, кальпиртит, пироклор, клиногумит, пирротин, халькопирит, брусит
поздние	Доломит, анкерит, сидерит, кварц, хлорит, барит, брукит, стронцианит

литов-мельтейгитов-якупирангитов. Эти породы сложены авгит-диопсидом и нефелином в переменных соотношениях и содержат биотит, шорломит, катафорит, кальцит, сфен, канкринит.

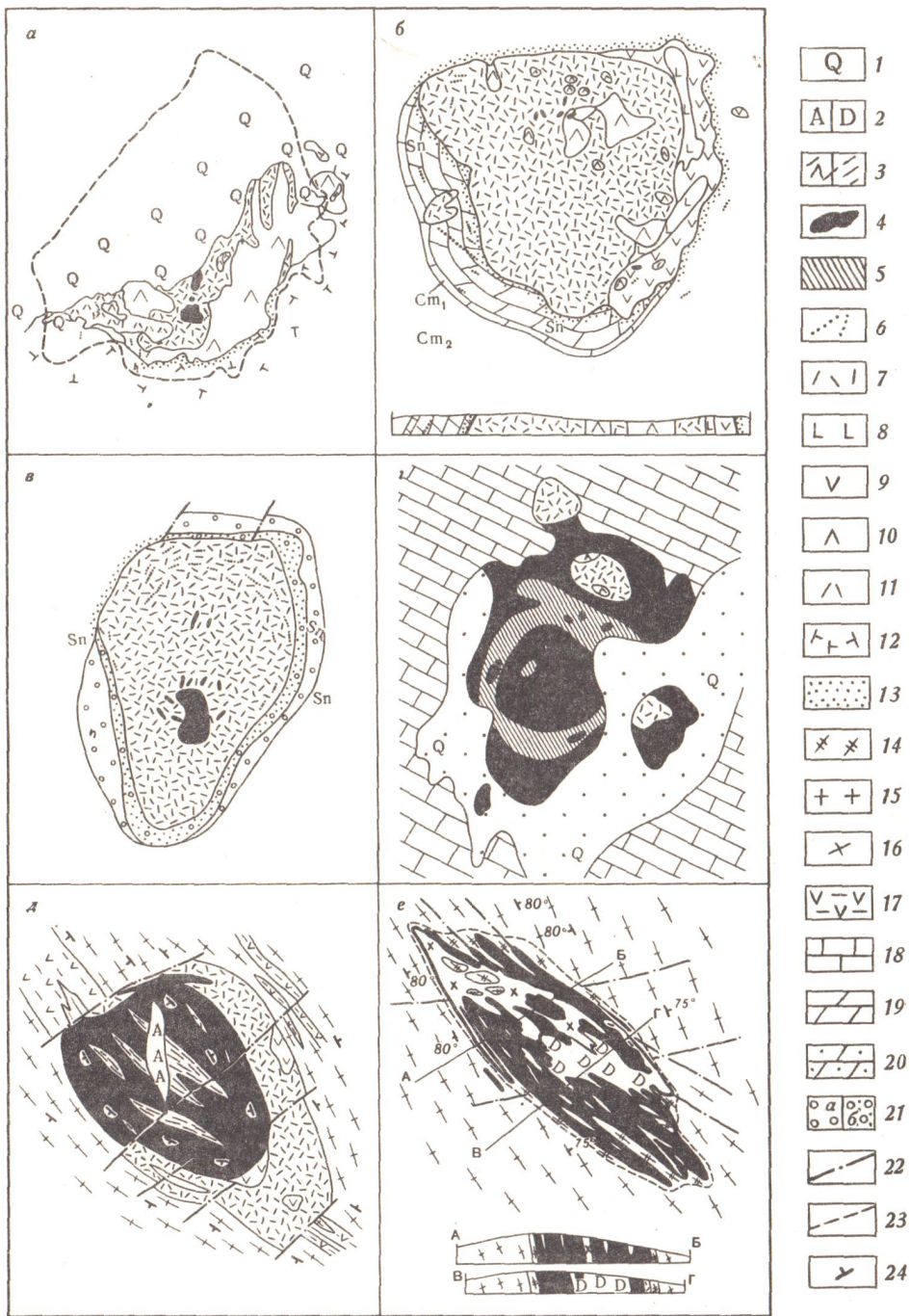
Более молодыми являются крупные конические интрузии анкаратритов, анкаратрит-пикритов, хатангитов (прорывающих дуниты и содержащих оливин, диопсид-авгит, нефелин, местами - мелилит) и многочисленные дайки различного состава (пикриты, ййолиты, нефелиновые сиениты).

К югу от тела перидотитов щелочные породы прорваны двумя мощными (до 5 км в поперечнике) коническими штоками карбонатитов. Северный шток окружен кольцевой зоной анкаратритов-хатангитов, а вокруг южного штока развит мощный (до 500 м) ореол метасоматической кальцитизации вмещающих мелилитовых пород. Эти породы превращены в крупно- и гигантозернистые флогопитовые или кальцит-диопсид-волластонит-флогопитовые породы. Кристаллы флогопита в них достигают 1 м.

Оба карбонатитовых штока зональны. Внешние зоны их сложены среднезернистыми кальцитовыми породами (ранние карбонатиты), содержащими флогопит, магнетит, апатит, дизаналит, местами - пироклор. Осевые части штоков сложены анхимономинеральными доломитовыми породами. Кальцитовые породы во внутренней зоне брекчированы и доломитизированы; их угловатые обломки содержатся среди доломитовых пород.

В массиве известно 60 минералов; наиболее характерны из них - железистый форстерит, флогопит, кальцит, хромит, титаномагнетит, дизаналит, перовскит, кальцитрит, Zr-шорломит (табл.25). Характерные элементы: Mg, Ti, Cr, P.

В массиве установлено оруденение трех типов: 1) титаномагнетитовое, 2) слюдяное и 3) апатитовое. Мощные линейные жилы массивного титаномагнетита локализованы в дунитах. Слюдяное месторождение приурочено к контакту южного карбонатитового штока и представлено сложной зоной карбонатизации, содержащей крупный флогопит. Апатитовая минерализация (рассеянная и шпирово-гнездовая) связана с ранними карбонатитами.



Фиг. 48. Массивы ультраосновных-щелочных пород и карбонатов Сибири

а - Гулинский, б - Одихинча, в - Маган, г - Ессей (по Бутаковой и Егорову, 1962); д - Нижнесаянский, е - Верхнесаянский, ж - Большезагаинский (по Фролову и др., 1960, 1967, 1969); з - Арбарастах, и - Озерный (по Эпштейну и др., 1972)

1 - четвертичные отложения; 2 - поздние карбонаты (А - анкеритовые и Д - доломитовые); 3 - расщелоченные и частично доломитизированные ранние карбонаты; 4 - ранние кальцитовые и нерасщелоченные карбонаты; 5 - апатито-магнетит-форстеритовые породы; 6 - щелочные дайки; 7 - ийолиты и мельтей-

Литература: Г.Г.Моор (1957); Е.Л.Бутакова (1958); Е.Л.Бутакова, Л.С.Егоров (1962).

Массив площадью 56 км² имеет форму асимметричного субвертикального штока сложного строения. Центр его сложен ийолитами-мельтейгитами, содержащими ксенолиты оливинитов и с востока окаймленными пироксенитами (см. фиг. 48). Вмещающие кембро-синийские карбонатные породы вблизи контактов массива приподняты, ороговикованы и образуют асимметричный купол. Массив пермо-триасового возраста.

Оливиниты сложены слабожелезистым форстеритом и содержат примесь флогопита, авгит-диопсида, серпентина, титаномагнетита. На внешних контактах они местами ослоденелы и мелилитизированы или пироксенизированы. Пироксениты сложены авгит-диопсидом и флогопитом, с примесью титаномагнетита и перовскита. В зоне, прилегающей к ийолитам, они интенсивно раздроблены, ослоденелы, нефелинизированы и содержат примесь апатита и шорломита. Ийолиты-мельтейгиты сложены авгит-диопсидом и нефелином в переменных соотношениях и постоянно содержат биотит, шорломит, примесь сфена, катафорита, апатита и кальцита.

Мелкие жилы крупнозернистых пегматитов ийолитов и нефелиновых сиенитов содержат акцессорные минералы: эвдиалит, ловчоррит, ринколит. К восточному контакту ийолитов приурочены тела мелилитовых пород, содержащих также авгит-диопсид, нефелин, флогопит, титаномагнетит и шорломит. В центре массива развиты мелкие линейные дайки нефелиновых и щелочных сиенитов и кальцитовых карбонатитов, содержащих эгириин, флогопит, микроклин.

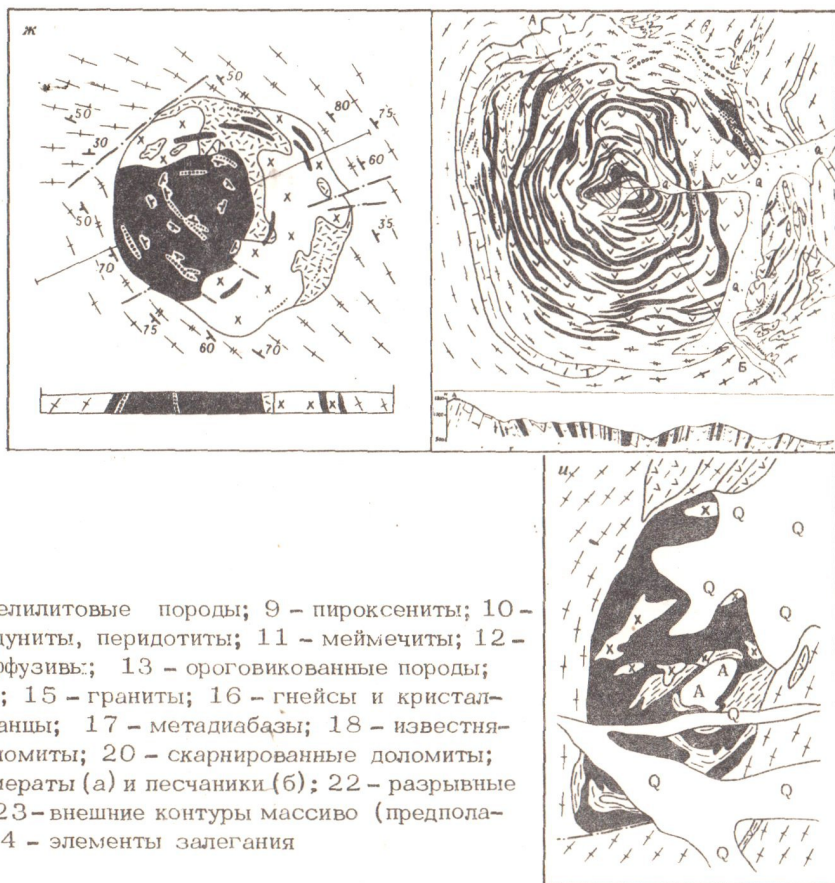


Таблица 26

Минеральные ассоциации Одихинчи

Породы	Минералы
Оливиниты	Форстерит, авгит, флогопит, титаномагнетит, перовскит
Пироксениты	Авгит-диопсид, флогопит, титаномагнетит, апатит
Мелилитовые породы	Мелилит, флогопит, авгит-диопсид, шорломит, апатит, титаномагнетит
Ийолиты, мельтейгиты	Авгит-диопсид, нефелин, биотит, апатит, сфен
Нефелиновые сиениты	Нефелин, микроклин, альбит-олигоклаз, эгирин-авгит, сфен, циркон, эвдиалит, апатит, ловчоррит, ринколит
Карбонатиты	Кальцит, доломит, эгирин, флогопит, микроклин, анкилит, пирит

В массиве известно около 30 минералов (табл.26), из которых наиболее характерны – пироксен, нефелин, мелилит.

69. Маган

Литература: Е.Л.Бутакова (1958); Е.Л.Бутакова, Л.С.Егоров (1962).

Массив площадью 42 км² имеет форму овального вертикального штока, вытянутого в меридиональном направлении. Он сложен ийолитами и карбонатитами (в центральной части). Массив прорван мелкими дайками нефелиновых сиенитов (см.фиг.48). Вмещающие синийские терригенно-карбонатные отложения образуют купол вокруг массива; вдоль контакта они орговикованы.

Ийолиты-мельтейгиты слагают свыше 85% площади массива. Они мелко- и среднезернистые, имеют переменный состав и содержат ксенолиты перекристаллизованных, ослоденелых и нефелинизированных пироксенитов. Ийолиты сложены авгит-диопсидом и нефелином, с примесью шорломита, биотита и кальцита. Многочисленные дайки нефелиновых и щелочных сиенитов, конформные контакту массива, развиты в его северной периферической зоне. Они сложены микроклином, нефелином, эгирином-авгитом, биотитом и содержат примесь сфена, циркона, канкринита.

Карбонатиты и связанные с ними пространственно флогопит-магнетитовые породы приурочены к центру массива. Карбонатиты (ранние) образуют вертикальный шток мощностью свыше 1,1 км. Они сложены кальцитом с примесью магнетита, флогопита, апатита, диопсида, доломита. Многочисленные мелкие линейные жилы карбонатитов того же состава широко развиты вокруг штока. Вмещающие ийолиты вокруг них перекристаллизованы, местами ослоденелы и окаймлены биотит-кальцитовой меланократовой оторочкой с повышенным содержанием апатита.

В массиве известно 22 минерала, из которых наиболее характерны авгит-диопсид, кальцит, нефелин. Характерные элементы: Са, Na.

70. Ессей

Литература: К.П.Шувалова и др. (1970).

Массив площадью 6 км² прорывает синийскую карбонатную толщу. Он имеет овальную форму и четкую концентрическую зональность. Ранние щелочные породы (ийолиты) сохранились в нем лишь в виде редких реликтов площадью 134

менее 1 км², а преобладающей породой являются ранние карбонатиты. Среди них располагается кольцевая зона апатит-форстерит-магнетитовых пород. Карбонатиты слагают крутой округлый шток, непосредственно прорывая вмещающие породы. Шток сложен среднезернистой кальцитовой массой с равномерно рассеянными в ней магнетитом, форстеритом, флогопитом и апатитом. Карбонатиты местами полосчатые и в них чередуются полосы более и менее богатые магнетитом и апатитом. Полосчатость крутая, конформна внешним контактам штока.

В центре среди карбонатитов располагается кольцевая зона карбонатизированных апатит-форстерит-магнетитовых пород. Они массивны, местами полосчатые и содержат прожилки кальцита. Среди этих пород неравномерно развит натечный или сплошной штаффелит радиально-лучистого строения. В штаффелитизированных участках, часто кавернозных, флогопит вермикулитизирован, форстерит серпентинизирован.

На массиве развита мощная толща рыхлых отложений, местами перемытых. В штаффелитовой зоне и ее коре выветривания содержание P₂O₅ весьма высоко. Здесь обнаружены многочисленные гипергенные фосфаты Са, Al и Fe³.

В массиве известно около 20 минералов, из них наиболее характерны - кальцит, форстерит, апатит, штаффелит, крандаллит и вавеллит. Местами в коре выветривания образовались линзы и неправильные тела лимонита с примесью пиролюзита и псиломелана. Штаффелит и апатит образуют в массиве значительные скопления. Особенно высокие концентрации P₂O₅ отмечены в коре выветривания и ее перемытых участках.

Саяны (71—73)

71. Нижнесаянский

Литература: А.А. Фролов (1960, 1972); В.С. Гайдукова и др. (1962), Ю.Л. Капустин (1973).

Массив площадью 17 км² расположен в Восточном Саяне, в пределах поперечного Ярминского поднятия, осложняющего Урикско-Ийский грабен верхнепротерозойского возраста, и приурочен к ядру крутой антиклинали, сложенной сланцами. Массив представляет собой асимметричный овальный вертикальный шток, вытянутый в северо-западном направлении (см. фиг. 48) параллельно простиранию вмещающей антиклинали. Вмещающие песчаники, сланцы и конгломераты интенсивно фенитизированы на расстоянии до 1 км от контакта и превращены в кавернозные пироксен-полевошпатовые породы. Возраст предположительно нижнепалеозойский.

Массив имеет четко выраженное концентрически-зональное строение. Периферическая зона его сложена ийолитами (35%), а центр - карбонатитами. Наиболее древние породы массива - пироксениты сохранились в виде отдельных блоков (до 1 км в поперечнике) среди ийолитов. Пироксениты сложены авгит-диопсидом и содержат флогопит, титаномагнетит, перовскит. С периферии блоки их нефелинизированы, ослоденелы и обогащены апатитом. Ийолиты сложены авгит-диопсидом и нефелином; содержат биотит и шорломит. В центре ийолиты перекристаллизованы и кальцитизированы. Они приобретают пегматоидное неравномерное строение и содержат до 30% кальцита, рассеянные апатит, сфен, кальдиртит и шорломит.

Карбонатиты образуют зональный конический шток в центре массива. Периферическая зона штока (свыше 60% его площади) сложена кальцитовыми (ранними) карбонатитами, внутри которых располагается мощное (свыше 600 м) линейное (меридиональное) тело поздних доломит-анкеритовых карбонатитов. Ранние карбонатиты двухстадийные и имеют выдержанное равномерное строение и лейкократовый состав. Во внешних зонах эти породы часто полосчатые и содержат мелкие "слои" и линзовидные скопления темноцветных минералов.

Таблица 27

Минеральные ассоциации Нижнесаянского массива

Породы	Минералы
Пироксениты	Авгит-диопсид, титаномagnetит, флогопит, перовскит, апатит
Ийолиты	Авгит-диопсид, нефелин, шорломит, биотит, кальцит, сфен, апатит
Пикриты	Форстерит, флогопит, авгит, кальцит, мелилит, апатит, баркевикит, перовскит, магнетит
Карбонатиты	
ранние	Кальцит, флогопит, диопсид, форстерит, магнетит, апатит, клиногумит, дизаналит, гатчеттолит, кальциртит, пирохлор, рихтерит, тетраферрифлогопит
поздние	Анкерит, доломит, сидерит, барит, кварц, колумбит, пирит, стронцианит, паризит, бастнезит, хуанхит, флоренсит, монацит, бербанкит

Полосчатость ориентирована параллельно внешним контактам штока. Эти породы сложены кальцитом и содержат флогопит, магнетит, форстерит, диопсид, апатит, акцессорные – пирохлор, гатчеттолит, кальциртит, дизаналит. Вдоль отдельных линейных зон катаклаза (северо-западного простирания) в них развиты рихтерит, тетраферрифлогопит, циркелит, доломит. Первичный пирохлор в этих зонах осветлен, кристалличен и почти лишен Ta, Th, U и TR. Среди ранних карбонатитов встречены ксенолиты и секущие жилы пикритовых порфиритов, сложенных форстеритом, авгитом, флогопитом, кальцитом с примесью мелилита, апатита, перовскита, хромомagnetита, пирротина, пирита.

Поздние карбонатиты образуют секущее линейное тело меридионального простирания и метасоматически развиваются по ранним. В зонах контакта этих пород широко развита анкеритизация. Ранние карбонатиты замещаются агрегатом доломита и анкерита; магнетит в них замещен пирротинном, а пирохлор – ферсмитом и колумбитом. Октаэдрические псевдоморфозы этих минералов по пирохлору присутствуют во всей краевой зоне анкеритового тела. Поздние карбонатиты содержат фторкарбонаты редких земель, колумбит, стронцианит, барит, монацит, флоренсит, флюорит, хлорит, пирит, сфалерит, галенит, молибденит.

В массиве в настоящее время известно 86 эндогенных минералов (табл. 27) и свыше 40 гипергенных. Наиболее характерные минералы: кальцит, анкерит, пирохлор, апатит, паризит, монацит, кальциртит, гатчеттолит. Характерные элементы: Ca, P, Nb, TR.

На массиве развита мощная кора выветривания. Рыхлые отложения мало распространены на силикатных породах, но в центре массива на карбонатитах мощность их превышает 20 м. В них концентрируются остаточные минералы – апатит, магнетит, гидрослюда и акцессорные ниобаты. Кора сложена нонтронит-монтмориллонитовой массой с примесью лимонита, прочих минералов Fe, Mn, TR, P. Местами кора перемята и образовались россыпи остаточных минералов. При переносе редкометалльных минералов и апатита потоками эти минералы быстро разрушаются: ореол сноса не превышает 2 км вниз по долине.

72. Верхнесаянский

Литература: А.А. Фролов и др. (1969); Ю.Л. Капустин (1971).

Массив площадью около 7 км² находится в 18 км от предыдущего массива. Он представляет собой шток, вытянутый в северо-западном направлении и круто падающий к северо-востоку (фиг. 48). Вмещающие сланцы протерозойского возраста слагают антиклинорий северо-западного простирания и фениitizedы вокруг массива в зоне шириной до 500 м. В лежащем (южном) боку массива они интенсивно альбитизированы и превращены в микроклин-альбитовую породу, содержащую кальцит, пирит, канкринит, биотит, анкерит и равномерно рассеянную вкрапленность аксессуарных гатчеттолита и колумбита.

Форма массива определяется строением вмещающего антиклинория. Массив состоит из системы линейных тел нефелиновых сиенитов и карбонатитов, вытянутых в северо-западном направлении. Наиболее древние породы – ийолиты образуют небольшое (мощностью до 200 м) крутое тело на юго-восточном контакте. Они сложены авгит-диопсидом, нефелином и содержат биотит, кальцит, шорломит, микроклин, апатит, сфен; породы интенсивно раздроблены и карбонатизированы.

Нефелиновые сиениты слагают свыше 25% площади массива и представлены двумя последовательно внедрившимися разновидностями: равнозернистыми и порфиридовидными. Обе разновидности сложены микроклином, нефелином, альбитом, биотитом и содержат примесь канкринита, эгирина, сфена, циркона, пирита. Почти на всей площади нефелиновые сиениты раздроблены, пересечены жилами карбонатитов и карбонатизированы. В них развиты пироксен, альбит, канкринит, кальцит; нефелин местами серицитизирован.

Карбонатиты занимают свыше 70% площади массива, образуя мощный шток, оканчивающийся на флангах системой параллельных линейных тел, ориентированных в северо-западном направлении. Выделено два типа карбонатитов: ранние и поздние. Ранние карбонатиты двухстадийные (табл. 28). Они образуют внешнюю и северо-западную части карбонатного штока, сложены кальцитом, эгирином-диопсидом, биотитом, апатитом и содержат аксессуарные гатчеттолит, пироклор, циркон, пирит, микроклин. Поздние карбонатиты образуют тело неправильной формы в центре массива. Они метасоматически развиваются по ранним, с сохранением структур и текстур последних, и сложены анкеритом, доломитом, с примесью бербанкита, хлорита, анкилита, колумбита, анатаза, канкринита, циркона, альбита.

В массиве установлено 36 минералов. Наиболее характерные из них – эгирин-диопсид, нефелин, микроклин, кальцит, гатчеттолит. Характерные элементы: Na, Ca, Ta, P.

Таблица 28

Минеральные ассоциации Верхнесаянского массива

Породы	Минералы
Ийолиты	Авгит-диопсид, нефелин, биотит, шорломит, микроклин, кальцит, сфен, апатит
Нефелиновые сиениты	Микроклин, альбит, нефелин, биотит, эгирин-диопсид, канкринит, сфен, циркон, кальцит
Карбонатиты	
ранние	Кальцит, эгирин-диопсид, биотит, апатит, гатчеттолит, пироклор, циркон, пирит, пирротин, арфведсонит
поздние	Анкерит, доломит, канкринит, колумбит, бербанкит, анкилит, пирит, галенит, альбит

Литература: А.А. Фролов, Ю.А. Багдасаров (1967).

Массив площадью около 9 км² расположен в Саянах поблизости от рассмотренных выше интрузий. Он представляет собой округлый шток, прорывающий сланцы протерозойского возраста, фенитизированные в радиусе до 500 м. Шток имеет сложную форму и сложен преимущественно щелочными сиенитами (содержащими ксенолиты ийолитов) и прорывающими их карбонатитами (см. фиг. 48). Наиболее древние породы – ийолиты встречаются в виде крупных (свыше 500 м) ксенолитов среди сиенитов и представляют собой мелкозернистые породы, сложенные авгит-диопсидом и нефелином с примесью апатита, кальцита, биотита, сфена. Ийолиты перекристаллизованы, местами карбонатизированы; нефелин в них серицитизирован. Щелочные равнозернистые сиениты занимают до 50% площади массива. Они сложены микроклином, биотитом и содержат эгирин-диопсид, флюорит, серицит, циркон и кальцит. Среди сиенитов и в окружающем их фенитовом ореоле широко развиты мелкие дайки пикритов, тингуаитов, нефелинитов.

Карбонатиты слагают вертикальный шток, прорывающий сиениты. Ранние карбонатиты занимают свыше 60% площади карбонатного штока. Они сложены кальцитом и содержат биотит, эгирин-диопсид, пироксенол, апатит, циркон и арфведсонит. Поздние карбонатиты в осевой части штока метасоматически развиваются по ранним и образуют среди них ряд мощных (до 200 м) жил. Они сложены анкеритом и доломитом; содержат кальцит, хлорит, кварц, барит, флюорит, гематит, эгирин, паризит, бастнезит. Встречаются отдельные мощные жильные тела, сложенные флюоритом (до 90%) и гематитом (10–20%), с незначительной примесью карбонатов.

В массиве известно 36 минералов (табл. 29). Наиболее характерные из них: микроклин, альбит, флюорит, гематит. Характерные элементы: К, F.

Поздние карбонатиты имеют промышленное значение как источник флюорита.

Таблица 29

Минеральные ассоциации Большеатагинского массива

Ийолиты	Щелочные сиениты	Карбонатиты	
		ранние	поздние
Авгит-диопсид, нефелин, биотит	Микроклин, биотит, пирит, диопсид, альбит, кальцит, флюорит, циркон	Кальцит, биотит, эгирин-диопсид, апатит, магнетит, пироксенол, пирит	Анкерит, доломит, гематит, флюорит, пирит, кварц, паризит, монацит

Алдан (74–75)

74. Арбарастах

Литература: С.П. Стоялов (1961).

Массив площадью около 42 км² располагается в ядре куполовидной Юдомской антиклинали восточного края Алданского щита, сложенной протерозойской гнейсово-карбонатной толщей. Массив имеет форму округлого штока и сложен преимущественно пироксенитами, пересеченными телами щелочных пород и карбонатитов (фиг. 48). Возраст массива верхнепалеозой-мезозойский.

Пироксениты – наиболее древние породы образуют вертикальный шток, занимая до 75% площади массива. Они неравномерно-зернистые и сложены авгит-диопсидом, флогопитом, титаномагнетитом, с примесью апатита. Вблизи

Таблица 30

Минеральные ассоциации Арбарастаха

Пироксениты	Ййолиты	Сиениты	Карбонатиты	
			ранние	поздние
Авгит-диопсид, титаномагнетит, флогопит, апатит	Авгит-диопсид, нефелин, биотит, апатит, шорломит, магнетит, альбит	Микроклин, альбит, нефелин, канкринит, пироксен, биотит, кальцит	Кальцит, диопсид, форстерит, хондродит, флогопит, магнетит, апатит, пирохлор	Анкерит, доломит, барит, хлорит, хуанцит, стронцианит, бастнезит, паризит

восточного контакта в пироксенитах располагается дугообразная зона ийолитов-мельтейгитов, вокруг которых пироксениты интенсивно нефелинизированы, ослюденелы и амфиболитизированы. Ййолиты образуют также многочисленные дайки.

В массиве и за его пределами (среди фенитов) широко развиты дайки щелочных и нефелиновых сиенитов, а также системы мощных (до 200 м) конических жил ранних карбонатитов и редкие маломощные жилы поздних карбонатитов. В центре пироксенитового штока расположен более мелкий (до 1 км в поперечнике) округлый конический шток магнетит-форстеритовых пород, пересеченных карбонатитами. Магнетит-форстеритовые породы содержат также хондродит (до 30%), флогопит, апатит. Местами они интенсивно кальцитизированы и серпентинизированы.

Ранние карбонатиты образуют четко выраженную систему конически-кольцевых жил, развитых вокруг геометрического центра массива (шток магнетит-форстеритовых пород) и падающих внутрь. Фокальный центр этой системы располагается на глубине 2,5-3 км. Эти карбонатиты чрезвычайно выдержанного состава и строения сложены кальцитом и содержат перовскит, пирохлор, флогопит, форстерит, магнетит, рихтерит, диопсид, бадделейт. Поздние анкеритовые карбонатиты развиты мало и содержат карбонаты TR, Sr и Ba (табл.30). Характерны минералы: хондродит, пирохлор. Характерные элементы: Ca, Nb, TR.

75. Озерный

Литература: Т.Б.Здорик, Б.Е.Рунов (1961); А.И.Гинзбург, Е.М.Эпштейн (1968).

Массив площадью около 6 км² расположен в восточной части Алданского шита. Имеет форму округлого штока и прорывает синийские карбонатно-терригенные отложения (см.фиг.48). Определения абсолютного возраста по пирохлору дают рифейский возраст. По геологическим данным возраст - верхнепалеозойский (карбон). Строение массива простое: на 70% он сложен карбонатитами, среди которых сохранились отдельные крупные (до 0,6 км) блоки измененных нефелин-канкринитовых сиенитов, ийолитов и пироксенитов. Пироксениты и ийолиты сложены диопсидом, флогопитом с примесью магнетита и нефелина. Они апатитизированы, ослюденелы, кальцитизированы и сохранились лишь в виде редких реликтов. Сиениты сложены микроклином, альбитом, нефелином, канкринитом, биотитом; они раздроблены, пересечены карбонатитами, карбонатизированы и флогопитизированы.

Карбонатиты представлены двумя типами: ранними и поздними, причем ранние карбонатиты резко преобладают. Ранние карбонатиты слагают крутой

Таблица 31

Минеральные ассоциации Озерного массива

Сиениты	Карбонатиты	
	ранние	поздние
Микроклин, канкринит, нефелин, биотит, эгирин, кальцит, альбит	Кальцит, магнетит, биотит, диопсид, дизаналит, кальциртит, циркелит, пироклор, форстерит, доломит	Анкерит, доломит, барит, хлорит, стронцианит, бербанкит, ортит, паризит, бастнезит

шток, наклоненный к востоку. Они четко полосчатые параллельно внешнему контакту штока, сложены кальцитом, пироксеном, флогопитом, магнетитом, апатитом и содержат акцессорные пироклор, циркелит, бадделит, дизаналит, кальциртит. Поздние анкеритовые карбонатиты слагают в центре массива систему субмеридиональных линейных жил, окруженную широким ореолом анкеритизации. Эти карбонатиты сложены анкеритом, сидеритом, доломитом, хлоритом, баритом (табл. 31) и метасоматически развиваются по ранним породам. Известны отдельные баритовые жилы. Характерные минералы: канкринит, кальцит, пироклор, циркелит, кальциртит. Характерные элементы: Ca, TR, Nb, Zr.

76. Кокшаровка

Литература: М.Г. Руб, В.В. Левицкий (1962); Б.Л. Залищак (1969).

Массив площадью 22 км² расположен в южной части Сихотэ-Алинского антиклинория (Ю. Приморье), имеет пластообразную форму и размеры 15 × 1 км, прорывает и метаморфизует вулканогенно-осадочные отложения (основные и средние эффузивы и алевролиты) верхнего палеозоя. Возраст массива – мезозойский.

Ультраосновные породы занимают центральную часть массива (около 90% его объема). Они представлены в основном измененными (биотитизированными и керсутитизированными), крупнозернистыми и пегматоидными перовскитовыми пироксенитами, редко якупирангитами. Нефелинсодержащие породы образуют дайки мощностью до 30 м при длине до 100 м и небольшие штокообразные тела. Они представлены гастингсит-авгитовыми мельтейгитами, Са-эгириновыми фойяитами, биотитовыми миаскитами, эгириновыми луявритами, тингуаитами, нефелин-сиенитовыми пегматитами и сиенитами. Наиболее распространены луявриты и пегматиты, содержащие эвдиалит, лампрофиллит, апатит. Установлены дайки эвдиалитовых луявритов с лампрофиллитом. Последовательность формирования пород: пироксениты – фойяиты – луявриты.

Пегматиты распространены очень широко. Их мощность не превышает 30 см. Располагаются в пироксенитах и сиенитах в виде линзовидных и неправильной формы тел. Имеют эгирин-нефелин-микроклиновый состав; акцессории – биотит, гастингсит, циркон, апатит, сфен, магнетит, ильменит, эвдиалит. Альбититы развиты по нефелиновым сиенитам и пегматитам. В зонах альбитизации образуются мелкозернистые анальцит-альбитовые и альбитовые породы почти без темноцветных минералов, но иногда со сфеном, апатитом, цирконом и эвдиалитом.

Карбонатиты слагают неправильно-овальное тело размером до 1 км среди пироксенитов. Они представляют собой среднезернистые массивные кальцитовые породы с апатитом (до 20%) и сфеном.

С корой выветривания биотитсодержащих пироксенитов связано вермикулитовое месторождение. Характерные минералы массива: эвдиалит, лампрофиллит, перовскит, апатит, флогопит. Характерные элементы: Zr, Ti, Mg.

77. Палабора

Литература: H.D.Russel, S.A.Niemstra, D.Groeneveld (1954); O.F.Tuttle, I.Gittins (1966); E.Wm. Heinrich (1970).

Массив площадью свыше 20 км² расположен в ЮАР. Представляет собой овальный асимметричный шток, вытянутый в меридиональном направлении (фиг. 49). На 60% шток сложен пироксенитами, пересеченными в центре штоком карбонатитов и в северной части — штокообразным телом и отдельными жилами форстерит-слодяных пород. Вмещающие докембрийские граниты вокруг массива фенитизированы в зоне мощностью до 1 км. Породы массива пересечены многочисленными дайками долеритов, имеющими региональное распространение. Возраст массива докембрийский или палеозойский. Пироксениты сложены авгит-диопсидом и содержат примесь флогопита, титаномагнетита, а в приконтактовой зоне — полевого шпата.

Форстерит-слодяные породы образуют 2 штока среди пироксенитов и имеют пегматоидное строение. Внешние зоны их содержат пироксен (реликтовый); к центру возрастает содержание форстерита, магнетита и апатита. В южном штоке эти породы слагают внешнюю зону, окружающую тело карбонатитов. Магнетит-форстерит-apatитовые породы содержат также карбонаты и сульфиды; форстерит в них серпентинизирован. На поверхности слюда представлена вермикулитом. В более глубоких зонах, вероятно, он сменяется флогопитом (по аналогии с массивами СССР). Ранние карбонатиты слагают осевую часть центрального тела магнетит-форстеритовых пород, образуя вертикальный шток. Они сложены кальцитом и содержат флогопит, магнетит, апатит, форстерит и реже доломит. В центре карбонатитового штока развита система линейных жил поздних карбонатитов, сложенных доломитом и анкеритом и содержащих богатую вкрапленность сульфидов. Сульфиды распределены неравномерно и преимущественно концентрируются в мелких прожилках, пересекающих магнетит-форстеритовые породы.

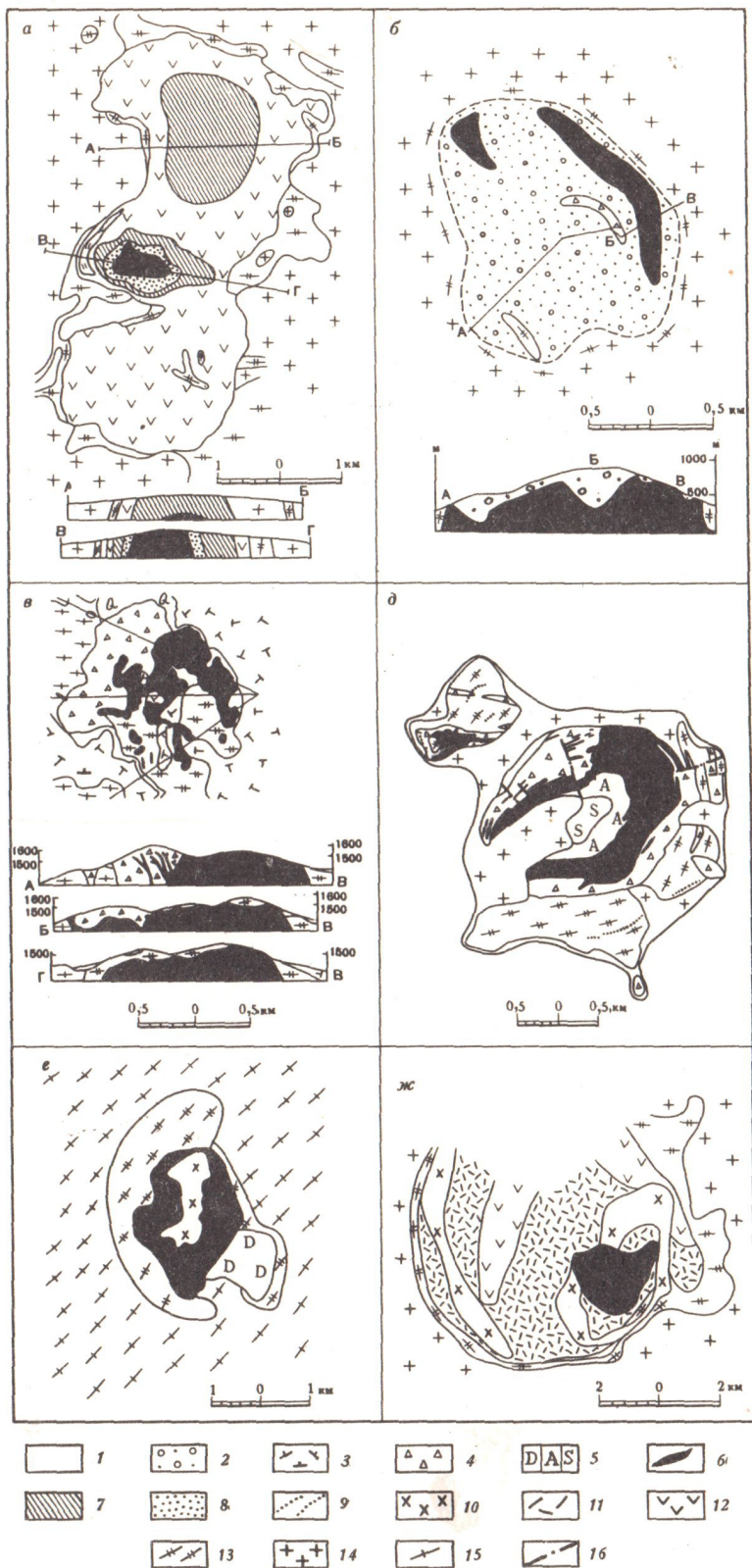
В массиве известно 30 минералов (табл. 32). Наиболее характерные из них — сульфиды. Характерные элементы: S, Mg, Fe, P, Cu, Ni.

В массиве в настоящее время разрабатывается сульфидоносная зона, содержащая крупные запасы меди, из которой извлекаются медь, никель и попутно — фосфор и железо. В элювиальных отложениях здесь заключены значительные запасы титаномагнетита, бадделеита, вермикулита и апатита.

Таблица 32

Минеральные ассоциации Палаборы

Пироксениты	Фоскориты	Карбонатиты	
		ранние	поздние
Авгит-диопсид, Fe-флогопит, титаномагнетит	Форстерит, флогопит, магнетит, апатит	Кальцит, магнетит, форстерит, бадделеит, флогопит	Доломит, пирротин, пирит, халькопирит, бравоит, валлериит, линнеит, джерфиширит



Фиг. 49. Массивы ультраосновных пород и карбонатитов Африки

а - Палабора (Russel a.o., 1954), б - Мрима (Coetzee, Edwards, 1959), в - Мбеа (Fick, Van der Heyde, 1959), г - Тундулу (Garson, 1962), д - Чилва (Garson, 1962)

Литература: A.P.Fawley, T.C.James (1959); L.I.Fick, C.Van der Heide (1959)

Карбонатитовый массив площадью около 2 км² расположен в Танзании. Прорывает докембрийские гнейсы и имеет форму асимметричного овального штока (см. фиг. 49). Карбонатиты содержат обильные ксенолиты вмещающих фенитизированных гнейсов и окружены кольцевой зоной "агломерата" – брекчированных и карбонатизированных фенитов. Фениты представляют собой мелкозернистые массивные полевошпатовые породы с биотитом и пироксеном. Возраст массива, вероятно, палеозойский (докаррусский), но возможно – докембрийский.

Агломераты (брекчии) и карбонатизированные фениты занимают большую площадь и, вероятно, являются прикровлевой частью гораздо более мощного тела карбонатитов (до 3 км в диаметре). В приконтактовой зоне фениты ослонены. В массиве практически полностью отсутствуют щелочные и ультраосновные силикатные породы.

Карбонатиты представлены преимущественно кальцитовой разновидностью (ранние), четко полосчатые и содержат магнетит, апатит, пироксид, флогопит, микроклин, альбит. В агломератах (брекчиях) внешней зоны содержание силикатов, особенно реликтовых полевых шпатов и биотита, значительно возрастает. В кальцитовых карбонатитах развиты прожилки и скопления доломита, анкерита, сидерита, родохрозита с редкими – пандаитом, пирротином, пиритом и приконтактовым замещением пироксидов ранних карбонатитов ферсмитом и колумбитом.

В массиве известно около 30 минералов; наиболее характерные из них – пандаит, колумбит, ферсмит. Характерные элементы: Ca, Nb, Ba.

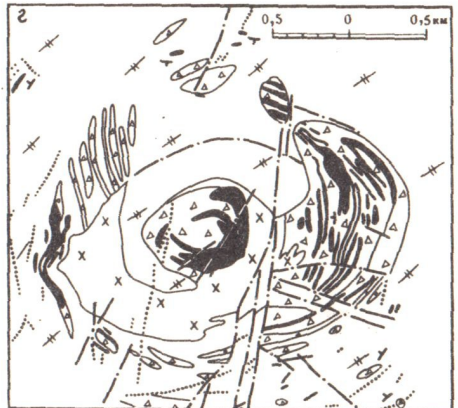
79. Мрима

Литература: G.L.Coetzee, C.V.Edwards (1959).

Массив площадью около 1 км² нацело сложен карбонатитами (см. фиг. 49). Расположен в Кении. Возраст, вероятно, мезозойский. Карбонатиты в виде округлого штока прорывают верхнепалеозойские аргиллиты формации Карру, фенитизированные в приконтактовой зоне. Карбонатиты массивные или агломератовые (в краевой зоне). Резко преобладают массивные кальцитовые породы с магнетитом, флогопитом, апатитом и постоянной вкрапленностью пироксидов (ранние карбонатиты).

Smith, 1958), e – Луэц (Meyer, Béthune, 1960), ж – Спизкоп (Strauss, Truter, 1951).

1 – четвертичные отложения; 2 – коры выветривания; 3 – эффузивы и агломераты; 4 – брекчии; 5 – поздние карбонатиты (D – доломитовые, A – анкеритовые, S – сидеритовые); 6 – ранние кальцитовые и нерасчлененные карбонатиты; 7 – апатитомагнетит-форстеритовые породы; 8 – карбонатизированные породы; 9 – щелочные дайки; 10 – нефелиновые и канкринитовые (Луэц) сиениты; 11 – иолиты и мельтейгиты; 12 – пироксенины; 13 – фениты и фенитизированные породы; 14 – граниты; 15 – гнейсы и кристаллические сланцы; 16 – разрывные нарушения



Известны доломитовые разновидности карбонатитов (поздние), содержащие барит и флоренсит. Выходы карбонатитов покрыты площадной корой выветривания мощностью до 180 м. В ней исключительно высоки концентрации Nb_2O_5 ; P_2O_5 , SrO, BaO и Ti_2O_3 . В коре выветривания увеличивается содержание пирохлора, частично превращенного в порошковатые продукты.

В массиве известно около 30 минералов; наиболее характерные из них — кальцит, апатит, пирохлор. Характерные элементы: Ca, Nb, P.

В массиве разведывалось пирохлоровое месторождение, содержащее также значительные количества апатита, минералов Sr и Ba, но пирохлор в рыхлых отложениях сильно изменен и плохо извлекается.

80. Тундулу

Литература: M.S.Garson (1963, 1965, 1966).

Массив юрско-мелового возраста расположен в Малави. Имеет четкое коническо-кольцевое строение. В центре его располагается конический шток карбонатитов с системой мощных жильных тел щелочных пород и карбонатитов, развитых вокруг него на площади около 8 км² (см. фиг. 49). Жильный щелочной комплекс прорывает гранито-гнейсы докембрия, интенсивно фенитизированные в радиусе свыше 2,5 км. Центральный шток зонален. С внешней северо-западной стороны он сложен дугообразной дайкой нефелиновых сиенитов. Центр его представлен карбонатитами и агломератом. Вокруг штока располагается система концентрических кольцевых и дугообразных жил карбонатитов, зон карбонатной брекчии и агломерата. Все они падают к центру массива и приурочены к различным системам коническо-кольцевых трещин. Встречены единичные радиальные и дугообразные дайки щелочных пород (фонолитов, фойяитов, ийолитов и др.). Нефелиновые сиениты — наиболее древние породы массива. Они сложены нефелином, микроклином, пироксенном и биотитом, содержат канкринит. На контакте с карбонатитами они карбонатизированы и пересечены карбонатными прожилками.

Карбонатиты представлены сложным комплексом пород, включающим агломераты и карбонатизированные брекчии. Ранние кальцитовые карбонатиты образуют внешнюю зону центрального штока и агломераты. Они полосчато-фиюидальные, содержат ксенолиты вмещающих пород и сложены кальцитом, апатитом, эгирином и биотитом. Поздние карбонатиты образуют внутреннюю зону штока и системы многочисленных жильных тел в нем или за его пределами. Вероятно, они частично метасоматически развиваются по ранним, наследуя их пространственную структуру и текстуру. Поздние карбонатиты сложены сидеритом, кальцитом, анкеритом и содержат апатит, бастнезит, флоренсит, синхизит, флюорит и сульфиды.

В массиве известно 42 минерала; из них наиболее характерные — бастнезит, синхизит, сидерит. Характерные элементы: Ca, Ti, F, P.

81. Чилва

Литература: M.S.Garson (1958, 1965, 1966).

Массив (юрско-мелового возраста) площадью около 10 км² расположен в Малави. Представляет собой округлый конический карбонатитовый шток, прорывающий докембрийские гнейсы и граниты, фенитизированные в приконтактовой зоне (см. фиг. 49).

Шток обладает четкой концентрической зональностью и сложен рядом пород, отличающихся по составу основного породообразующего карбоната. Внешняя зона представляет собой агломерат-брекчию вмещающих фенитизированных пород. Периферическая зона (мощностью свыше 800 м) карбонатитового штока сложена кальцитовыми карбонатитами (севитами), обладающими четкой кон-

центрической полосчатостью и содержащими пироксен, апатит, магнетит, флогопит, рутил, пирохлор. Эти карбонатиты отвечают раннему типу.

В массиве выделены также пирохлорсодержащие карбонатиты, пересекающие массивные кальцитовые породы штока. Эти карбонатиты содержат также апатит, рихтерит, тетраферрифлогопит и флогопит. Вероятно, эти породы не образуют самостоятельных тел, а развиваются метасоматически по ранним карбонатитам по зонам кольцевых разломов в их штоке.

Центральная часть карбонатного штока представлена мощной (свыше 1,5 км) зоной позднего карбонатита, периферическая часть которого сложена анкеритом, а осевая – сидеритом. Отдельные кристаллы, жилы и прожилки анкерита и сидерита развиты во внутренней зоне кальцитовых карбонатитов. Анкеритовые и сидеритовые породы содержат рассеянные пирит, синхизит, кварц, флюорит, барит, микроклин, флоренсит, бастнезит и, вероятно, реликтовые – апатит, магнетит, пирохлор. Вокруг карбонатного штока известны многочисленные радиальные и дугообразные дайки нефелиновых сиенитов, ийолитов, нефелинитов, альбейтов, фонолитов и щелочных лампрофиров.

В массиве встречено 25 минералов, из них наиболее характерны – кальцит, анкерит, сидерит, флоренсит. Характерные элементы: Ca, Mg, Fe, C, TR.

82. Луэн

Литература: P. Béthune, A. Meyer (1957); A. Meyer, P. Béthune (1960).

Массив площадью около 6 км² расположен в Республике Заир. Имеет форму искаженного эллиптического штока, прорывающего протерозойские сланцы серии Урунди (см. фиг. 49). Возраст массива, вероятно, мезозойский. Шток сложен карбонатитами, среди которых в центре сохранился крупный блок канкринитовых сиенитов. Вмещающие сланцы фенитизированы в полосе шириной до 1 км. Наиболее древние породы – канкринитовые сиениты сложены микроклином, биотитом, альбитом и канкринитом призматического облика (первичным).

Карбонатиты представлены двумя типами: кальцитовыми (ранние) и доломитовыми (поздние), развивающимися по кальцитовым. В кальцитовых породах содержатся: эгирин, биотит, апатит, микроклин, альбит, пирохлор; в доломитовых карбонатитах встречен апатит.

В массиве известно 19 минералов; из них наиболее характерные – канкринит, кальцит, пирохлор, луешит. Характерные элементы: Ca, Na, Nb. В массиве разведывалось богатое пирохлоровое месторождение.

83. Канганкунде

Литература: O. F. Tuttle, J. Gittins a.o. (1966)

Массив площадью около 0,5 км² расположен в Малави. Представляет собой систему вертикальных линейных карбонатитовых тел, вытянутых в меридиональном направлении. К северу и югу от него известны два других мелких жильных поля. Вмещающие докембрийские гнейсы фенитизированы вокруг массива на расстоянии до 800 м. Массив юрско-мелового возраста.

Центральная система тел целиком сложена карбонатитами, окаймленными зоной полевошпатовых брекчий и агломерата мощностью до 200 м. Жилы практически нацело сложены поздними доломито-анкеритовыми карбонатитами. Ранние карбонатиты не известны. Осевая зона жил сложена более железистыми породами; в них мало полевого шпата (вероятно, реликтового), содержание которого резко возрастает к периферии.

Карбонатиты содержат флогопит, апатит, полевые шпаты, редкоземельные минералы, магнетит, гематит, перовскит, ильменит, анатаз, кварц, пирохлор, кальцит, доломит, анкерит, сидерит, родохрозит, бастнезит, паризит, стронцианит, апатит, флоренсит, монацит, хлорит, селлаит, флюорит.

Характерные минералы массива: анкерит, флоренсит, монацит, стронцианит, бастнезит. Характерные элементы: TR, Sr.

В массиве разведано монацитовое и стронцианитовое оруденение.

84. Олдоиньо Ленгаи

Литература: C.G.V.Bois a.o. (1963); O.F.Tuttle, I.Gittins (1966); I.B. Dawson (1962).

Олдоиньо Ленгаи – современный вулкан, изливающий щелочные и щелочно-карбонатные лавы, расположен в Танзании. Вулканическое жерло прорывает протерозойские гнейсы, фенитизированные вокруг него в радиусе до 1 км. Вулкан имеет насыпной конус высотой около 2 км и диаметром в основании 8 км. Конус образован в нижней части потоками лав и туфами нефелинитов, а в верхней – карбонатными пеплами и лавами, с редкими ксенолитами нефелинитов.

Карбонатные лавы сложены пластинчатым агрегатом ньеререита и других карбонатов натрия и кальция и содержат рассеянные флогопит, перовскит, магнетит, флюорит. В лавах отмечено высокое содержание Na и K (до 30%) и примесь Li, Rb, U, Th, Nb, TR, Sr, Ba, по величине близкая к содержаниям этих элементов в обычных карбонатитах.

Характерный минерал – ньеререит. Характерные элементы: Na, Ca, Sr, Li, Rb, TR. Вблизи от вулкана известно озеро Натрон, в котором разрабатываются отложения соды, образовавшейся при интенсивном выветривании щелочно-карбонатной лавы и вымывании из нее Na_2CO_3 .

85. Шпицкоп

Литература: E.A.Strauss, F.C. Truter (1951); O.F. Tuttle, I.Gittins a.o.(1966).

Расположенный в ЮАР массив площадью 50 км², овальной формы, с четким концентрически-зональным строением (см. фиг. 49), прорывает бушвелдские граниты (докембрийского возраста). Вокруг массива граниты фенитизированы в радиусе до 0,5 км и превращены в бескварцевые, местами кавернозные амфиболовые и пироксеновые полевошпатовые породы.

Массив многофазный и сложен преимущественно ийолитами и карбонатитами; в подчиненном объеме присутствуют тералиты, пироксениты и нефелиновые сиениты. Наиболее древние породы массива – пироксениты слагают небольшие (до 1 км в поперечнике) блоки среди ийолитов. Пироксениты, первоначально состоящие из авгита с небольшой примесью флогопита, титаномagnetита, перовскита, затем были раздроблены, местами ослюденены и нефелинизированы.

Ийолиты образуют основное тело массива. Это массивные, местами полосчатые и трахитоидные породы сложены нефелином и авгитом. Ийолиты прорваны двумя кольцевыми дайками фойяитов, содержащими крупные блоки и ксенолиты ийолитов. Маломощные дайки нефелиновых и щелочных сиенитов и, вероятно, пикритов-альенитов неравномерно распределены по площади массива.

В южной части массива ийолиты прорваны мощным овальным коническим штоком (до 2 км в диаметре) карбонатитов сложного строения, содержащим ксенолиты щелочных пород. Шток имеет самостоятельное, четко выраженное концентрически-кольцевое строение и сложен в основном двумя типами карбонатитов: кальцитовыми севидами (ранними) и доломитовыми бекфорзитами (поздние). Ранние карбонатиты сохранились лишь во внешней зоне массива в виде узкой дугообразной полосы. Они полосчатые и сложены крупнозернистым кальцитом с неравномерной примесью магнетита, флогопита, пироксена и апатита.

Поздние карбонатиты занимают свыше 85% объема карбонатного штока и сложены разномасштабной массой анкерита и доломита. В теле поздних карбонатитов располагаются концентрические тела апатитовых пород. В карбонатитах

рассеяны пирит, магнетит, сфалерит, эгирин, альбит, анкилит и монацит. Все карбонатиты имеют четко выраженные полосчатость и местами сланцеватость, которые ориентированы параллельно внешним контактам карбонатитового штока и падают к его центру. Вмещающие ийолиты вокруг карбонатного штока изменены в радиусе до 100 м.

В массиве известно около 30 минералов, из которых наиболее характерны: анкерит, авгит, нефелин, апатит, анкилит, монацит. Наиболее характерные элементы: Na, Mg, P, Ca. Вблизи от массива располагаются трубки взрыва и жерла, выполненные брекчиями, агломератами и туфами, богатыми карбонатным материалом, а также пикритами и карбонатитами.

Бразилия (86—88)

86. Якупиранга

Литература: O.A. Derby (1891); G.C. Melcher (1954, 1966).

Массив площадью 65 км² расположен в Восточной Бразилии; прорывает сланцы и гранодиориты докембрийского возраста и представляет собой овальный шток, вытянутый в меридиональном направлении (фиг. 50). Шток сложен пироксенитами и якупирангитами. В северной части его располагается ядро перидотитов; в юго-западной — подковообразное тело ийолитов и шток карбонатитов. Вмещающие породы вокруг массива фенитизированы. Возраст массива юрско-меловой.

Наиболее древние породы массива — перидотиты состоят из мелкозернистого форстерита (FeO до 8%), частично серпентизированного. К краевым частям в перидотитах увеличивается содержание пироксена, и они переходят в пироксениты. Внешняя зона северной части массива и вся его южная половина представлены якупирангитами (вероятно, нефелинизированными пироксенитами), состоящими из авгита с неравномерной примесью флогопита, титаномагнетита и перовскита. К западу якупирангиты переходят в ийолиты-мельтейгиты с шорломитом. В массиве и вокруг него известны многочисленные дайки тингауитов и мончикитов.

Карбонатиты располагаются в южной части массива в виде мощного двойного конического штока, вытянутого в меридиональном направлении и имеющего четкую конически-кольцевую структуру, подчеркнутую характерной полосчатостью пород. Минеральный состав ранних карбонатитов выдержан и относительно постояен. Они сложены кальцитом и содержат флогопит, форстерит, магнетит, апатит; в небольшом количестве встречаются пироксид, бадделит, ильменит, циркелит и пирротин.

С поверхности на карбонатитах развита мощная площадная и линейная кора выветривания (от 10 до 70 м).

В массиве установлено свыше 20 минералов; из них наиболее характерные: авгит, форстерит, кальцит. Характерные элементы: Mg, Ca. В настоящее время разведывается кора выветривания, содержащая крупные концентрации апатита.

87. Серроте

Литература: V.P. Alves (1960); E.W. Heinrich (1966).

Массив площадью около 6 км² расположен в Восточной Бразилии (близости от Рио-де-Жанейро) и прорывает протерозойские гранито-гнейсы. Он чрезвычайно плохо обнажен и значительная часть его покрыта эоловыми и озерно-болотными отложениями.

На изученной площади массив сложен перидотитами и пироксенитами, в северной части прорванными телом нефелиновых сиенитов. На северном контакте массива располагается округлый шток карбонатитов (см. фиг. 50). Возраст, вероятно, юрско-меловой. Более древние породы — ультрабазиты представлены

периодитами и пироксенитами, по-видимому, внедрившимися последовательно. Они состоят из авгита, форстерита и биотита с примесью магнетита, ильменита, нефелина (вероятно присутствие ийолитов).

Нефелиновые сиениты предположительно внедрились вслед за ийолитами и отделены от ультрабазитов подковообразной каймой апатитовых пород. Нефелиновые сиениты сложены ортоклазом, эгирином, нефелином, биотитом, апатитом. Карбонатиты, преимущественно доломитовые, слагают округлый шток, строение которого и его минералогия практически не изучены. Известны кальцитовые карбонатиты, участки апатитовой породы и баритовые жилы.

В массиве обнаружено около 20 минералов; из них наиболее характерные: нефелин, авгит, доломит. Характерные элементы: Mg, Ba, Na. Крупные концентрации апатита в коренных породах и рыхлых отложениях представляют промышленный интерес.

88. Араша

Литература: O.H. Leonardes (1956); D. Guimaraes (1957, 1958).

Массив площадью около 27 км² расположен в Восточной Бразилии и прорывает докембрийские сланцы. Возраст его мезозойский. Имеет округлую форму и сложен щелочными породами (якупирангиты, фойяиты, тингуаиты) и карбонатитами. На всей площади покрыт мощным (местами свыше 100 м) чехлом рыхлых отложений. Среди карбонатитов известны баритовые породы. Список минералов невелик (около 15); из них характерные: кальцит, апатит, барит, пирокс. Характерные элементы: Ca, Ba, Nb.

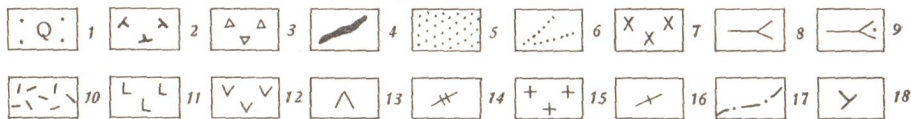
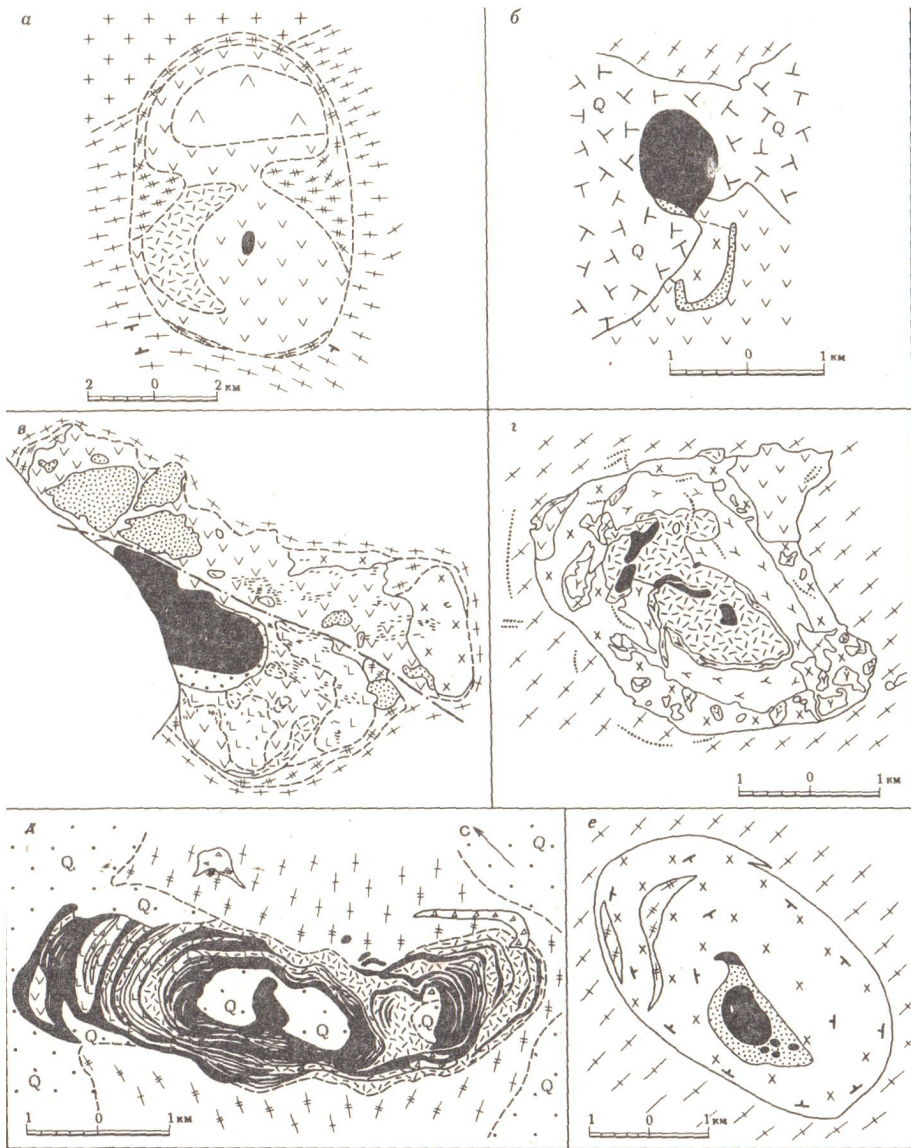
В карбонатитах и рыхлых отложениях заключены крупнейшие запасы Nb и P. Месторождение является крупнейшим и богатейшим эксплуатируемым карбонатитовым месторождением ниобия (стр. 259).

89. Магнет-Ков

Литература: D.F. Holbrook (1947); V.C. Fryklund, D.F. Holbrook (1950); V.C. Fryklund, R.S. Harner, E.P. Kaiser (1954); C. Milton, Z.V. Blade (1958); R.L. Erickson, L.V. Blade (1963).

Массив площадью около 20 км² расположен в Арканзасе (США) и представляет собой овальный концентрически-зональный шток, прорывающий сложноскладчатые верхнепалеозойские отложения. Возраст массива, вероятно, мезозойский. Массив весьма сложного асимметричного строения образован многофазным последовательным внедрением щелочных пород различного состава (см. фиг. 50) по единой системе кольцевых трещин. Наиболее древние породы — якупирангиты сохранились в виде тел неправильной формы на северной окраине массива. Они состоят из пироксена, нефелина, биотита и шорломита. В центре массива выделяется ядро ийолитов, сложенных теми же минералами, но при большем содержании шорломита и нефелина. Вокруг ийолитов располагаются концентрические зоны трахитов, трахит-фонолитов и гранат-псевдолейцитовых сиенитов. Все эти породы содержат полевые шпаты, переменное количество нефелина, биотит, пироксен, шорломит и иногда — псевдолейцит. На северо-западной окраине массива также развито тело нефелиновых сиенитов. В отдельных участках встречаются брекчии.

К внутренней дуге тонкозернистых ийолитов приурочено линейное тело карбонатитов северо-восточного простирания. В центре массива среди биотит-гранатовых ийолитов известна округлая зона карбонатизации (шток). Карбонатиты сложены кальцитом и содержат флогопит, шорломит, магнетит, апатит, пироксен, монтичеллит, перовскит. В массиве и за его пределами распространены многочисленные линейные жилы и небольшие штокверки поздних доломит-анкеритовых карбонатитов, содержащих барит, пирит, молибденит, рутил, анатаз, апатит, флюорит, кварц. Известны также баритовые, кварц-флюоритовые и



г. 50. Массивы ультраосновных щелочных пород и карбонатитов Южной и зерной Америки

а - Якупиранга (Melcher, 1954), б - Серроте (Heinrich, 1966), в - Айрон Хилл (Grogan, 1965), г - Магнет Ков (Erickson, Blade, 1963), д - Ока (Perlt, 1959), е - Греннедаль-Ика (Emelius, 1964)

1 - четвертичные отложения; 2 - эффузивы; 3 - брекчии, 4 - карбонатиты расчлененные; 5 - карбонатизированные породы; 6 - щелочные дайки; 7 - железные сиениты; 8 - трахиты; 9 - фолониты; 10 - ийолиты и мельтейги; 11 - мелилитовые породы; 12 - пироксениты; 13 - оливиниты, дуниты, 14 - титизированные породы; 15 - граниты; 16 - кристаллические сланцы; 17 - рывные нарушения; 18 - элементы залегания

кварц-полевощатовые жилы. Широко развиты породы дайковой фации — тингуаиты, фонолиты, мончикиты, долериты.

Поблизости от массива располагается крупное поле бокситовых залежей, образовавшихся при размыве щелочных пород и переотложении их материала. Бокситы обогащены Ti и Nb.

В массиве установлено свыше 40 минералов; из них наиболее характерные — лейцит, нефелин, брукит, кимцеит. Характерные элементы: Na, Ti, K.

90. Айрон Хилл

Литература: E.S.Larsen, E.A.Goransen (1932); D.C.Hedlund, J.C.Olson (1961); A.K.Temple, R.M.Grogan (1965).

Массив площадью 40 км² расположен в Колорадо (США) и представляет собой неправильной формы тело, расширенное к юго-востоку и резко сужающееся к северо-западу. На юго-западе оно срезано зоной тектонического нарушения. Массив прорывает докембрийские граниты, фенитизированные в приконтактной зоне. Возраст массива, вероятно, мезозойский. Местами его породы перекрыты эффузивными толщами третичных туфов (см. фиг. 50).

Массив асимметричен, хотя в его строении отражается тенденция к развитию структуры центрального типа. Около 70% его площади занимают пироксениты — наиболее древние породы. Пироксениты (неравномерно-зернистые) сложены авгит-диопсидом с значительной примесью флогопита, титаномагнетита, сфена (до 10%) и перовскита. В северной части массива встречены крупные (до 150 м) тела массивного титаномагнетита и перовскита и зоны богатой вкрапленности обоих минералов, которые постоянно тесно ассоциируют.

В южной части массива среди пироксенитов располагаются крупные неправильной формы тела мелилитовых пород (ункомпагритов). Эти породы имеют неравномерное, но чаще пегматOIDное строение и состоят из мелилита, пироксена и флогопита, с примесью апатита, шорломита, перовскита и нефелина. Между двумя телами мелилитовых пород расположено небольшое, вытянутое в северо-восточном направлении тело ийолитов. Ийолиты пересекают пироксениты и сложены пироксеном и нефелином, с примесью шорломита, биотита, апатита. На северном контакте массива установлено небольшое тело нефелиновых сиенитов.

В геометрическом центре массива располагается мощный округлый шток карбонатитов, достигающий почти 2 км мощности. С юга и востока он окружен зоной карбонатизированных пироксенитов и мелилитовых пород. На юго-западе шток срезан молодой тектонической зоной. Карбонатиты характеризуются четкой конической полосчатостью, падающей внутрь штока, и содержат биотит, магнетит, апатит, рихтерит, пирохлор — минералы, характерные для ранних карбонатитов. В то же время в них преобладают доломит, анкерит, сидерит — типоморфные породообразующие карбонаты поздних карбонатитов. В карбонатитах отмечается также циркон, рутил, рихтерит, монацит и флюорит. Местами карбонатиты рассланцованы и окварцованы. Вероятно, ранние карбонатиты штока замещены поздними. На всей площади массива развиты маломощные линейные радиальные дайки карбонатитов.

В массиве обнаружено свыше 30 минералов; из наиболее характерных — титаномагнетит, мелилит, пироксен, доломит, рихтерит. Характерные элементы: Ti, Fe, Mg, Ca.

91. Ока

Литература: R.B.Rowe (1955); O.D.Maurice (1957); G.Perrault (1959); E.H.Nickel a.o. (1961, 1963, 1964).

Массив площадью около 25 км² расположен в Квебеке (Канада); прорывает докембрийские анортозиты и гнейсы (см. фиг. 50). Массив считается ме-

Таблица 33

Основные минеральные ассоциации массива Ока

Породы	Минералы
Пироксениты	Авгит, биотит, титаномагнетит, перовскит
Мелилитовые породы (окаиты)	Флогопит, мелилит, авгит-диопсид, монтичеллит, форстерит, кальцит
Ийолиты	Авгит, нефелин, шорломит, биотит, кальцит
Альнеиты	Форстерит, мелилит, флогопит, кальцит, диопсид
Карбонатиты	
ранние	Кальцит, магнетит, монтичеллит, диопсид, биотит, латрапит, пирохлор, ниокалит, апатит
поздние	Доломит, сидерит, хлорит, пирит, пирротин, барит, флюорит

зозойским (монтереджийским), но возможен обычный для гренвилльской провинции докембрийский возраст. Представляет собой вытянутое в широтном направлении тело сложного строения. Это тело на значительной площади перекрыто плейстоценовыми осадками и строение его изучено недостаточно. Вмещающие породы вокруг него фенитизированы.

В целом массив представляет собой сдвоенный шток, с двумя глубинными коническими центрами, из которых внедрились 2 системы конически-кольцевых жил щелочных пород и карбонатитов. В центрах этих систем располагаются штоки карбонатитов. В массиве известны пироксениты, ийолит-уртиты, мелилитовые породы (окаиты) и альнеиты. Широко развиты дайки щелочных порфировидных пород. Соотношения между основными типами пород изучены слабо.

Наиболее древняя группа пород, — вероятно, пироксениты; более поздняя — окаиты и затем — ийолиты-уртиты и ювиты. Пироксениты сложены диопсидом с примесью титаномагнетита, флогопита и перовскита. В ийолит-уртитах к этим минералам присоединяются нефелин и шорломит. Окаиты представляют собой разнородные породы (состоящие из мелилита, флогопита, пироксена), местами кальцитизированные или измененные более глубоко с развитием монтичеллита, андрадита и воластонита.

Карбонатиты образуют штокообразные тела, конически кольцевые жилы и мощные зоны карбонатизации окаитов. Развиты преимущественно ранние карбонатиты, которые представлены средне- и грубозернистыми кальцитовыми породами, содержащими два комплекса минералов: 1) монтичеллит, биотит, нефелин, мелилит, апатит, латрапит, шорломит, ниокалит и 2) флогопит, диопсид, магнетит, форстерит, апатит, пирохлор, рихтерит. Карбонатиты часто полосчаты с линзовидными обособлениями магнетита и апатита, местами слагающими отдельные жилы; полосчатость падает к центрам штоков. Известны отдельные мощные жилы сидерита, сульфидов, флюорита и доломита (поздние карбонатиты).

В массиве встречено около 40 минералов; из них наиболее характерные — кальцит, мелилит, ниокалит, пирохлор, латрапит, (табл. 33). Характерные элементы: Nb, Ca.

В массиве в настоящее время разрабатывается одно из крупнейших пироклоровых месторождений.

Литература: С.Н.Емелев (1964).

Массив площадью около 16 км² расположен на южной оконечности Гренландии и прорывает докембрийские гнейсы и сланцы. Он представлен отдельными перемещенными блоками и пересечен мощными дайками оливиновых долеритов. Первоначально массив, вероятно, имел форму овального штока, вытянутого в северо-западном направлении, относительно простого концентрически-зонального строения. Возраст массива докембрийский (гардарский?).

Около 70% площади массива сложено нефелиновыми сиенитами; в центре располагается овальный крутопадающий шток карбонатитов (см. фиг. 50). Среди нефелиновых сиенитов встречаются крупные ксенолиты вмещающих сланцев, а в их центральной части секущий шток порфировидных нефелиновых сиенитов. Вмещающие породы фенитизированы вокруг штока в радиусе до 1 км. Наиболее древние породы — нефелиновые сиениты (фойяиты) четко трахитоидны, часто флюидальны или рассланцеваны. Трахитоидность и сланцеватость круто падают к центру массива. На внешних их контактах (с севера и запада) располагаются мелкие конформные контактам тела карбонатитов, дугообразные крупные тела массивных и более мелкозернистых нефелиновых сиенитов.

Карбонатиты слагают округлый вертикальный шток и ряд мелких тел вокруг него. Вмещающие их нефелиновые сиениты вокруг штока интенсивно брекчированы и карбонатизированы в зоне мощностью до 0,5 км. Карбонатитовый шток зонален. Краевые части его представлены кальцитовыми (ранними) породами, содержащими магнетит, биотит, апатит, диопсид. Центр штока сложен сидеритовыми карбонатитами, содержащими родохрозит, барит, сфалерит, флюорит.

В массиве известно свыше 20 минералов; из них наиболее характерные — микроклин, нефелин, сидерит. Характерные элементы: Na, K.

93. Кайзерштуль

Литература: W. von Wimmenauer (1959, 1962).

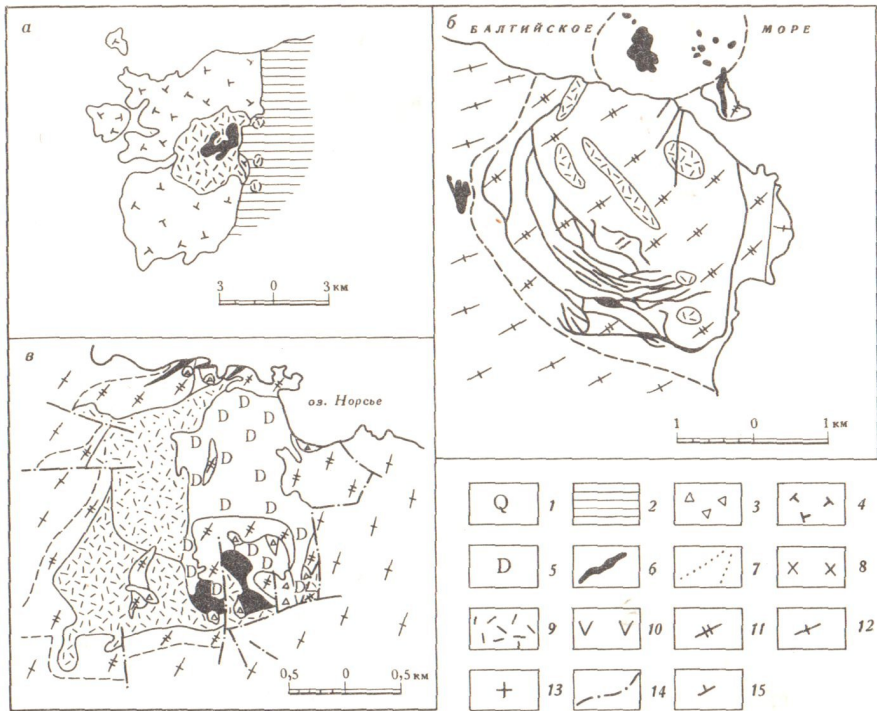
Массив площадью 25 км² расположен в ФРГ и представляет собой мало эродированный вулкан третичного возраста, приуроченный к субмеридиональной тектонической зоне в верхнерейнском грабене. Около 70% площади массива занято эффузивными породами, излившимися из вулкана и перекрывающими палеогеновые и мезозойские отложения (фиг. 51). Мощность толщи эффузивов достигает 150 м.

В центре вулкана располагается мощный (около 3,5 км в поперечнике) шток щелочных и основных пород, прорванный в осевой части телом карбонатитов. Наиболее древние породы эффузивной фации представлены перемежающейся толщей нефелинитов, лейцитовых пород, фонолитов, тералитов, эссекситов и их туфов. Породы состоят из пироксена, микроклина, биотита, основного плагиоклаза, нефелина, лейцита с примесью оливина, гаюана, анальцима и стекла. Близкий состав имеют и интрузивные породы, слагающие центральный шток и часто обладающие порфировой структурой.

Карбонатиты слагают тело неправильной формы и ряд линейных маломощных даек, пересекающих силикатные породы. Строение и состав карбонатитов весьма невыдержаны. Часто они полосчатые, с падением полосчатости к центру штока. Карбонатиты представлены кальцитовыми (ранними) разновидностями и содержат биотит, пироксен, магнетит, апатит, форстерит, реже меллитит (местами до 50%), диопсид, пироклор, кварц. Известны и линейные маломощные доломит-анкеритовые жиры с баритом и сульфидами.

В массиве известно свыше 50 минералов; из них наиболее характерные — лейцит, гаюин, кальцит, пироксен, пироклор. Характерные элементы: Na, K, Ca.

Карбонатиты разведывались на пироклор (копнит).



Фиг. 51. Массивы ультраосновных щелочных пород и карбонатитов Западной Европы

а - Альне (Eckermann, 1950), б - Фен (Saether, 1948), в - Кайзерштуль (Wimmerauer, 1963).

1 - четвертичные отложения; 2 - третичные осадочные образования; 3 - брекчии; 4 - щелочные эффузивы; 5 - поздние доломитовые карбонатиты, доломитизированные и гематизированные породы; 6 - ранние и нерасчлененные карбонатиты; 7 - щелочные дайки; 8 - нефелиновые сиениты; 9 - ийолиты и мельтейгиты; 10 - пироксениты ослоденелые; 11 - фениты и фенитизированные породы; 12 - кристаллические сланцы; 13 - граниты и гранито-гнейсы; 14 - разрывные нарушения; 15 - элементы залегания

Скандинавия (94—96)

94. Альне

Литература: A.G.Hogbom (1895); H. von Eckermann (1948, 1953, 1966).

Массив площадью около 12 км² расположен в Швеции и представляет собой овальное поле фенитизированных докембрийских гнейсов, прорванное штоком и системой конически-дугообразных жил карбонатитов (см. фиг. 51). Возраст массива нижнепалеозойский. В массиве ранее описывались тела щелочных и ультраосновных - щелочных пород (ийолитов, мельтейгитов, нефелиновых сиенитов), но затем они были отнесены к фенитам, в различной степени пироксенизированным, нефелинизированным и сиенитизированным. Известны редкие дайки нефелиновых сиенитов и ийолитов.

Карбонатиты образуют шток и систему конических жил, ветвящихся и выклинивающихся среди фенитов. Выделяются два типа карбонатитов: севиты (кальцитовые) и бефорзиты (доломитовые). Дайковые эквиваленты этих пород соответственно названы альвикитами и раухаугитами. Кальцитовые карбонатиты

(ранние) содержат магнетит, биотит, пироксен, апатит и акцессорные перовскит, пироклор, бадделеит; доломитовые карбонатиты – апатит, магнетит, пирит. Известны также многочисленные дайки "кимберлитов", "карбонатитовых кимберлитов" (вероятно, дамкьернитов и пикритов), альнеитов, уачититов и баритовые жилы.

В массиве известно около 40 минералов; из них наиболее характерны – кальцит, апатит. Характерные элементы: Ca, Na.

95. Фен

Литература: W.C.Brögger (1890); T.Barth, J.Ramberg (1966).

Массив площадью около 6 км² расположен в Норвегии и прорывает архейские гнейсы. Представляет собой крутой шток, неправильного изометричного сечения, на 70% сложенный карбонатитами и на 25% – ийолит-мельтейгитами (см. фиг. 51). Вмещающие гнейсы вокруг массива фенитизированы в радиусе до 500 м и содержат многочисленные дайки и трубки, выполненные брекчией вмещающих пород и щелочными породами (тингуаиты, альнеиты, уачититы, дамкьерниты).

Наиболее древние породы – ийолиты, уртиты и мельтейгиты образуют мощное тело на западной окраине массива. К ним с востока примыкает зона пород смешанного силикатно-карбонатного состава ("вибетоиты", "холпайты"). Эти породы, вероятно, представляют собой ослюденелые и карбонатизированные мельтейгиты или пироксениты. В целом вся зона силикатных пород сложена пироксеном, нефелином, биотитом и шорломитом с переменным содержанием кальцита, катафорита и примесью апатита, перовскита, титаномагнетита, сфена.

Карбонатиты развиты в восточной половине массива и, вероятно, образуют крутой шток, прорывающий силикатные породы. Карбонатиты подразделяются на два типа: севиты (кальцитовые) и раухаугиты (доломитовые), с преимущественным развитием последних. Севиты содержат магнетит, апатит, пироксен, биотит, флогопит, перовскит, колпит и пироклор. Раухаугиты сложены доломитом и анкеритом, содержат полевые шпаты, барит, апатит и магнетит. Местами они превращены в мелкозернистую кальцит-гематитовую породу (редберг), также содержащую примесь барита, апатита и анкерита. Минералы распределены неравномерно.

В массиве обнаружено свыше 40 минералов; из них наиболее характерны – кальцит, доломит, гематит. Характерные элементы: Ca, Mg, Fe.

Пироклоровые карбонатиты ранее разрабатывались.

96. Сокли

Литература: O.D.Раатта (1970).

Массив площадью около 20 км² расположен в Северной Финляндии, имеет форму крутого овального штока и прорывает гнейсы докембрия. Перекрыт моренными отложениями и мощной корой выветривания; строение массива изучено геофизическими и буровыми работами.

Массив почти нацело сложен карбонатитами и форстерит-магнетит-апатитовыми породами с большим содержанием штаффелита. Строение и состав пород неравномерные. Концентрация апатита достигает местами 60%. Присутствуют также флогопит, клиногумит, щелочные амфиболы, акцессорные – пироклор и сульфиды.

Массив разведутся и, возможно, будет являться крупным источником апатита, в меньшей степени магнетита, а возможно, и пироклора (попутно).

В массивах 5-й группы выделяются 2 основных типа месторождений: 1) в гипербазитах и 2) в карбонатитах. Щелочные породы оруденения не несут. Редкометалльные месторождения целиком связаны с карбонатитами. На коренных породах массивов, при их выветривании, развиваются мощные коры, в которых концентрируются вермикулит и устойчивые рудные минералы (пироклор, апатит).

МЕСТОРОЖДЕНИЯ В ГИПЕРБАЗИТАХ

Форстеритовые месторождения

Литература: В.А. Афанасьев (1939); Е.Л. Бутакова, Егоров (1962); А.А. Кухаренко и др. (1965).

Эти месторождения огнеупорного сырья целиком связаны с оливинитами и дунитами. Крупные тела этих пород известны в массивах: Якупиранга, Ковдор, Лесная варака, Чад, Гули, Кугда, Шава. Оливиниты сложены средне- и крупнозернистым агрегатом форстерита и содержат примесь рудных минералов и флогопита. В Лесной вараке примесь последних составляет менее 15% (хотя в отдельных участках достигает 30%). В некоторых массивах в оливинитах наблюдается повышенное содержание флогопита (Ковдор), а в других массивах (Сибирь) — рудных минералов. Местами оливиниты серпентинизированы на значительной площади (Ковдор, Шава) или содержат мощные (до 15 м) жилы серпентина (Лесная варака). Однако значительные размеры тел оливинитов, выдержанность их состава и легкость отделения примесей (магнитных рудных минералов и слюды) позволяют считать эти породы высококачественным огнеупорным сырьем.

Запасы форстерита — сотни миллионов и миллиарды тонн; условия залегания пород позволяют разрабатывать их открытым способом. Малым содержанием вредной примеси железа (до 14% FeO , обычно 8–10%) оливиниты из рассмотренных массивов выгодно отличаются от дунитов из массивов габброперидотитовой формации (обычно свыше 20%).

Качество сырья не везде одинаково и наиболее высоко оно в Лесной вараке (наиболее крупнокристаллический магнезиальный форстерит). В сибирских массивах форстерит более железистый, а часто и более мелкозернистый и содержит тончайшие включения пироксена, магнетита, кальцита и апатита.

Перовскит-титаномагнетитовые месторождения

Литература: Н.А. Волотовская (1958); А.А. Кухаренко и др. (1965); O.F. Tuttle, J. Gittins a.o. (1966); S. Bergstøl (1972).

Эти месторождения пространственно и генетически связаны с оливинитами и пироксенитами. Вкрапленность и жильные тела, сложенные обоими минералами, известны практически во всех массивах гипербазитов (Гули, Кугда, Арбарастах, Жидой, Ковдор, Вуориярви, Палабора, Якупиранга, Айрон-Хилл, Магнет-Ков); наиболее крупные концентрации обнаружены в Палаборе и Айрон-Хилл.

Оливиниты обычно образуют крупные монолитные интрузивные тела мощностью до 2 км, но оруденение в них развито неравномерно. Наряду с массивами, в которых оливиниты содержат местами густую вкрапленность перовскита (Вуориярви, Африканда), известны крупные тела с ничтожным локальным содержанием аксессуарного перовскита (Лесная варака) или почти без него (Гулинский). Титаномагнетит распространен также неравномерно. Более развито вкрапленное и шширово-жильное оруденение в пироксенитах, где титаномагнетит отмечен повсеместно.

В одном из пироксенитовых массивов Кольского полуострова богатая, но крайне невыдержанная вкрапленность титаномагнетита и перовскита развита на

площади свыше 6 км². Пироксениты здесь неравномерно-зернистые, преимущественно крупнокристаллические и на всей площади интенсивно ослюденелы. В них наблюдаются вкрапленность, гнезда, шпирь и жилы массивного титаномагнетита с постоянной примесью перовскита. Вкрапленность рудных минералов (от 10 до 40%) создает локальные концентрации, а в отдельных участках рудная масса цементирует силикаты, образуя участки сидеронитовой структуры.

Перовскит встречается или в виде идиоморфных кристаллов (5–15 мм) или сети прожилков и мелкозернистых выделений по трещинам между кристаллами пироксена. Титаномагнетит распространен более широко. Его ксеноморфные выделения (0,5–10 см) цементируют силикаты. Многочисленные линейные жилы массивного крупнокристаллического титаномагнетита (от 0,1 × 1,5 до 15 × 50 м) пересекают пироксениты. Они содержат примесь перовскита, Fe-флогопита и пироксена. Отдельные желваки и шпирь титаномагнетита (0,1–1 м в поперечнике) неправильной формы неравномерно распределены в породе. Они почти мономинеральны, крупнокристаллически, четко ограничены.

На всем участке рудные пироксениты пересечены многочисленными жилами карбонатитов, но рудные пироксениты вокруг них практически не изменяются. Интенсивное изменение этих пород отмечено в приконтактных зонах широко развитых даек ийолитов и ийолит-пегматитов.

Титаномагнетит в приконтактных частях даек частично ослюденевает, а перовскит нацело замещается сфеном.

В титаномагнетите установлено 10–13% TiO₂, 0,01% Nb₂O₅ и 0,0005% Ta₂O₅. В перовските постоянна примесь Nb₂O₅ (0,2–2,5%), Ta₂O₅ (0,001–0,08%), TR₂O₃ (0,5–2%) и SrO (0,8–3%). Содержание рудных минералов довольно высокое, но подсчет запасов их не проводился. Месторождение в настоящее время не разведано и не разрабатывается.

Другой кольский массив, на 90% сложенный ультрабазитами, содержит более богатую вкрапленность рудных минералов. Основное тело массива сложено пироксенитами, в центре содержащими крупные ксенолиты оливинитов. Пироксениты мелкозернистые и трахитоидные с периферии, в центре – крупнозернистые, местами амфиболитизированные ослюденелые и карбонатизированные. В них наблюдается вкрапленность титаномагнетита и перовскита на всей площади, причем эта вкрапленность гораздо более равномерная и выдержанная, чем в предыдущем массиве. В центре рудные минералы более крупнокристаллические и чаще образуют скопления, гнезда и короткие линейные жилы.

Титаномагнетит и перовскит рассеяны по всему объему пород. В мелкозернистых пироксенитах краевой части массива содержание перовскита 10–15%, титаномагнетита 10–25%. Максимальные локальные концентрации обоих минералов приурочены к центру массива. Оливиниты из ксенолитов постоянно содержат вкрапленность перовскита от 15% и выше. Отдельные блоки их, преимущественно мелкозернистые, сложены на 70–90% мелкозернистым (0,5–2 мм) перовскитом или перовскитом и титаномагнетитом и содержат лишь примесь оливина.

В окружающих пироксенитах зоны богатой вкрапленности рудных минералов (до 60–80%) спорадически встречаются на всей площади. Содержание перовскита (свыше 20%, местами – до 50%) характерно для пироксенитов всей центральной части массива площадью около 1–1,2 км². В участках амфиболитизации содержание перовскита резко падает, вплоть до полного исчезновения. В зонах карбонатизации кристаллы его укрупняются (до 1–3 см).

В этом же участке встречены отдельные жилы, сложенные массивным агрегатом перовскита и крупнокристаллического титаномагнетита с соотношением обоих минералов 1:10 – 1:1. В отдельных дайках ийолит-пегматитов обнаружены гнезда перовскита (кнопита) до 3 × 2 × 2 м, с содержанием минерала до 60–70%. Таким образом, вся центральная часть массива, сложенная различными породами, обогащена перовскитом и титаномагнетитом. Характерно частое преобладание перовскита над титаномагнетитом. Перовскит постоянно преобладает в зонах вкрапленности, но жильные образования обычно на 70–

90% сложены крупнокристаллическим титаномагнетитом с небольшой примесью перовскита (0–20%) и постоянным содержанием силикатов. Содержание и распределение обоих минералов весьма невыдержанное.

Титаномагнетит содержит 10–14% TiO_2 и 0,001–0,02% Nb_2O_5 . Перовскит из оливинитов содержит до 0,34% Nb_2O_5 , 0,08% Ta_2O_5 и 4,2% TR_2O_3 ; из пироксенитов – до 1,2% Nb_2O_5 , 0,009% Ta_2O_5 и 1–3% TR_2O_3 . Кнопит резко обогащен редкими землями: до 11% TR_2O_3 и 2,50% Nb_2O_5 . Состав редких земель существенно цериевый ($La_{25}Ce_{50}Pr_6Nd_{19}$). Наиболее иттриевые составы характерны для перовскита из оливинитов; наиболее цериевые – для минерала из щелочных пегматитов.

Массив Айрон–Хилл, сложенный преимущественно пироксенитами, содержит зоны вкрапленности и крупные крутопадающие жилкообразные тела массивного титаномагнетита. Тела протяженностью до 400 м при мощности до 150 м содержат лишь незначительную примесь флогопита и пироксена. Насчитывается 6 крупных тел и много более мелких. Месторождение не разведано.

Кроме рассмотренных массивов мощные тела титаномагнетита (до 100×1000 м) известны в Гулинском массиве (преимущественно по геофизическим данным), в Якупиранге, Талире и других массивах, но они не разведаны и не разрабатываются. В элювии и перемытых корах всех этих массивов желваки массивного титаномагнетита накапливаются в больших количествах.

В последние годы описано своеобразное апатит–магнетитовое месторождение Кодал (Норвегия), близкое по типу к рассмотренным выше.

Около массива нефелиновых сиенитов в Лангезундфиорде располагается субширотная дайка апатит–пироксен–магнетитовых пород. Мощность дайки до 20 м, протяженность 1,9 км. Дайка пересекает гнейсы докембрия, а также лаурвикиты и нордмаркиты. Дайковая порода может служить источником апатита, магнетита и ильменита. Содержание апатита около 25%, магнетита – 37%, ильменита – 9%. Запасы руды около 100 млн. т.

Флогопитовые месторождения

Литература: В.И. Терновой и др. (1968); Н.И. Краснова и др. (1968); E.Wm. Heinrich* (1966); O.F. Tuttle, J.G. Gittins (1966).

Эти месторождения открыты в последние десятилетия в нескольких массивах ультраосновных щелочных пород. Флогопит – типоморфный минерал всех пород альгиптербазитовых массивов. Он образует постоянную вкрапленность и мощные, почти мономинеральные жилы в пироксенитах, в меньшей степени – в оливинитах. Флогопитовые и биотитовые оторочки окружают тела ийолитов; в турьяитах и карбонатитах флогопит является породообразующим минералом. Мощные (до 20 м) зоны ослюдения развиваются вокруг тел щелочных пород и карбонатитов или над ними. Несмотря на столь широкое развитие и высокое содержание, флогопит в перечисленных породах промышленных концентраций не образует. Крупные же месторождения флогопита связаны с зонами контактов щелочных пород с ультрабазитами или с мощными телами пикритов и известны в трех массивах: Ковдор, Вуориярви и Гули.

В Ковдорском массиве мощная (до 500 м) зона флогопитоносных пород приурочена к западному контакту турьяитов с оливинитами. Зона имеет сложную форму и быстро уменьшается в мощности книзу. Разведанная часть ее представляет собой мощный раздвиг, вытянутый в меридиональном направлении и сложенный флогопит–форстерит–пироксеновыми породами. Слодоносное тело зонально. Периферические части его мелкозернистые; в центре – гигантокристаллические. Размеры отдельных кристаллов пироксена и слюды – до 1,5 м. По строению тело напоминает пегматит, и рост кристаллов в нем происходит, как и в пегматитах, от периферии к центру (пикрит–пегматит?). Количество форстерита возрастает по направлению к центру, а непосредственно в осевой части появляются кальцит и апатит. К центру зоны приурочены наиболее продуктивные скопления флогопита, кристаллы которого достигают размеров до $1 \times 1,5 \times 1$ м.

Флогопит зеленый, маложелезистый (22–25% MgO и 1–4% FeO). С периферии зеленые кристаллы часто окружены каймой красного тетраферрифлогопита. Кристаллы флогопита толстопластинчатые, короткостолбчатые, легко отделяющиеся от породы.

По запасам Ковдорское месторождение – крупнейшее в мире, значительно превосходящее месторождения Алдана и Слюдянки. Качество сырья в нем также более высокое. По возрасту флогопитовые породы моложе турьяитов, но древнее даек ийолитов, ювитов и карбонатитов.

В массиве Вуориярви пироксениты, пересеченные многочисленными дайками ийолит–пегматитов, раздроблены на площади свыше 600×300 м и сцементированы пикритовым материалом. На всей площади породы подверглись массовому ослюдению.

Флогопит образует: 1) рассеянную вкрапленность в пироксенитах, 2) оторочки вокруг даек ийолит–пегматитов, 3) крупные кристаллы в пикритах, 4) жилы и зоны в участках карбонатизации. В первую и последнюю стадии образовывалась мелкокрапленная слюда, не имеющая промышленного значения, основной же объем крупнопластинчатой слюды относится ко 2-й и 3-й стадиям. Ослюденные участки имеют неправильную форму и прихотливые контуры. Флогопит образует отдельные кристаллы (размером до 0,5×0,5×0,6 м), участки богатой вкрапленности (30–40%), мощные (до 10–15 м) жилы и линейные, почти мономинеральные зоны с небольшой примесью титаномагнетита, пироксена, перовскита, канкринита и кальцита.

Флогопит более низкого качества, чем в Ковдоре: менее крупный, пачки его изломаны, часто изогнуты и деформированы. Он черный, более железистый (5–8% FeO). Месторождение разведано лишь с поверхности (до глубины 20 м). По предполагаемым запасам оно уступает лишь Ковдору, но по качеству сырья значительно уступает и Слюдянке.

Гулинское месторождение флогопита расположено вдоль северо–восточного контакта южного карбонатитового штока. Оно приурочено к зоне карбонатизации мелилитовых пород на контакте с карбонатитами. На этом участке пегматитидные мелилитовые породы изменены и превращены в крупнозернистые кальцит–диоксид–флогопитовые породы с волластонитом, шорломитом, алатитом и перовскитом. Размеры кристаллов силикатов достигают 0,5 м. Флогопит в наиболее продуктивной центральной части зоны образует отдельные толстопластинчатые или столбчатые кристаллы хорошей сохранности размером до 0,5×0,6×0,8 м. Содержание его в породе превышает 25%, а местами в скоплениях – 40%. Флогопит зеленый маложелезистый (21–25% MgO, 1–3% FeO), высокого качества. По запасам Гулинское месторождение уступает рассмотренным выше, но оно разведано незначительно и на малую глубину.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ В КАРБОНАТИТАХ

Карбонатиты обычно слагают мощные округлые конические штоки и системы конически–кольцевых жил, реже – поля линейных жил.

Выделяются два типа карбонатитов: ранние и поздние. В гиабиссальных массивах обычно преобладают ранние, а в приповерхностных – поздние карбонатные породы. Ранние карбонатиты слагают мощные штоки и системы конических жил, а поздние обычно образуют поля линейных жил. Почти постоянно поздние породы метасоматически развиваются по ранним, наследуя их тектурно–структурные особенности, и в этом случае слагают осевые части карбонатных штоков (Чилва, Шпицкоп, Мбея, Гулинский, Салланлатва). Известны и самостоятельные штоки поздних карбонатитов (Канганкунде, Изока). Ранние карбонатиты двухстадийны; поздние – четырехстадийны. Формирование ранних карбонатитов заканчивается автосоматическим процессом доломитизации–рихтеризации, развитым в линейных зонах катаклаза. Минеральные парагенезисы карбонатитов приведены в табл. 34.

Главные	Кальцит, диопсид, бистит, флогопит, форстерит, нефелин, монтичеллит, мелилит	Кальцит, форстерит, флогопит, диопсид, эгирин, магнетит, апатит	Кальцит, доломит, клиногумит, тетраферрифлого-ортотлаз, пирропит, рихтерит, пирротин, хондродит	Кальцит, флогопит, канкринит, ортоклаз, пирротин, арфведсонит	Доломит, кварц, альбит, серпентин, подолит, стронциобарит, пирит	Анкерит, хлорит, кварц, сидерит, барит, магнезит, брейнерит, родохрозит, селлаит,	Кальцит, флюорит, гематит, натролит, эгирин
Второстепенные и акцессорные	Дизаналит, сфен, шорломит, кальциртит, ниокалит, латрашпит	Гатчетолит, пирохлор, бадделейт	Пирохлор, циркелит, луешит, циркон, ильменит, торианит	Альстонит, норзетит, баритокальцит, беранкит, вадеит, церит, лабунцовит, циркон	Марматит, миллерит, молибденит, колумбит, карбоцернаит, монацит, бруксит, анатаз, ферсмит, циркон	Коллинсит, галенит, джемсонит, бурнонит, ильменорутит, эшинит, стронцианит, итхуанхит, анкилит, паризит, гоэцит	Манассеит, гидроталькит, ортит, катаплеит, виноградовит, рамзаит

В связи с карбонатитами выделяются следующие типы промышленных месторождений.

1. Ранние карбонатиты
 - а) магнетит-апатитовые,
 - б) гатчетолитовые,
 - в) апатит-пироксоловые,
 - г) кальцитовые.
2. Поздние карбонатиты
 - д) пентландит-халькопиритовые,
 - е) галенит-сфалеритовые,
 - ж) монацит-паризитовые,
 - з) стронцианит-баритовые,
 - и) флюоритовые,
 - к) брукитовые,
 - л) аметистовые.
3. Штаффелитовые брекчии

Для ранних карбонатитов характерно резкое преобладание Nb над Ta, Ce над Y и Sr над Ba; постоянное присутствие Zr, Ti, U, Th и небольшая выдержанная примесь SrO и TR_2O_3 в апатите, кальците (до 1%) и других минералах. Для поздних карбонатитов специфично постоянное присутствие сульфидов и собственных минералов Sr, Ba и Ti и обогащение этими элементами при резком преобладании Sr над Ba, Ti над Nb и отсутствии значительного привноса Zr, Ta, U, Nb. Ниобаты в этих породах отсутствуют или же отмечается колумбит, образующий псевдоморфозы по пироксору при замещении ранних пироксороносных карбонатитов.

Магнетит-апатитовые месторождения

Литература: А.А. Кухаренко и др. (1965); Л.С. Егоров и др. (1970); Ю.Л. Капустин (1971); O.F. Tuttle, I. Gittins a.o. (1966); O.M. Римская-Корсакова (1947).

Этот тип месторождений распространен не слишком широко, хотя отдельные его представители известны во всех провинциях. Наиболее крупные месторождения установлены в Ковдоре, Vuoriaarvi, Арбарастахе, Ессее, Палаборе.

Ковдорское месторождение приурочено к юго-западной окраине массива. Здесь магнетит-форстеритовые породы слагают асимметричный субвертикальный шток, вытянутый в меридиональном направлении. На севере он располагается вдоль непосредственного контакта ийолитов и пироксенитов, на юге — пересекает ийолиты и уходит во вмещающие фениты.

Мощность штока на юге достигает 600 м, к северу уменьшается до 200 м, а затем он выклинивается. Шток четко зонален. Внешние зоны представляют собой брекчию ийолитов и фенитов, сцементированную массивными мелкозернистыми флогопит-форстеритовыми породами с клиногумитом и магнетитом. Внутренняя часть штока сложена грубополосчатыми, крупнозернистыми магнетит-форстеритовыми породами с чередованием линз и полос (мощностью до 10 м) магнетита и форстерита.

В центральной части штока породы брекчированы и интенсивно изменены: апатитизированы и карбонатизированы. Апатитизация развита преимущественно у восточного контакта, а последующая карбонатизация — в осевой части тела. Оба процесса приводят к перекристаллизации и растворению первичных магнетита и форстерита, которые сохраняются в виде крупных отдельных кристаллов (1–5 см) и корродированных реликтов или образуют линзовидные скопления. Центральная часть штока представляет собой грубополосчатый карбонатит, содержащий вытянутые обломки магнетит-форстеритовых пород и их минералов, ориентированные в меридиональном направлении.

Практически по всей площади штока его породы содержат вкрапленность, линзы и скопления магнетита. В периферической зоне его содержание ниже 25%, а в центральной достигает 80%, при мощности богатых участков до 15 м. Часто встречаются и мономинеральные линзы, гнезда и участки массивного крупнокристаллического магнетита (мощностью 1–10 м).

Интенсивная апатитизация пород привела к повсеместному содержанию апатита (не менее 15%), как в железорудных, так и в карбонатных породах. Апатит сохраняется при карбонатизации, хотя количество его уменьшается. В карбонатах его содержание составляет 15–25%, а отдельные участки штока содержат до 80% апатита. Практически все породы штока могут служить источником апатита, содержание которого в среднем составляет 20–30%. Апатитизированные магнетит–форстеритовые породы на всей площади содержат рассеянный акцессорный бадделейт. Бадделейт сохраняется и в карбонатизированных участках.

Таким образом, шток апатит–магнетит–форстеритовых пород представляет собой комплексное месторождение. В настоящее время оно разрабатывается на железо, но вполне возможно попутное извлечение апатита и других компонентов. Магнетит в руде преимущественно малотитанистый (TiO_2 до 3%), но местами обогащен TiO_2 (до 8%). Апатит представлен обычной фтористой разновидностью с примесью SrO и TR_2O_3 или карбонатной (штаффелитом). Бадделейт содержит примесь HfO_2 (до 2,5%) и TR_2O_3 .

Вуориярвинское месторождение расположено в восточной части массива и представлено штоком карбонатизированных магнетит–форстеритовых пород мощностью свыше 500 м и системой субширотных маломощных (0,2–5,0 м) жил, залегающих среди пироксенитов. Шток, вероятно, достигал мощности 700 м, но затем был раздроблен, карбонатизирован, и от него сохранились лишь отдельные блоки (до 200×100 м) в массе карбоната. Жильные тела магнетит–форстеритовых пород также брекчированы, апатитизированы, карбонатизированы и амфиболизированы.

Содержание магнетита и апатита в породах Вуориярви ниже, чем в Ковдоре, и невыдержано по мощности и простираению тел. Кроме того, здесь более широко развит процесс амфиболизации. Сопровождающий этот процесс пирротин присутствует в количестве свыше 10%. В Вуориярви практически на всей площади апатит–магнетит–форстеритовые породы содержат вкрапленность акцессорных бадделейта, гатчетолита и ниобциркелита. В гатчетолите содержится 13–16% Ta_2O_5 , 38–45% Nb_2O_5 , в циркелите – 22–25%, ZrO_2 , 1–3% Ta_2O_5 , 25–31% ZrO_2 . Содержание апатита 20–25%, местами – до 70%, магнетита – 25–40%, но оно резко снижается в амфиболизированных участках, вплоть до полного исчезновения.

Арбарастакское месторождение представлено круглым коническим штоком форстерит–магнетитовых пород в центре массива. Диаметр штока – до 1,5 км. Шток местами раздроблен; его породы апатитизированы, карбонатизированы и пересечены мощными жилами карбонатов. Содержание магнетита в породе в среднем ниже 40%, а форстерита и хондродита – выше 30%. Апатит распределен весьма неравномерно. В породе содержится вкрапленность акцессорных бадделейта и пиррохлора. Распределение рудных компонентов детально не изучено.

Ессейское месторождение представлено мощными (до 200 м) кольцевыми телами апатит–магнетитовых пород, местами карбонатизированных. Породы массивны или грубополосчатые, с чередованием полос более и менее богатых магнетитом. Мощность отдельных полос до 2 м. Содержание магнетита относительно выдержано (30–50%). Магнетит крупнокристаллический, с содержанием TiO_2 0,8–2,0%. Содержание апатита варьирует от 15 до 70%; встречаются почти мономинеральные апатитовые жилы и зоны. Среднее содержание P_2O_5 – 19%. В породе присутствует бадделейт и неравномерно распределенный пиррохлор. Месторождение слабо изучено и не разведано.

Палабора – один из наиболее крупных представителей месторождений данного типа, однако эксплуатируемое сульфидное (Cu–Ni) месторождение этого массива относится к поздним карбонатам, залегающим в магнетит–форстеритовых породах.

Месторождение представлено вертикальным зональным штоком пегматоидных магнетит–флогопит–форстеритовых пород, вытянутым в широтном направлении и прорывающим пироксениты. Внешняя зона штока сложена форстерит–

слюдяной породой (с реликтовым пироксеном), далее к центру сменяющейся магнетит-форстеритовой. Форстерит замещен серпентином. Центр штока сложен карбонатами с концентрической полосчатостью. Содержание апатита 25%, магнетита 35%; в карбонатах до 20% магнетита. Содержание TiO_2 в магнетите менее 2%. В породе рассеян также бадделейт. В пределах штока, богатого магнетитом и апатитом, развито также сульфидное оруденение. В настоящее время попутно с медью в Палаборе добывается в год: магнетита - 1,8 млн. т; апатита - 0,5 млн. т; бадделейта - 2 тыс. т.

Гатчетолитовые месторождения

Литература: В.С. Гайдукова и др. (1962); Ю.Л. Капустин (1971); Van der Veen (1966).

Минерализация этого типа редка и обычно невелика по масштабам (1-10 тыс. т Ta_2O_5 при содержаниях 0,01-0,02% Ta_2O_5). Хотя гатчетолит часто встречается в карбонатах, обычно он выделяется раньше нормального пирохлора и при длительном развитии карбонатов непосредственно замещается пирохлором.

В одном из отечественных массивов карбонаты содержат рассеянную вкрапленность гатчетолита (уран-танталистого пирохлора). Массив сложен нефелиновыми сиенитами и карбонатами, образующими дробную систему линейных жил. Ранние карбонаты содержат неравномерную вкрапленность гатчетолита, приуроченную преимущественно к апикальной зоне карбонатитового тела, к участкам, обогащенным апатитом. Карбонаты среднезернистые, сложены кальцитом и содержат биотит, эгирин, апатит, вкрапленность гатчетолита, пирохлора, пирита и циркона.

Гатчетолит обычно встречается в виде черных октаэдрических кристаллов (размером 0,5-2 мм, реже - до 5 мм) и тесно ассоциирует с апатитом. Минерал метамиктен содержит 9-20% Ta_2O_5 ; 30-50% Nb_2O_5 ; 2-5% TiO_2 (Nb_2O_5/Ta_2O_5 - 2-8). В более глубоких зонах карбонаты содержат преимущественно пирохлор с примесью Ta_2O_5 менее 8% и отношением Nb_2O_5/Ta_2O_5 свыше 15. В зонах расщепления и сопутствующей амфиболитизации карбонатов гатчетолит непосредственно замещается пирохлором с содержанием Ta_2O_5 менее 2%.

В лежащем боку карбонатов располагается зона альбитизированных нефелиновых сиенитов (альбит-микроклиновая порода), также содержащая вкрапленность акцессорного гатчетолита. Повышенная урановая активность упрощает поиски и оценку гатчетолитоносных зон в карбонатах.

Апатит-пирохлоровые месторождения

Литература: А.А. Фролов (1960); В.С. Гайдукова и др. (1962); Ю.Л. Капустин (1971); G.Perrault (1959); O.F.Tuttle, I.Gittins (1966).

Комплексные месторождения Та-Nb-Zr-P сырья в ранних карбонатах чрезвычайно характерны для ультраосновных щелочных массивов. Пирохлор, гатчетолит и бадделейт - тиломорфные акцессорные минералы этих пород известны в подавляющем большинстве массивов, однако содержание их резко меняется от массива к массиву. Крупные месторождения Zr и Та этого типа относительно редки. Карбонаты являются крупнейшим источником Nb (свыше 85% мировых запасов) в меньшей степени Zr, Та при высоком качестве руд. Содержание Nb_2O_5 в коренных рудах - 0,2-0,6% при запасах 0,5-1 млн. т (до 10 млн. т в Араше). Пирохлороносные карбонаты известны в целом ряде массивов Сибири и Кольского полуострова. За рубежом крупнейшими являются месторождения Луеш, Мрима, Бингу, Араша, Ока, Тапира, Сент-Онорэ, Джеймс-Бей.

В одном из массивов СССР карбонаты образуют систему протяженных дугообразных тел. Практически все эти тела пироксидоносны, но распределение пироксидов крайне неравномерное. В лейкократовых карбонатах, содержащих магнетит, форстерит, флогопит и апатит, пироксид рассеян равномерно, но в небольших количествах. В зонах карбонатизации апатит-магнетит-форстеритовых пород содержание апатита и пироксидов возрастает, и здесь пироксид образует зоны мелкой вкрапленности. Пироксид находится в виде мелких (0,5–5 мм) октаэдрических кристаллов красного или бурого цвета. Он метамиктен и содержит 52–60% Nb_2O_5 ; 0,5–5% Ta_2O_5 ; примесь U, Ti, Th, TR. В зонах доломитизации и рихтеритизации пироксид почти стерилен от примесей (содержит менее 1% Ta). Содержание Nb_2O_5 в нем 60–64%. Пироксид ассоциирует с апатитом, часто образуя с ним тесные сростания. Апатит является попутным полезным компонентом (его содержание 15–30%; среднее 25%, при содержании в породе P_2O_5 – 10–20%). Отмечается также весьма невыдержанная вкрапленность акцессорного бадделейта, максимальная в зонах карбонатизации магнетит-форстеритовых пород.

В одном из массивов Сибири пироксидоносные зоны приурочены к лейкократовому карбонатному штоку. Вкрапленность пироксидов спорадически встречается по всему объему штока, но наибольшие концентрации пироксидов приурочены к южной его части. Контуры богатых участков неправильные, но в целом вытянуто-дугообразные, конформные конически кольцевой структуре штока. Среди пироксидоносных карбонатов выделяется ряд дугообразных зон с гатчетолитом ($Nb_2O_5/Ta_2O_5 = 5-12$). Пироксидоносные и, в особенности, гатчетолитоносные зоны обогащены апатитом. В скоплениях апатита преимущественно концентрируется гатчетолит. Пироксид часто развивается по гатчетолиту с периферии.

Содержание пироксидов повышается в центре штока, в зоне, прилегающей к телу поздних анкеритовых карбонатов. Вблизи контакта с анкеритовым карбонатом содержание пироксидов местами резко возрастает, но при развитии анкерита пироксид замещается колумбитом. В значительном объеме породы преобладает колумбит и колумбитизированный пироксид (псевдоморфозы). Пироксид ассоциирует с магнетитом, форстеритом, флогопитом, апатитом и образует хорошо ограненные октаэдрические кристаллы размером 1–5 мм (до 1 см). Пироксид содержит 52–60% Nb_2O_5 и до 6% Ta_2O_5 . В зонах рихтеритизации пироксид почти не содержит тантала. В гатчетолите содержание Ta_2O_5 8–17% и Nb_2O_5 35–45%. Обычна примесь U, Th и Ti.

На всем пироксидоносном участке развита кора выветривания, местами перемытая, в которой резко концентрируются пироксиды и особенно колумбит. Основная часть пироксидов сосредоточена в рыхлых отложениях, из которых попутно может извлекаться апатит (содержание P_2O_5 – до 27%).

Месторождение Луеш представлено штоком кальцитовых карбонатов, содержащих относительно равномерную вкрапленность пироксидов (около 0,55% Nb_2O_5). В приконтактной зоне штока, богатой слюдой, содержание пироксидов превышает 1%, а Nb_2O_5 – 0,86%. Еще выше (1,34%) содержание Nb_2O_5 в коре выветривания штока, имеющей площадной характер и содержащей до 30 млн. т руды. Попутно возможно получение апатита (содержание P_2O_5 выше 10%).

Месторождение Мрима целиком занимает карбонатный шток с вкрапленностью пироксидов (Nb_2O_5 до 0,5%). В мощной коре выветривания содержание его еще выше (> 0,7% Nb_2O_5). Отмечено наличие более богатых зон (до 1,34% Nb_2O_5). Попутно возможно получение апатитового концентрата (в выветрелых породах содержание P_2O_5 выше 10%).

Карбонатное месторождение Бингу до сих пор не описано, но оно содержит десятки миллионов тонн апатитового сырья и рассеянный пироксид. Месторождение введено в эксплуатацию с вероятной производительностью 4540 т ниобиевого концентрата в год с 1975 г.

Месторождение Араша представлено крутым карбонатным штоком, содержащим рассеянный пироксид, магнетит и апатит. В мощной (свыше 70 м) площадной коре выветривания на карбонатах содержание Nb_2O_5 колеблется от

2,5 до 4% и Ta_2O_5 - 0,5%. Общие запасы Nb_2O_5 - 9,25 млн. т, достоверные - 5,6 млн. т. Месторождение является одним из крупнейших и экономически выгоднейших в мире. Производительность - 5283 т концентрата в год (около половины мировой производительности в 1970 г.).

Месторождение Ока представляет собой конически-кольцевую систему карбонатитовых жил с редкими кольцевыми ксенолитами силикатных пород. Карбонатиты лейкократовые, с биотитом и диопсидом, содержат неравномерную, но богатую вкрапленность пирохлора (около 1%) и латрапшита. Добывается пирохлор с $Nb_2O_5/Ta_2O_5 \sim 25$. Общие запасы руд 480 тыс. т, достоверные - 227 тыс. т при содержании 0,47% Nb_2O_5 . Ежегодная производительность 2951 т (1970 г.).

Месторождение Фен представлено отдельными телами пирохлороносных карбонатитов. Пирохлор распределен равномерно. Содержание Ta_2O_5 в пирохлоре не превышает 2%, но U_3O_8 - до 20%. Местами пирохлор колумбитизирован. Добыча пирохлорового концентрата производилась до 1966 г. (около 200 т в год). В зоне гематитовых пород содержание Nb_2O_5 до 0,5%, но минерал-носитель не установлен. Эта зона может быть и источником железных руд.

Кальцитовые месторождения

Литература: O.F.Tuttle, J.Gittins (1966).

Тела лейкократовых карбонатитов могут служить источником цементного сырья. Примером являются мощные (50-150 м) крутопадающие дайки кальцитовых карбонатитов Ковдорского массива, разрабатываемые для местных нужд. Аналогичными источниками могут служить и кальцитовые карбонатиты Нижнесаянского, Гулинского и Vuориярвинского массивов. Разрабатывается на цементное сырье мощный (2,5 км) карбонатный шток Тороро, весьма лейкократовый по составу и содержащий небольшую примесь магнетита, флогопита, апатита.

Пентландит-халькопиритовые месторождения

Палабора - единственный представитель этого типа. Сульфидное оруденение в Палаборе развито в пределах осевой части карбонатитового штока, богатого апатитом и магнетитом. На этом участке (площадь свыше $1 \times 0,8$ км) ранние карбонатиты пересечены штокверком субвертикальных лейкократовых доломитовых жил преимущественно меридионального простирания. Вокруг них ранние карбонатиты доломитизированы, магнетит в них замещен пирротинном. Доломитовые жилы и участки доломитизации содержат обильную, неравномерную вкрапленность сульфидов. Отдельные прожилки целиком сложены сульфидами; встречаются богатые гнезда и участки с содержанием до 60% сульфидов. Среди минералов этой группы преобладают пирротин, пентландит, халькопирит, кубанит и борнит; присутствуют также пирит, сфалерит, галенит, бравоит, валлеприит, халькозин и джерфишерит. Месторождение крупное; запасы медных руд 315 млн. т с содержанием 0,69% Cu. В настоящее время в год добывается 80 тыс. т меди.

Галенит-сфалеритовые месторождения

Вкрапленное галенит-сфалеритовое оруденение известно в поздних карбонатитах многих массивов - Vuориярви, Салланлатвы, Себль-Ярвы, Большетагнинского, Канганкунде, Чилвы, но крупные концентрации рудных минералов редки.

В одном из массивов Сибири поздние карбонатиты слагают мощное меридиональное тело среди ранних и содержат вкрапленность пирита, молибденита, пирротина, галенита и сфалерита. С глубиной содержание сульфидов возрастает и обнаружены отдельные участки доломит-анкеритовых пород с суммарным со-

держанием галенита и сфалерита свыше 10%. Сульфидоносные карбонатиты кавернозные, со штокверко-прожилковым распределением сульфидов. Мелкие прожилки нацело сложены сульфидами. Им сопутствуют мелкокрапленный паризит, барит, кварц и монацит. Масштабы оруденения значительные; содержание Zn колеблется широко 0,5–1,2% и Pb – 0,1–3%. Сфалерит обычно светлый, обогащен кадмием.

Монацит-паризитовые месторождения

Литература: Ю.Л. Капустин (1966, 1971); M.S. Garson (1958); E.Wm.Heinrich (1966); J.Olson a.o. (1954); O.F.Tuttle, J.Gittins a.o. (1966); W.I.Verwoerd(1964).

Комплексные месторождения редких земель в поздних карбонатитах известны в США, Малави, СССР. Поздние карбонатиты содержат богатую вкрапленность паризита, бастнезита, монацита; в подчиненных количествах – флоренсит, анкилит, бербанкит и постоянную примесь минералов Sr и Ba (барит, стронцианит). Месторождения этого типа встречены как внутри карбонатитовых массивов, так и на удалении от них; в последнем случае связь поздних карбонатитов с отдельными массивами проблематична (Фримонт Каунти, Равалли, Намовара, Коронге).

Один из массивов Сибири содержит мощное меридиональное вертикальное тело доломит-анкеритовых карбонатитов, располагающееся в центре штока ранних карбонатитов. Ранние карбонатиты в приконтактной зоне вокруг этого тела раздроблены и интенсивно анкеритизированы в ореоле до 500 м. Тело поздних карбонатитов зонально. Периферические его части содержат реликтовые минералы: кальцит, апатит, магнетит и колумбитизированный пиррохлор. Ближе к центру выделяется зона массивного, весьма лейкократового анкеритового карбонатита. В центре тела расположена зона кавернозного строения, обогащенная кварцем, сульфидами и минералами TR, Sr и Ba. Среди сульфидов наибольший интерес представляют молибденит, сфалерит и галенит, количество каждого из которых местами превышает 10%. Содержания компонентов составляют: Mo – 0,002–0,24%, Zn – 0,08–5%, Pb – 0–0,44%. Сульфиды локализованы в штокверко-прожилковой зоне среди анкеритовой массы. В этом же теле содержится относительно выдержанная вкрапленность паризита, в меньших количествах – монацита, бастнезита и флоренсита. Преобладает паризит, образующий мелкозернистые гнезда и друзы кристаллов в пустотах породы. Паризит и монацит распределены неравномерно. Состав редкоземельных элементов в руде существенно цериевый ($La_{30}Ce_{50}Pr_{5}Nb_{15}$).

Месторождение Канганкунде представлено мощным (до 1 км) вертикальным штоком поздних карбонатитов. Шток зонален. Периферические части его сложены брекчией вмещающих фенитизированных гнейсов и содержат обильные их обломки, сцементированные карбонатным материалом. В центре штока располагаются мощные (до 100 м) меридиональные жилы мелко- и среднезернистых анкеритовых и сидеритовых карбонатитов, содержащих апатит, бастнезит, монацит, паризит, флоренсит, стронцианит, селлаит, барит и кварц.

Редкоземельные минералы образуют неравномерную вкрапленность, гнезда, полосы, радиально-лучистые и сферолитовые агрегаты. Количество редкоземельных минералов и стронцианита составляет 5–20%; содержание TR_2O_3 – 1–12% и SrO – 0,7–18%; присутствуют галенит и сфалерит (ZnO 0,1–0,3%). В мощной (до 30 м) коре выветривания на карбонатитах содержание Sr, TR и Ba резко возрастает. Состав TR в породах и минералах существенно цериевый. Запасы TR_2O_3 около миллиона тонн, из них 100 тыс. т – в рыхлых отложениях.

Месторождение Тундулу представлено рядом мощных (до 150 м) дугообразных конических жил в штоке ранних карбонатитов и агломерата. Жилы, вероятно, развиваются по ранним карбонатитам и содержат их реликтовые мине-

ралы (магнетит, апатит, кальцит). В карбонатитах присутствует, несомненно, и поздняя ассоциация: доломит, анкерит, сидерит, стронцианит, барит, редкоземельные минералы (монацит, бастнезит, флоренсит). Флоренсит и бастнезит образуют вкрапленность, радиально-лучистые, сферолитовые агрегаты и сахаровидные скопления. Они слагают почти нацело отдельные гнезда, шпирсы и полосы. Содержание TR_2O_3 в руде достигает 10%. Запасы, вероятно, — тысячи тонн.

Месторождение Вигу представляет собой штокверк или жильное поле доломитовых карбонатитов, пересекающих брекчированные и фенитизированные гнейсы. Жилы обогащены стронцианитом, бастнезитом и монацитом, образующими лучистые и зернистые агрегаты. Содержание TR_2O_3 в жилах превышает 10%; запасы значительны, но месторождение не разведано.

Месторождение Мрима изучено очень плохо, но, вероятно, связано с развитием поздних доломито-анкеритовых карбонатитов в штоке ранних. В месторождении известны паризит, монацит и флоренсит. Максимальные содержания редких земель приурочены к рыхлым отложениям и связаны со вторичным флоренситом. Содержание TR_2O_3 свыше 5%; запасы свыше 6 млн. т. Кроме того, известно небольшое количество баритовых и ниобий-редкоземельных руд.

Флюоритовые месторождения

Литература: А.А. Фролов и др. (1967); W.C.Brögger (1921).

Этот тип оруденения известен на Большетагнинском месторождении, в центре карбонатного штока одноименного массива и представлен рядом мощных (до 100 м) жилообразных тел. Рудные тела крутопадающие, пересекают ранний карбонатит и грубо конформны внешним контактам массива. Они сложены гематитом, кальцитом и содержат примесь кварца, стронцианита, барита и пирита. Вокруг некоторых тел развита интенсивная флюоритизация вмещающих пород. Флюорит фиолетовый мелкозернистый. Содержание его колеблется от 40 до 80%. Отмечается лишь примесь гематита, кальцита, кварца, рихтерита. Флюорит содержит до 0,5% Sr, 0,3% TR.

Брукитовые месторождения

Литература: Frycklund, Holbrook (1950).

Известно единственное месторождение Магнет-Ков, в котором окислы титана встречены в крупных скоплениях. Они присутствуют в поздних доломитовых карбонатитах и зонах доломитизации вмещающих пермских сланцев. Карбонатиты образуют пологопадающую штокверковую зону и системы мелких прожилков. В прожилках и в окружающей их зоне развита обильная вкрапленность брукита (арканзита), анатаза и рутила. Все эти минералы содержат примесь ниобия (в бруките — до 9,5% Nb_2O_5). В этих же зонах обычна вкрапленность сульфидов. Месторождение довольно крупное, но изучено недостаточно.

Аметистовые месторождения

Литература: E.Wm.Heinrich, I.R.Shapiro (1966); Ю.Л. Капустин (1971).

Месторождения этого типа редки. Первое из них описано в ущелье р. Арканзас (Колорадо). Это месторождение представлено серией линейных кварц-карбонатных жил, с жемами и друзами кристаллов аметиста и кварца. Аметист ассоциирует также с сульфидами, баритом, анкилитом, ферсманитом.

Аналогичное месторождение (Намо-вара) известно поблизости от массива Вуориярви. Оно представлено серией маломощных (0,5–20 м), но протяженных (до 1 км) линейных жил среди древних гнейсов и гнейсо-гранитов. Отдельные

жилы сложены мелкозернистым анкеритом, сидеритом и баритом с примесью кварца, пирита, щелочных амфиболов, апатита, стронцианита, анкилита, монацита. Вокруг каждой жилы развит ореол интенсивного приконтактового метасоматоза мощностью до 30 м. В этих ореолах гнейсы кавернозны и превращены в зернистую массу дигипирамидального черного кварца. Многочисленные пустоты породы выстланы друзами кристаллов кварца и аметиста (размером 0,5–2 см). В участках пересечения карбонатитовыми жилами древних гранитных пегматитов с кварцевыми ядрами эти ядра раздроблены, кавернозны и в них встречены кристаллы непрозрачного серого кварца до 0,5 м в поперечнике. Кварц содержит включения, и качество его низкое.

Аметистовые жилы мыса Корабль на Кольском полуострове, по нашим предположениям, также относятся к рассматриваемому типу. Они представляют собой систему крустификационных жил и пустот во вмещающих песчаниках. Стенки этих пустот выстланы друзами кристаллов аметиста. Жилы содержат также барит, кальцит, редкие кристаллы пирита, гематита, анкилита, сидерита. Вмещающие породы вокруг них слабо перекристаллизованы, окварцеваны, кавернозны и пронизаны прожилками кварца. Поблизости от жил они местами милонитизированы и превращены в тонкозернистую массу, пропитанную кварцем и милонитом. По характеру минерализации эти аметистовые жилы близки к жилам Намо-вары. Аметист в них высокого качества, хотя окрашен не очень густо. Кристаллы его имеют размер от 0,1 мм до 1,5 см, обычно – 0,5–1 см.

Штаффелитовые месторождения

Литература: А.А. Кухаренко и др. (1965); К.П. Шувалова и др. (1970); Ю.Л. Капустин (1971); Раага (1970).

Месторождения этого типа, вероятно, присутствуют в ряде массивов, но наиболее крупные штаффелитовые тела обнаружены в Ковдоре и Есее. Плохо обнаженный и недостаточно изученный Есеевский массив уже рассмотрен выше, здесь же приведено описание ковдорских штаффелитовых образований.

В Ковдорском массиве штаффелит развит широко, преимущественно в юго-западной части массива, среди магнетит-форстеритовых пород, карбонатитов и фенитов. Штаффелитовые образования приурочены к мощным зонам брекчирования. Они являются более поздними, чем карбонатиты, и непосредственно пересекают их. Штаффелит приурочен к мощным, но коротким линейным зонам брекчирования в центре штока апатит-магнетит-форстеритовых пород.

К юго-западу от массива меридиональная зона, богатая штаффелитом, располагается в висячем боку жильного поля ранних карбонатитов. Мощность этой зоны 100–150 м. Отдельные вертикальные округлые штаффелитовые тела встречены поблизости от массива, среди фенитов. Постоянной особенностью штаффелитовых зон является присутствие в них многочисленных обломков. Несмотря на то что многие тела их залегают среди фенитов, они содержат обломки карбонатитов, магнетит-apatитовых пород и серпентинизированных ослюденелых оливинитов. Порода в целом кавернозна и обломки в ней цементируются массивной или натечно-почковидной массой штаффелита. Вместе с ним часто присутствуют вермикулит, серпентин, кальцит. В зоне брекчии, пересекающей апатит-магнетит-форстеритовые породы, штаффелит распределен неравномерно, но местами составляет до 60%. Здесь в его массе постоянно встречаются мелкие обломки первичного апатита. При пересечении этой же зоной фенитов штаффелит в ней исчезает, и появляются налеты и друзы шабазита. В зоне близ висячего бока карбонатитов штаффелит цементирует тонкоперетертую массу и составляет от 30 до 90% породы. Во всех случаях штаффелит образует натечно-почковидные массы радиально-лучистого или шестовато-параллельного строения. В его почках часто отмечаются слои крандаллита, иногда крандаллит образует самостоятельные массы того же строения. Вокруг штаффелитовых зон вмещающие породы изменены. Оливиновые породы серпентинизированы, карбонатиты частично растворены, лейкократовые фениты цеолитизи-

рованы, пелитизированы или галлуазитизированы. Содержание P_2O_5 в штаффелитовых зонах — 10–35%, обычно — 25%. Штаффелит содержит CO_2 (до 3%) и по сравнению с первичным апатитом почти стерилен от Sr, Ba и TR (суммарное содержание их менее 0,2%). Штаффелит представляет собой ценное фосфатное сырье.

Крупнейшее штаффелитовое месторождение Сокли в Финляндии представляет собой вертикальный карбонатный шток до 5 км в диаметре. В пределах штока развиты штаффелитовые породы. Вероятно, они образуют мощные трубы брекчированных карбонатов, в которых обломки сцементированы сплошной массой штаффелита. В руде содержание P_2O_5 — до 40%. Присутствуют также кальцит, магнетит, пиррохлор, апатит и вермикулит. Это месторождение — крупнейший источник фосфатного сырья в Финляндии.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В настоящее время известно свыше 250 массивов рассматриваемого типа. Возраст их — от докембрийского до современного. Докембрийских массивов известно мало. Чем моложе их возраст, тем большим числом массивов они представлены. Это явление частично связано с интенсивным изменением древних массивов при метаморфизме, частично — с последующим захоронением их под более молодыми осадками. Но несомненно и исключительно широкое проявление магматизма этого типа в триасовое, неогеновое и четвертичное время (свыше 90% массивов).

Массивы располагаются в различной структурной обстановке, прорывают разные вмещающие породы, сохраняя при этом характерные черты. Обычно они образуют небольшие конические или штокообразные интрузивные тела асимметричного строения и искаженной округлой формы. Площадь их в сечении 0,5–70 км², чаще — 5–30 км². Наиболее крупный Гулинский массив занимает площадь свыше 600 км², а по геофизическим данным — до 2000 км². Крупнейшие вулканы этого типа Буньяругуру, Кикоронго и Ньирогонго имеют насыпные конусы до 50 км в поперечнике. Часто образуются и серии мелких тел, даек и трубок взрыва.

Оливиниты обычно слагают мелкие тела, за исключением Гулинского массива. Тела пироксенитов имеют большие размеры, но и они не превышают обычно 30–40 км². Мелилитовые породы во всех случаях имеют подчиненное значение. Ийолиты, мельтейгиты и якупирангиты занимают площадь до 20–30 км², но постоянно содержат блоки других пород. Затруднительно и отчленение интрузивных ийолитов от нефелинизированных пироксенитов.

Карбонатиты образуют самостоятельные монолитные штоки до 5 км в диаметре (до 20 км²). На глубину они прослежены на 400–600 м и при этом сохраняют строение и состав.

Рассмотренные массивы представляют собой четко очерченную и характерную группу, объединенную рядом специфических черт. Они являются типичными представителями в общем ряду континентального магматизма и известны почти на всех древних щитах, кроме Австралийского и Украинского. Подавляющее большинство массивов и вулканов этого типа располагается в Африке. Свыше 150 отдельных крупных массивов и мелких тел здесь приурочено к рифтовым зонам Восточно-Африканского поднятия. В пределах прочих щитов насчитывается по 20–30 массивов. Отдельные массивы и их группы располагаются в складчатых зонах Сетта-Дабана, Кордильер, Сихотэ-Алиня и более мелкие дайковые поля в рифтах Верхнего Рейна.

Типизация массивов или выделение среди них разных групп затрудняются наличием для всех комплексов вертикальной зональности. Во всех известных провинциях существуют различия в строении отдельных массивов. Обычно они сложены несколькими породами, но в зависимости от эрозионного среза преобладают различные породы. Это положение наглядно иллюстрируется сравнением более древней (палеозойской) провинции Кольского полуострова с более молодыми мезозойскими провинциями Сибири и Канадского щита. Но особенно

показательно сравнение этих провинций с рифтами Восточной Африки с их молодым третично-четвертичным вулканизмом.

В более древних и глубоко эродированных кольских массивах преобладают ультрабазиты и постоянно развиты ийолиты. Нефелиновые сиениты в них занимают ничтожную площадь, а карбонатиты имеют подчиненное значение. В более молодых и, вероятно, менее эродированных массивах Америки присутствуют ийолиты, реже — ультрабазиты, но преобладают нефелиновые сиениты. Карбонатиты в них занимают подчиненное положение. В молодых субвулканах и вулканах Африки четко и повсеместно преобладают две группы пород: карбонатиты и нефелиниты, часто их меланократовые аналоги — кивиты, угандиты, анкаратриты. Кроме того, поздние карбонатиты часто располагаются вне массива, над ним или на удалении, что затрудняет определение их формационной принадлежности.

Наличие вертикальной зональности в распределении пород затрудняет выявление характерных черт формации и ее генетических связей. В силу этого затруднительно связывать карбонатиты с какой-либо из пород в общем формационном ряду. Известны к тому же и исключения из указанного выше правила. В Гулинском субвулкане, несомненно, мало эродированном, основной интрузивной породой является дунит, слагающий огромное тело, во много раз превосходящее по размерам оливинитовые ядра других массивов. В Кайзерштуле и Гулинском вулканах среди эффузивов (в низах толщи) известны нормальные базальты, в других массивах не встреченные. В массиве Магнет-Ков кроме обычных пород встречены риолиты и трахиты, не характерные для рассматриваемой группы. Однако эти исключения единичны и не могут повлиять существенно на выявление основных черт всей группы.

В целом для всех массивов формации характерна четкая и постоянно выдерживаемая последовательность формирования пород: оливиниты и дуниты — пироксениты — мелилититы и турьяиты — ийолиты и мельтейгиты — нефелиновые сиениты — карбонатиты. В отдельных массивах отсутствуют те или иные породы, но последовательность их внедрения не меняется. Не меняется и характер многофазных дайковых серий, а также процессов оруденения. Чрезвычайно постоянны также минеральный состав и геохимическая специфика каждой из пород. При сравнении массивов разных регионов и различного возраста (от докембрия до современного) хорошо заметно, что состав пород, слагающих массивы, один и тот же и последовательность их формирования постоянна. Однако из-за различий в эрозионном срезе в отдельных массивах карбонатиты генетически связываются с разными породами, а поздние карбонатиты отрываются от ранних.

С карбонатитовыми комплексами генетически связана большая группа месторождений редких металлов, слюды, апатита, цементного сырья, волластонита, флюорита, барита, огнеупоров (форстерит), железа, меди и в современных вулканах — соды. Несмотря на малые размеры массивов, в них известны крупные промышленные концентрации различных видов сырья, по содержаниям часто превышающие все месторождения других генетических типов.

Так, карбонатиты и их коры выветривания являются уникально богатыми месторождениями апатита, пироклора, флогопита, вермикулита. На них в настоящее время приходится свыше 85% мировой добычи ниобия. Характеристика месторождений в этих массивах приведена в табл. 12. Четко выделяются две основные группы месторождений: 1) в ультрабазитах (флогопит, титаномagnetит, форстерит) и 2) в карбонатитах — ранних (Nb, Ta, P, Fe, Zr) и поздних (TR, Cu, Zn, Pb, Mo, Sr, флюорит).

Высокие концентрации пироклора, бадделейта, магнетита и вермикулита возникают в аккумулятивных элювиальных корах и особенно — в перемытых корах и россыях. Известны и единичные небольшие месторождения переотложенных бокситов (Магнет-Ков). Оруденение имеет преимущественно вкрапленный и жильно-штокверковый характер. Рудные тела отличаются значительной мощностью и протяженностью. Ранние карбонатиты, содержащие вкрапленность пироклора и апатита, часто рудоносны по всему объему, но и в них выделяют-

ся особо богатые участки, обычно конформные общей структуре их конических тел.

По запасам рассматриваемые месторождения также уникальны. На их долю приходится свыше 90% запасов ниобия; по запасам флогопита и вермикулита они значительно превышают прочие генетические типы. Запасы апатита (P_2O_5) специально в них не подсчитывались, но они сопоставимы с запасами разрабатываемых месторождений фосфоритов и апатитовых руд Хибин. Содержания фосфора в них, однако, более низкое. Содержание P_2O_5 в коренных карбонатах 3–10% и в коре выветривания – до 30%. Карбонатиты могут использоваться целиком, как комплексное сырье. Основная масса может служить сырьем для производства цемента (кальцит и доломит); попутно могут извлекаться апатит, магнетит и пироклор. Значение карбонатитов как источника редкометалльного сырья огромно.

В целом рассмотренная группа щелочных массивов характеризуется специфическим минеральным составом и особой геохимической специализацией (см. табл. 12, 34). Для ультрабазитов характерны форстерит и кальциево-магнезиальный пироксен с содержанием 65–90% диоксидовой молекулы. В этих породах присутствуют также титаномагнетит и слабозелезистый флогопит. В ийолитах пироксен более железистый и щелочной, но и он содержит 45–70% диоксидовой молекулы. Для ийолитов характерны также шорломит, биотит, апатит и катафорит. Нефелиновые сиениты, встреченные в карбонатитовых массивах, обычно пироксеновые (эгирин-авгит) и биотитовые (миаскитового типа). Они содержат также щелочные амфиболы и аксессуарные минералы: сфен, циркон, апатит, кальцит. Но во многих массивах обнаружены отдельные нефелин-сиенитовые жилы или пегматиты, содержащие эвдиалит, ринколит, ловчоррит (Одихинча, Ковдор), астрофиллит, гакманит (Африканда, Вуориярви), тайниолит (Магнет Ков), полилитионит, ловозерит (Ковдор). В фенитах широко развит пектолит (Ковдор, Африканда, Саянские массивы), реже встречаются рамзаит, велерит, ловенит, лампрофиллит (Ковдор, Озерная варака). Эти минералы свойственны агпаитовым породам.

Карбонатиты обладают особой минерализацией, сопоставимой, с одной стороны, с метаморфическими кальцифирами и магнезиальными скарнами (присутствие форстерита, флогопита, диоксида), а с другой – с щелочными породами (присутствие пирохлора, бадделеита, нефелина, эгирина, биотита (см. табл. 34)). По характеру минерализации карбонатиты нами подразделяются на два основных типа: ранние и поздние. Каждый тип многостадийен. Ранние карбонатиты сложены кальцитом и содержат форстерит, диоксид, магнезиальный флогопит, апатит, пироклор, бадделеит, дизаналит. Поздние карбонатиты сложены преимущественно доломитом и анкеритом и содержат сульфиды, хлорит, кварц, барит, карбонаты TR, Sr и Ba, монацит, брукит. По характеру и температурам образования поздние карбонатиты аналогичны гидротермальным жилам. Поздние карбонатиты завершают формирование массивов.

Соответственно изменению минерального состава меняется и геохимическая специфика пород. Для ультрабазитов типоморфны Mg, Ti, K, Si. Для ийолитов – Si, Al, Ca, Na; для нефелиновых сиенитов – Si, Al, Na. Карбонатиты резко отличаются от этих пород и для них типоморфны: Ca, Fe, C, P, Nb, Zr (ранние) или Mg, C, TR, Sr, Ba, S (поздние). В целом для массивов этого типа характерны диоксид, форстерит, мелилит, нефелин, апатит, кальцит, пироклор, бадделеит, перовскит, флогопит. Постоянна обогащенность пород Mg, Ca, C, Sr, TR, Nb, Ti.

ВВЕДЕНИЕ

Впервые щелочные массивы были выделены и минералогически изучены в Скандинавии (Лангезундфиорд), Гренландии (Илимаусак), Италии (Везувий) и России (Ильмены). Так, лейцит описан Вернером еще в 1791 г., нефелин - Гаюи в 1800 г., содалит - Томсоном в 1811 г., эвдиалит - Штроемeyerом в 1819 г. На Урале, в Ильменах, были установлены ильменит (Купфер, 1827), чевкинит и канкринит (Розе, 1839).

Щелочные массивы, таким образом, изучаются уже почти 200 лет, однако картина их распространенности является еще далеко не полной. Только за последние 20 лет в СССР были открыты огромные щелочные провинции северного и южного обрамления Сибирской платформы. Много новых щелочных массивов и месторождений будет открыто в недалеком будущем в этих мало изученных районах, а также в Монголии, Африке, Южной Америке, Канаде и др.

В настоящее время известно множество классификаций щелочных пород и массивов (В. Бреггер, А.Е. Ферсман, Ю.А. Кузнецов, В.И. Герасимовский, О.А. Воробьева, К.А. Власов, А.И. Гинзбург, Ю.М. Шейнманн и др.). Это классификации петрографические, формационные, химические и др. Нами принято разделение щелочных пород и массивов на пять групп по их минералогическому составу с учетом химических особенностей главных минералов (особенно темныхцветных):

- 1) эгириновые нефелиновые сиениты;
- 2) биотитовые лейцит-нефелиновые сиениты;
- 3) биотитовые нефелиновые сиениты;
- 4) авгитовые тералиты;
- 5) диопсидовые ийолиты.

Породы первой группы являются существенно натриевыми, второй - существенно калиевыми. Породы третьей группы, пользующиеся наибольшим распространением и часто являющиеся исходными для развития пород второй и первой групп, имеют промежуточный преимущественно кальциевый состав. В породах четвертой и пятой групп щелочи по активности (отражающейся на составе пироксенов, амфиболов) уступают кальцию.

Классификация описанных выше месторождений щелочных массивов приведена в табл. 12 и 35. Их место в общей классификации месторождений иллюстрируется табл. 36. Типы месторождений выделяются по минералам, а не по элементам, так как один и тот же элемент может содержаться в разных минералах (например, ниобий в лопарите и пироклоре). Однако и минерал может образовывать различные типы месторождений. Так, можно различать лопаритовые малиньиты и лопаритовые пневматолититы или соответственно апатит-лопаритовые и альбит-лопаритовые руды. Эти двойные названия, первое из которых указывает на породообразующий (или другой характерный) минерал, а второе - на рудный, не следует путать с названиями, указывающими на оба промышленных минерала (циркон-пироклоровые, апатит-лопаритовые), иногда образующих и всю массу руд (циркон-бадделеитовых и др.).

Под типами месторождений мы понимаем практически типы руд, ибо дифференцированность, зональность массивов и месторождений приводит в одних слу-

чаяя к появлению целого ряда различных руд, а в других же случаях эти руды выступают изолированно, в качестве самостоятельных типов месторождений.

Как и другие изверженные породы и связанные с ними месторождения (см. табл. 36), щелочные породы делятся на ультраосновные (альгипербазиты), основные (альбазиты, средние — сиениты и кислые (альграниты). Однако иногда проявляется четкое различие калиевой и натриевой щелочности. Так, в натрий-гипербазитах вместе с оливином и диопсидом развиты нефелин и альбит. В то же время калий-гипербазиты (Австралия, США) содержат оливин и диопсид в ассоциации с псевдолейцитом и микроклином. Намечаются переходы от калий-гипербазитов к калиевым псевдолейцитовым нефелиновым сиенитам. Последние наиболее четко отличаются от натриевых нефелиновых сиенитов, которые в свою очередь делятся (по соотношению Na, K и Ca в пироксенах и амфиболах) на эгириновые и биотит-авгитовые.

Кроме выделенных пяти главных групп щелочных пород, следует отметить особые натриевые безмикроклиновые разновидности нефелиновых сиенитов с ассоциацией нефелина и альбита (мариуполиты).

Около 1000 известных сейчас щелочных массивов располагаются в 36 главных регионах (стр. 4, см. фиг. 1, 2). Наиболее крупной щелочной провинцией представляется южная окраина Сибирской платформы (Тува, Монголия, Забайкалье), где обнаружено более ста щелочных массивов, преимущественно однопородных (миаскитовых). Отдельные участки этой провинции (Сангилен и др.) отличаются и наибольшей плотностью развития щелочных массивов (десятки массивов на площади десятки тысяч квадратных километров). В Фенноскандинавской щелочной провинции известны массивы всех групп (кроме лейцитово-вой). Более однородные провинции часто линейны (Урал, Туркестан).

Массивы с науцитами (1^а группа) приурочены к Северо-Атлантическому региону (Канада, Гренландия, Кольский полуостров), возможно, представлявшему ранее единый материк. Многие другие эгириновые массивы также концентрируются в полярных областях. Характерные лейцитовые провинции — Средиземноморская альпийская геосинклиналь (Испания, Италия, Армения, Памир), южная часть Сибирской платформы (Алдан, Северное Забайкалье). Провинциями миаскиотов являются Урал, Туркестан, Сангилен, а тералитов — Кузнецкий Алатау, Витим. Ийолитовые массивы (5-я группа) широко развиты в Фенноскандии, Восточных Саянах, Восточной Африке. Самый молодой геологический возраст обычно имеют массивы лейцитовых пород и альгипербазитов, для которых характерны современный вулканизм и гипабиссальные условия образования. В Срединно-Атлантическом хребте, помимо лейцитовых пород, в последнее время установлены и нефелиновые габбро (Honores, Bonatti, 1970).

Большинство крупных щелочных массивов располагается в краевых частях платформ, щитов, жестких глыб (например, Канада, Бразилия, Африка, Кольский полуостров). В линейных геосинклиналях образуются небольшие миаскиотовые и тералитовые массивы. Образование платформенных массивов связано с процессами эпиплатформенной реактивизации и иногда отвечает завершающей стадии консолидации соседней геосинклинали (например, каледонской Грампианской геосинклинали на Кольском полуострове, герцинской Таймырской геосинклинали в Северной Сибири). Ближе всего к геосинклинали обычно располагаются кальциевые щелочные массивы (гипербазитовые, базитовые), далее — калиевые (лейцитовые) и, наконец, натриевые. Такая картина намечается на Кольском полуострове и в Восточной Африке.

Агпайтовые, насыщенные летучими массивы каждого типа (но особенно — нефелин-сиенитовые), характерны для поднятых блоков, антиклиналей, для верхних частей земной коры с большой ее мощностью. Бедные летучими и редкими элементами тералиты, ийолиты, авгитовые нефелиновые сиениты образуются в нижних частях коры, часто в ассоциации с чарнокитами и другими породами, обогащенными Ca, Mg, Fe²⁺. По фациям глубинности эти породы соответствуют абиссальным.

По формационному признаку, по характеру высокотемпературных главных пород провинции, четко выделяются щелочные массивы гипербазитовые (форстерит-диопсидовые, магнезиальные) и габброидные (фаялит-авгитовые, алюминий-

Таблица 35

Генетические типы месторождений в щелочных массивах

Этапы	Типы месторождений	Примеры месторождений
Магматический	Стенструпиновые	Илимаусак
	Ловозеритовые	СССР
	Эвдиалитовые	"
	Апатит-лопаритовые	
	Нефелин-апатитовые	Хибины
	Лейцитовые	Сынный
	Нефелиновые	Кия-Шалтырь
	Микроклин-нефелиновые	Блю-Маунтин
	Перовскит-титаномагнетитовые	Кольский полуостров
	Форстеритовые	Лесная Варака
Титаномагнетитовые	Елеть-озеро	
Кальцитовые	Ковдор	
Пегматитовый	Чкаловитовые	Илимаусак
	Эвдиалитовые	"
	Ловчорритовые	СССР
	Ильменорутитовые	Урал
	Барилитовые	Сил Лейк
Пневматолитовый	Лопаритовые	Д. Восток
	Пандаит-эшинитовые	СССР
	Пироклор-цирконовые	"
	Пироклоровые	Ньюмен
	Графитовые	Ботогол
	Халькопирит-магнетитовые	Ирису
	Флогопитовые	Ковдор
	Магнетит-апатитовые	"
	Апатит-пироклоровые	Ока
	Гатчетолитовые	"
Церит-торитовые	Урал	
Гидротермальный	Бадделеитовые	Поко де Калдас
	Флюоритовые	Покрово-Киреево
	Уранинитовые	Сибирь
	Рихтерит-асбестовые	Алдан
	Пентландит-халькопиритовые	Палабора
	Галенит-сфалеритовые	Н. Саяны
	Монацит-паризитовые	Канганкунде
	Брукитовые	Магнет Ков
	Штаффелитовые	Ковдор
	Гипергенный	Россыпи (пироклоровые, бадделеитовые и др.)
Коры выветривания (бокситовые, бастнезитовые, вермикулитовые)		Поко де Калдас

Таблица 36

Типизация месторождений

Нормальный ряд	Щелочной ряд	
	калиевый	натриевый

I. Магматогенные

Ассоциирующие с гипербазитами

Хромит (форстерит)	Алмаз (лейцит)	Перовскит
Платина (форстерит)	Алмаз (флоренсит)	Магнетит
Алмаз (пироп)	Флогопит	Апатит
Хризотил-асбест	Вермикулит	Пирохлор
Тальк		Паризит
Магнетит		Халькопирит
		Флюорит

Ассоциирующие с базитами

Хромит (плагноклаз)		Нефелин
Пентландит		Титаномagnetит
Магнетит		
Рутил		
Графит		
Волластонит		
Исландский шпат		

Ассоциирующие с сиенитами

Графит	Лейцит	Нефелин, апатит
Циркон	Микроклин	Эвдиалит
Пирохлор	Либеренит	Стенструпин
Ильменорутил		Лопарит
		Ринколит
		Чкаловит

Ассоциирующие с гранитами

Апатит, флогопит	Мусковит	Пирохлор (рибекит)
Ортит	Лепидолит	Гагаринит
Торит, уранинит	Сподумен	Криолит
Касситерит (халькопирит)	Поллуцит	Бастнезит
Ферберит (антимонит)	Берилл	Лейкофан
Магнетит (скаполит)	Касситерит	Флюорит
Кобальтин (дашкесанит)	Танталит	Коффинит (альбит)
Молибденит (магнетит)	Гюбнерит	Жадеит (альбит)
Халькопирит (турмалин)	Уранинит	
Сфалерит, галенит	Молибденит	
Висмутин (магнетит)	Флюорит	
Золото, антимонит	У-Синхизит	
Золото (арсенопирит)	Галенит (родонит)	
Серебро	Теннантит (родохрозит)	
Киноварь	Миларит	
	Гентгельвин	
	Бертрандит	

Таблица 36 (продолжение)

Нормальный ряд	Щелочной ряд	
	калиевый	натриевый
	<u>II. Осадочные</u>	
	Сульфиды	
Халькопирит, халькозин Линнеит Сфалерит Галенит		
	Окислы	
Кварц, опал Пирролизит, браунит Магнетит, гематит Диаспор, гидраргиллит		
	Фосфаты	
Апатит, штаффеллит Крандаллит		
	Силикаты	
Кианит Пирофиллит Шамозит Каолинит Монтморишонит	Клиноптилолит Гидрослюды	Рибекит Анальцим
	Карбонаты	
Кальцит Магнетит Сидерит		Давсонит Сода Нахколит
	Сульфаты	
Ангидрит, гипс Целестин, барит	Алунит	Тенардит Мирабилит
	Бораты	
Колеманит Индерит		Бура
	Галоиды	
Флюорит	Карналит Сильвин	Галит
	Самородные	
Сера Графит, уголь Асфальт, янтарь		
	Жидкости и газы	
Вода Нефть Метан Гелий	Рассолы	Рассолы

Таблица 36 (окончание)

Нормальный ряд	Щелочной ряд	
	калиевый	натриевый
	<u>III. Экзогенные</u>	
	Россыли	
Хромит	Касситерит	Лопарит
Золото	Танталит	Пироклор
	Зоны окисления	
Лимонит		Бастнезит
Пиролозит		Крандалит
Латерит		
Церуссит		

железистые). Гипербазиты (дуниты, пироксениты) характерны для массивов с ийолитами и лейцитовыми породами, габброиды – для массивов с тералитами и эссекситами. Граниты и сиениты, сами обычно являющиеся поздними дериватами, в платформенных областях четкой связи с типами нефелиновых пород не проявляют. Наиболее характерны сиениты для миаскитовых и лейцитовых массивов. Явная связь нефелиновых сиенитов и щелочных гранитов отмечается в ряде геосинклинальных массивов (Дарай-Пиоз и др.).

Агпайтовые породы могут быть продуктами далеко зашедшей дифференциации (в натриевом и реже в калиевом направлениях) как перидотитовой, так и габброидной магмы. Однако даже эти породы сохраняют известную специфику исходной магмы: в Ловозере, Муруне (в связи с перидотитами) – это обогащение Mg, Sr, Ti; в Илимауске, Бенкрофте (в связи с габбро) – Fe, Ba, Ca, Al. Наиболее щелочные эгириновые породы (науяиты, луявриты) различных формаций весьма конвергентны. В самом деле, очень сходны науяиты Ловозера и Илимаусака, в то время как их менее щелочные породы легко различаются (по Mg/Fe и др.).

Щелочные массивы можно разделить на массивы с ийолитами, с тералитами и с нефелиновыми сиенитами. Первые соответствуют массивам альгипербазитовой (ультраосновной – щелочной) формации, вторые – альбазитовой, габброидной. Что же касается массивов с резко преобладающими нефелиновыми и щелочными сиенитами (Хибины, Сыньяр и др.), их формационная принадлежность определяется гораздо менее однозначно.

Агпайтовые массивы отличаются большой гетерогенностью. Так, в Илимауске кроме габбро, гранитов и сиенитов известно около пяти типов нефелиновых сиенитов (фойяиты, различные луявриты, науяиты). По преобладающим (> 5%) характерным породам этот массив может быть назван науяит-луявритовым, а по минералогическому составу (табл. 37) – гакманит-эгирин-микроклиновым (не считая нефелин). Соответственно Хибины – массив фойяитовый или эгирин-микроклиновым, а Вишневые Горы – сиенит-миаскитовый, или лепидомелан-микроклиновым, Инагли – дунит-сиенитовый, или форстерит-микроклиновым, Кия Шалтырь – габбро-уртитовый, или авгит-плаггиоклазовым, Африканда – пироксенит-дунитовый, или диопсид-форстеритовый, Вуориярви – пироксен-карбонатитовый, или диопсид-кальцитовый и т.д.

При отнесении массивов к одной из пяти групп кроме площади (и объема), занимаемых различными щелочными породами, особо учитываются редкие породы высокой активной щелочности. Так, науяиты и луявриты Сент-Илера, амфиболы и другие минералы которых богаты Na, F, Cl, Mn, Fe³⁺ по распространенности значительно уступают габбро. Однако почти вся редкометаллическая минера-

Таблица 37

Породообразующие минералы щелочных массивов

Минералы	Содержание в породе, %		
	> 50	> 20	> 5
	Силикаты		
Микроклин	Хибины		
Ортоклаз	"		
Альбит	"		
Плагиоклаз	Кия-Шалтырь		
Содалит	Ловозеро		
Нозеан		Ловозеро	
Вишневит		"	
Канкринит		Луэш	
Кальсит		Мурун	
Анальцит	Илимаусак		
Натролит	Ловозеро		
Уссингит		Илимаусак	
Скаполит		Бенкрофт	
Мелилит	Ковдор		
Монтчеллит			Турий мыс
Форстерит			Ковдор
Фаялит			Илимаусак
Диопсид	Африканда		
Геденбергит	Дахунур		
Авгит		Кия-Шалтырь	
Эгирин	Ловозеро		
Воластонит		Ковдор	
Шизолит			Сент-Илер
Пектолит			"
Мизерит			Дара-Пиоз
Рибекит		Илимаусак	
Mg-рибекит		Ловозеро	
Арфведсонит	Илимаусак		
Mg-арфведсонит	Ловозеро		
Катафорит		Илимаусак	
Mg-катафорит		Ловозеро	
Гастингсит		Дахунур	
Mg-гастингсит		Африканда	
Рихтерит			Себлявр
Актинолит			Вуориярви
Лепидомелан	Татарка		
Флогопит	Ковдор		
Мусковит	Ыллымах		
Полицитионит			Илимаусак
Науяказит		Илимаусак	
Шорломит		Африканда	
Гросуляр			Дахунур
Везувиан			"
Эпидот			Ясман
Энигматит		Ловозеро	
Астрофиллит			Хибины
Лампрофиллит			Ловозеро
Мурманит			"

Таблица 37 (окончание)

Минералы	Содержание в породе, %		
	> 50	> 20	> 5
Рамзаит			Ловозеро
Сфен	Хибины		
Ринколит			Илимаусак
Нептунит			Ловозеро
Циркон			Мариуполь
Эвдиалит	Илимаусак		
Ловозерит			СССР
Катаплеит			Норра-черр
Стенstrupин			Илимаусак
Бритолит			"
Чкаловит			"
Эпидидимит			"
Окислы			
Корунд		Гастингс	
Ильменит		Ловозеро	
Магнетит	Хибины		
Ульвошпинель			Хибины
Рутил			Ловозеро
Перовскит		Кольский	
Лопарит		п-ов	СССР
Пироклор			Илимаусак
Гидраргиллит			Ловозеро
Бенстонит	Самалпатти		
Кальцит	Чик		
Доломит		Сайжа	
Ньерерит		Олдоиньи	
Монацит			Илимаусак
Алатит	Хибины		
Виллиомит		Ловозеро	
Флюорит			Сахариок
Пирротин			Ловозеро
Сфалерит			Илимаусак
Графит			Ботогол

лизация массива связана именно с науяитами и луювритами (составляющими тем не менее целые проценты от площади массива). Поэтому массив отнесен к 1-й группе, а не к 4-й. В то же время Кокшаровский массив, где встречаются эгириновые нефелиновые сиениты, отнесен к 5-й (а не к 1-й) группе, поскольку с преобладающими в массиве пироксенитами связаны главные месторождения массива - вермикулитовые. Обычно щелочные породы выделенных пяти групп совместно, в одних и тех же массивах, не встречаются, что и позволило грубо параллелизировать породы и массивы. Однако иногда калиевые породы (2-я группа) отмечаются в массивах 1-й группы (Хибины) и 4-й группы (Зардалек).

В Магнет-Кове широко развиты ийолиты и карбонатиты, почему массив и отнесен к 5-й группе. Однако в нем встречаются также нефелиновые и псевдо-

лейцитовые сиениты, а в контактах была отмечена литиевая минерализация (тайниолит). Это уже указывает на возможность отнесения массива к группам более высокой щелочности.

Наиболее крупным щелочным массивом являются Хибиньы - 1400 км² (площадь малообнаженного Гулинского массива, по геофизическим данным, около 2000 км²). Это немного, учитывая размеры интрузивов других пород (габбро, гранитов) - до 200 тыс. км². Щелочные породы, по О.А. Воробьевой, занимают лишь около 1% от общей площади выходов изверженных пород. Наиболее часто встречающийся размер щелочных массивов - 20 км². Крупными (> 500 км²) массивами, кроме упомянутых выше, являются Поко де Калдас, Сынныр, Ловозеро, Игалико. Все это - массивы нефелиновых сиенитов, преимущественно эгириновых. Самая крупная концентрация нефелиновых пород и нефелина находится в Хибинах. Хибинский и соседние Соустовский, Ловозерский, Кургинский массивы (общей площадью более 2000 км²) на глубине, вероятно, соединяются. Подобное соединение геофизически доказано П.С. Кармазиным даже для более удаленных и разнородных щелочных массивов Приазовья.

Удлиненную, линейную форму часто имеют массивы с железистыми амфиболами и слюдами (Бенкрофт, Даркнейл). Массивы обычно с магнезиальными темноцветными обладают изометричной формой и концентрической зональностью. В центре массивов преимущественно находятся анхимономинеральные породы с низкой активной щелочностью: сиениты (Ловозеро, Памбак), оливиниты (Африканда, Инагли). Краевые зоны массивов обычно сложены породами полиминеральными, более меланократовыми, трахитоидными, пегматоидными, с повышенной активностью щелочей и летучих (луавриты и науайты Ловозера). Эту общую схему могут осложнять последующие внедрения (например, рисчоритов в кольцевой зоне между хибинитами и фойяитами Хибин). Зональность щелочных массивов может зависеть также от состава вмещающих пород и от степени "отрыва" пород массива от других комагматов. В изолированных от них массивах зональность обычно носит описанный выше характер; она может быть и обратной в массивах (типа Илимаусака), близ которых находятся обширные выходы ранних комагматических пород (анортозиты, сиениты), переходящих и в краевые зоны массивов.

Вертикальная зональность приводит к появлению в верхних частях массивов (но за пределами зоны закалки) поздних агпайтовых пород с высокой активностью щелочей и летучих.

Даже в массивах 1-й группы, отличающихся многофазностью и большим разнообразием пород, эгириновые и гакманитовые породы появляются лишь на самых поздних стадиях. В массивах с меньшей активной щелочностью амплитуда изменения состава пород не столь велика. Если в массиве нефелиновые сиениты ассоциируют с бедными кремнеземом Са-Mg-Al-породами (габбро, пироксениты, ийолиты), то там отсутствуют в существенных количествах К-Si-породы (сиениты, граниты) и наоборот.

В пределах отдельных массивов Са-Mg-Al-породы (габбро, пироксениты) обычно древнее нефелиновых. Ранними часто являются мономинеральные породы (из форстерита, диопсида, плагиоклаза, нефелина). Кислые породы во многих случаях (Туркестанский хребет и др.) моложе нефелиновых, но это должны быть сиениты, граниты с более высокой активной щелочностью, чем в нефелиновых породах. А в Илимаусаке мало агпайтовые авгитовые граносиениты древнее эгириновых нефелиновых сиенитов.

Контактные взаимоотношения пород в пределах массивов часто бывают спорными. Породы эти могут быть геологически почти одновозрастными (при расщеплении, ликвации). Установление "геохимического возраста" пород по активности щелочей и летучих представляется в этом отношении более перспективным, нежели определение возраста геологического и, особенно, абсолютного.

МИНЕРАЛЫ ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД

Во введении к разделу первому настоящей работы было приведено более ста известных в литературе названий нефелинсодержащих пород. Из числа этих названий могут быть применены к наиболее характерным и распространенным бинарным ассоциациям нефелина:

- | | |
|------------------------------|------------------------------|
| 1) с микроклином - фойяит; | 7) с амфиболом - монмутит; |
| 2) с альбитом - мариуполит; | 8) с биотитом - конгрессит; |
| 3) с плагиоклазом - тералит; | 9) с мелилитом - турьяит; |
| 4) с содалитом - науаяит; | 10) с кальцитом - тувинит; |
| 5) с канкринитом - бузорит; | 11) с корундом - крегмонтит. |
| 6) с пироксеном - ийолит; | |

Подобные самостоятельные названия могут быть приемлемы для ассоциаций минералов примерно постоянного состава (альбит, микроклин, содалит, корунд). В случае же минералов с переменным составом (пироксены) все равно придется детализировать тип, например, ийолитов: эгириновых (Ловозеро), геденбергитовых (Дахунур), авгитовых (Кия-Шалтырь), диопсидовых (Ковдор) и т.д. Лучше вообще отказаться от иррациональных названий пород, тем более что многие из бинарных ассоциаций нефелина (с нозеаном, вишневитом, волластонитом, науаказитом и т.д., см. табл. 37) таких названий не получали.

Породы, состоящие из сочетания трех минералов, гораздо более многочисленны. Им тем более не стоит давать (или сохранять) иррациональные названия, хотя среди них есть достаточно типичные и распространенные (например, занимающие огромные объемы и встреченные в четырех разных провинциях лугаяриты с ассоциацией: нефелин + микроклин + эгирин). Можно именовать их эгирин-фойяитами или рационально эгирин-нефелин-микроклинитами (названы минералы, которых больше 20%; содержание последнего минерала максимально). Название "эвдиалитсодержащий эгириновый фойяит" может быть отнесено к породе, содержащей 5-20% эгирина и 1-5% эвдиалита (предложенные границы, разумны).

Мономинеральные породы, очевидно, следует называть рационально: нефелиниты (вместо уртитов), микроклиниты (вместо сиенитов) и т.д., проводя классификацию пород не по генезису (часто метасоматическому для микроклинитов), а строго по минеральному составу. Кроме нефелинитов и микроклинитов в щелочных массивах встречены почти мономинеральные породы из альбита, содалита, анальцима, натролита, мелилита, пироксенов, амфиболов, слюд, сфена, эвдиалита, магнетита, кальцита, апатита (см. табл. 37).

Почти все упомянутые в таблице минералы способны образовывать примерно мономинеральные дериваты соответствующих пород. Генетическое положение многих поздних мелких тел (жил и залежей) неясно или не соответствует существующим классификациям (скарны, пегматиты и т.д.). Использование термина "дериваты" (или эпигениты) с указанием их минералогического состава позволяет более объективно характеризовать эти образования. Дериваты, отличающиеся от пород малым объемом (мощностью и площадью сечения), обычной крупнокристалличностью, зональностью (доходящей до образования мономинеральных зон), секущим характером тел, содержат еще целый ряд минералов, преимущественно низкотемпературных и редкометалльных. Таковы цеолиты и глинистые минералы (шабазит, пренит, селадонит, монтморилюнит, хлорит), некоторые гидротермальные фосфаты и сульфаты (штаффелит, рокбриджит, целестин, барит), силикаты Se, Ti, Nb (бритолит, церит, мизерит, тинаксит, юкспорит).

Значительно чаще, чем в породах, в дериватах встречаются концентрации и других редкометалльных минералов: чкаловита, элидидимита, катаплеита, ринколита и др. Хотя отмечаются дериваты, почти нацело сложенные даже такими

редкими минералами, как юкспорит, бритолит, ринколит, штаффелит (не говоря уже о натролите, анальциме, уссингите), гораздо шире распространены полиминеральные дериваты. Таковы двуминеральные (натролит-эгириновые, содалит-уссингитовые) и реже трехминеральные дериваты.

Рассмотрим минералогические особенности щелочных пород - сначала интрузивных, а затем кратко - эффузивных, дайковых, контактово-метасоматических и метаморфических.

Интрузивные породы

Из числа нефелиновых пород наиболее характерными являются уртиты, ийолиты, нефелиновые сиениты и тералиты. Существенно нефелиновые породы - уртиты широко развиты в массивах групп 1-й (с эгириновыми нефелиновыми сиенитами - Хибинь, Ловозеро), 3-й (с биотитовыми нефелиновыми сиенитами - Чик, Вишневые Горы) и 4-й (с тералитами - Кия-Шалтырь). Часто они имеют промышленное значение, как наиболее богатая нефелином алюминиевая руда. Эгириновые уртиты 1-й группы содержат апатит, лопарит. С рихчорритами связаны Са-эгириновые уртиты и знаменитые апатит-нефелиновые породы Хибинь. В этом массиве известны крупные тела уртит-пегматитов (с канаситом, фенакситом - богатыми калием и бедными алюминием). Существенно нефелиновые породы 3-й группы содержат гастингсит, биотит, эгирин-авгит, сфен, циркон, апатит, а авгитовые уртиты 4-й группы - магнетит, ильменит, сфен. Наиболее крупные тела уртитов известны в Хибинях. Самостоятельных массивов они не образуют (если не считать небольших дайкообразных тел - Чик). Обычно уртиты являются породами ранними, высокотемпературными. При их эпитермальном изменении образуются шпреуштейны - породы с цеолитами (натролит) и гидроокислами алюминия (гидраргиллит, бемит). Горизонты подобных апоуртитовых шпреуштейнов известны в Ловозере.

Нефелин-пироксеновые породы (ийолиты, якупирангиты, пироксениты) наиболее характерны для альгипербазитовых массивов (5-я группа). Эти породы содержат переменные количества диопсида, переходя иногда в пироксениты. Наиболее крупные тела ийолитов находятся в Спичкопе, Одихинче, Африканде, где с этими породами связана перовскит-титаномагнетитовая минерализация. Известны пегматиты этих ийолитов - с нефелином, диопсидом, шорломитом, магнетитом, кнопитом. С диопсидовыми пироксенитами (Кокшаровка, Вуориярви, Одихинча) иногда связаны концентрации вермикулита, титаномагнетита. Августовые пироксениты известны в массивах 2-й и 4-й групп (Кондер, Дахунур, Коратти, Грумяха-Вырмес), а эгириниты - 1-й (Ловозеро).

Нефелиновые сиениты наиболее разнообразны. С эгириновыми и арфведсонитовыми нефелиновыми сиенитами (1-й группы) связаны многие важные типы месторождений (см. табл. 12): стенструпина, ловозерита, эвдиалита, лопарита, ринколита, пандаита, бадделеита. Эти породы широко развиты в Илимаусаке и других массивах, где известны также крупные тела их пегматитов, альбититов и гидротермалитов (натролитовых и др.). Наиболее широко распространены массивы с гастингситовыми (биотитовыми, эгирин-авгитовыми) нефелиновыми сиенитами (3-й и 4-й групп). Лейкократовые разности этих пород используются как керамическое сырье (Блю Маунтин, Стьерной). С породами 3-й группы связаны пегматиты, альбититы и карбонатиты с циркон-пирохлоровым оруденением (Лонни и др.). Диопсидовые и эгирин-авгитовые нефелиновые сиениты (со сфеном, апатитом) в небольших количествах встречаются в массивах 5-й группы (Ковдор, Магнет-Ков).

Нефелиновые сиениты иногда существенно обогащены рядом лейкократовых минералов: альбитом, фельдшпатоидами, лейцитом. Нефелин-альбитовые породы (мариуполиты и др.) известны в Хибинях (с эгирином), Мариуполе (с эгирин-авгитом). Последние породы часто обогащены цирконом и пирохлором. С гакманит-нефелиновыми сиенитами (науйтитами) в Илимаусаке связаны месторождения чкаловита, стенструпина (см. табл. 12), многочисленные

пегматиты, альбититы и гидротермалиты, содержащие уссингит, анальцит, натролит, эпистолит, шизолит – минералы Li, Be, Ce, Mn, Nb.

Содалит (синий) развит в нефелиновых сиенитах 3-й и 4-й групп (Туркестан), а нозеан – в породах 1-й группы (Ловозеро, Лос). В Илимауске и Ловозере известны эгириин-микроклиновые породы, резко обогащенные анальцитом и натролитом, которые не всегда замещают нефелин, а иногда и ассоциируют с ним. То же относится и к диопсид-авгитовым канкринитовым сиенитам, известным в массивах 3-й и 5-й групп (Туркестан, Луэш). Эгириновые нефелиновые сиениты 1-й группы (Ловозеро) иногда резко обогащены сульфат-канкринитом – вишневитом.

Лейцит-нефелиновые сиениты широко развиты в массивах 2-й группы (Сын-ныр). Эти породы обычно содержат кальсит, биотит, авгит. Они могут представлять промышленный интерес на калий и алюминий. Тералиты являются характерными породами массивов щелочных габброидов (4-й группы). Они содержат кроме нефелина и основного плагиоклаза авгит, гастингсит, биотит, магнетит, сфен. В эссекситах широко развит микроклин. В массивах этой группы (Елетьозеро, Зардалек) тералиты и эссекситы обычно резко уступают по распространенности габбро и нефелиновым сиенитам.

В щелочных массивах часто встречаются и безнефелиновые породы. Сиениты развиты практически во всех типах нефелиновых массивов, но преимущественно в миаскитовых (Тува, Вишневые и Ильменские Горы) и Лейцитовых (Памбак и др.). В этих массивах находятся крупные тела биотитовых, мусковитовых и диопсид-авгитовых сиенитов; известны и их пегматиты. Так, огромные пластовые сиенит-пегматиты Южной Индии (Самалпатти), составляющие иногда до половины объема массива сиенитов содержат авгит, микроклин, циркон, чевкинит, ортит, ильменит, андрадит. Пегматиты, карбонатиты и гидротермалиты этих сиенитов обогащены Ba, Ce, Nb, Pb (барит, бенстонит, монацит, бетафит, ильменорутил, галенит).

Диопсидовые сиениты и диопсид-микроклиновые пегматиты развиты в ультраосновном массиве Палабора. Эгириновые сиениты известны в Ловозере, Хибинах, Дарапиозе, Бурпале, Илимауске, Игалико. Пегматиты этих пород (Бурпала, Дарапиоз, Игалико) содержат эвдиалит, нептунит, Cs-куплетскит, ринколит, эльпидит и другие щелочные минералы Zr, Ti, Nb, TR в ассоциации с кварцем.

Граниты известны в массивах групп 1-й (Илимаусак), 2-й (Мурун) и 3-й (Турпи, Ильмены и др.). Характерно отсутствие гранитов в массивах 4-5-й групп, где все породы недосыщены кремнием. В Илимауске эгириин-рибекитовые граниты и их пегматиты содержат натриевые минералы Be, Zr (эвдидимит, эльпидит), а также пирохлор, монацит, бастнезит. Андрадитовые и эгириновые граниты и сиениты некоторых калиевых массивов Сибири и Средней Азии (2-я группа) обогащены ураном и торием (акцессорный торинит, накапливающийся в россыпях, и др.). Известны и собственно урановые гидротермалиты. В нефелинсодержащих массивах не известны рибекитовые и биотитовые граниты нигерийского типа (с пирохлором, малаконом, гагаринитом). Ассоциация этих пород возможна в юго-западной Гренландии (район Игалико).

Прочие типы минерализации, связанной с эгириносодержащими безнефелиновыми породами, были выделены нами ранее (Хомяков, Семенов, 1971). Многие из этих типов содержат характерные и для нефелиновых пород минералы щелочных, летучих и редкометалльных компонентов (Nb, Zr, Tr, Sr, Ba, а также переменновалентные Fe и Mn). Наибольшее промышленное значение имеют месторождения пирохлора, колумбита, бастнезита, уранинита, гематита, пиролюзита, пьезокварца, рибекита, соды. Отсутствуют в нефелиновых массивах граниты гиперстеновые (чарнокиты), мусковитовые и их дериваты. Как и нефелин-полевошпатовые породы, граниты могут быть разделены на слюдяные (мусковитовые, биотитовые, лепидолитовые) и пироксен-амфиболовые (гиперстеновые, геденбергитовые, эгириновые, гастингситовые, арфведсонитовые, рибекитовые и др.). Эти минералы далее подразделяются по соотношению Fe/Mg, K/Na, Na/Ca, F/OH. Наиболее минерализованы граниты с рибекитом, эгирином и лепидолитом, обогащенными фтором, щелочами, окисным железом.

Габбро образуют крупные тела в массивах 4-й группы (Елетьозеро, Грехья-Вьрмес, Патын). Это – авгитовые и оливиновые габбро, с которыми связано титаномагнетитовое оруденение. Фаялитовые габбро и анортозиты широко развиты в Гардаской щелочной провинции близ Илимаусака. Там известны огромные дайки (легматоидные?), выполненные гигантскими (более 2 м) кристаллами плагиоклаза. Характерно отсутствие в щелочно-габброидных массивах норитов (ромбический пироксен лишь бегло отмечен в Елетьозере), габброидов с медно-никелевым и хромовым оруденением.

Дуниты (оливиниты) развиты в массивах групп 5-й (Ковдор) и 2-й (Инагли). Дуниты последнего массива обогащены платиноидами. При пневматолитическом изменении дунитов образуются крупнейшие месторождения флогопита (а впоследствии и вермикулита. Флогопититы могут представлять собой и самостоятельный магно-пневматолитовый тип пород. Отсутствуют в щелочных массивах оливинитовые и серпентиновые породы с месторождениями хромита, асбеста, магнезита.

Кальцитовые карбонатиты характерны для массивов 3-5-й групп, обогащенных кальцием и углекислотой (которые фиксируются в нефелиновых породах в пироксенах, канкрините). Известны породообразующие карбонаты и других элементов: Mg (доломит, магнезит), Fe-Mn (анкерит, родохрозит), Sr (стронцианит), Ca-Ba (бенстонит), Mg-Ba (норсетит в Новой Зеландии), Na-Al (давсонит в Квебеке). Высокотемпературные кальцитовые и доломитовые карбонатиты (кальцититы, доломититы) обычно содержат минералы тяжелых амфотеров: Ti, Nb, Ta, Zr, U, Fe²⁺ (перовскит, магнетит, пироксид, пирротин, баделейт, апатит) и малощелочные пироксены (диопсид). В гидротермалитах с кальцитом и анкеритом может ассоциировать эгирин, поскольку обменных реакций с породообразующими карбонатами и обогащения пироксена кальцием уже не происходит. Подобные гидротермальные, поздние карбонатиты обычно содержат родохрозит, стронцианит, паризит, флюорит, сфалерит – минералы Sr, Ba, Mn, Zn, Pb, Ce, Fe.

Описанные выше промышленные редкометальные карбонатиты наиболее характерны для массивов 5-й группы, достаточно далеко зашедших в своей эволюции. Наиболее высокотемпературные, бедные летучими массивы этой группы (особенно, дунитовые) содержат нередкометальные карбонатиты, часто магнезиальные (доломитовые, магнезитовые – в Лесной варакке, Кондере). Существенно бариевые – бенстонитовые карбонатиты изучены нами (Семенов а. о., 1971) в массивах Южной Индии с преобладающими эгирин-авгитовыми сиенитами (совместная концентрация калия и изоморфного с ним бария).

Авгит-кальцитовые карбонатиты массивов 3-й и 4-й групп (Сангилен, Стъерной) практически лишены редкометальной минерализации и могут представлять интерес лишь на цементное сырье и апатит.

Все сказанное выше относится к карбонатитам – породам, занимающим существенный объем (десятки метров в одном измерении) и имеющим лишь косвенное отношение к другим ассоциирующим породам. Однако известны многочисленные карбонатные дериваты различных пород, преимущественно имеющие гидротермальное происхождение и образующие небольшие жилы и линзы в материнских породах. Такие дериваты имеют даже науяиты и луявриты Илимаусака и Сент-Илера (1-я группа), ассоциирующие с кальциевыми породами (габбро). Эти эгирин-кальцитовые гидротермалиты содержат сидерит, родохрозит, флюорит, а иногда также бастнезит, ильменорутил, полилитнионит, лейкофан – минералы Ce, Nb, Mn, Li, Be, U. С сиенитами связаны карбонатные гидротермалиты с паризитом и монацитом, известные в Сибири и Южной Индии. Биотит-кальцитовые тела с пироксолом, связанные с мискинтами Урала, являются, вероятно, высокотемпературными гидротермалитами.

Нефелинсодержащие эффузивы распространены шире, чем интрузивные щелочные породы, и далеко не всегда сопровождаются последними (Украина, Приморье, Сахалин, Италия). В этих районах щелочные эффузивные и эффузивно-осадочные толщи обычно расположены в геосинклинальных прогибах. Близ интрузивных массивов нефелиновых сиенитов эффузивы известны в Ловозере (ромбен-порфиры, фонолиты), Сынныре (псевдолейцитовые фонолиты и оливковые тефриты), Памбаке, Ыллымахе (псевдолейцитовые порфиры) и др. Бесполевошатовые эффузивы (нефелиниты, лимбургиты) развиты преимущественно близ ультраосновных щелочных массивов (Кайзерштуль, Танзания, Котуй-Меймеча). Вблизи существенно сиенитовых массивов (Кия) эффузивы имеют трахитовый состав. Таким образом, существует определенная связь состава комагматических эффузивных и интрузивных пород.

Особенно характерны эффузивы для калиевых и ультраосновных массивов, сформированных обычно в гиабиссальных условиях. Эффузивы обычно древнее, чем интрузивы, особенно агпайтовые (Ловозеро). Для калиевых массивов (Мурун) указывается и более позднее образование эффузивов (богатого кремнием сиенитового состава). Молодыми, вероятно, могут быть эффузивы с большей активной щелочностью, нежели интрузивы. Стекла (NaKAlSi-состава) обнаружены в эффузивах близ ультраосновных щелочных массивов района Котуй-Меймеча (Жабин, Гладких, Самсонова, 1968). Эти стекла обогащены характерными элементами щелочных пород — TR (до 0,1%), Zr, Nb.

Эффузивные нефелиновые породы можно разделить на эгириновые, авгитовые и диопсидовые. Агпайтовые эгириновые фонолиты Африки содержат эвдиалит, ринколит, ловенит (Azambre, Girod). Однако в связи с легкостью потери летучих подобные эффузивы распространены значительно меньше, чем аналогичные эгириновые интрузивы, а также авгитовые и диопсидовые эффузивы.

Нефелиновые эффузивы — фонолиты имеют практическое значение. Они эксплуатируются в Чехословакии и ФРГ (Рен) как сырье для стекольной промышленности. Близ действующего щелочного (нефелинитового) вулкана Олдоиньо Ленгаи (Танзания) карбонатитовая лава и минеральные источники содержат много Na_2CO_3 . Принесенная в озера Натрон и Магади сода на солнце выпаривается и добывается (150 тыс. т в год по цене в 2 раза меньше, чем синтетическая сода). В этом же районе при изменении минерализованными водами нефелиновых эффузивов и туфов возникли крупные концентрации цеолитов — филлипсита, клиноптилолита. Эти цеолиты могут использоваться в качестве "молекулярных сит".

Аналогичное эффузивно-осадочное происхождение могут иметь крупнейшие (запасы 67 млрд. т, добыча 3,7 млн т) пластовые содовые месторождения формации Грин Ривер (США), которые содержат также большие концентрации цеолитов, битумов и давсонита. Из последнего, легко растворимого в кислотах карбоната натрия и алюминия предполагается извлекать алюминий. Огромные запасы битумов предлагается использовать путем обработки пород горячей водой и паром. Высокая щелочность содовых отложений Грин Ривер привела к появлению там таких агпайтовых минералов, как натриевые силикаты Ti, Zr, V (эгириин, альбит, лабунцовит, виноградовит, лейкофенит, эльпидит и т.д.). С щелочной эффузивно-осадочной деятельностью, по-видимому, связано и образование (в Мавритании, Италии) огромных пластовых месторождений анальцима — также вероятного источника алюминия.

Калиевые лейцит-нефелин-сандидиновые лавы, туфы и возгоны действующего вулкана Везувий содержат содалит, щелочные минералы Zr, Nb, Ce (гиортдалит, велерит, оргит, пироклор), растворимые в воде сульфаты, бораты, хлориды и фториды K, Na, Cs, Si, Fe, Mn, Cu, Pb, Mo, NH_4 (авогадрит, ферручит, котуннит, нашатырь, криптогалит и др.). Горячие минеральные источники нефелин-сиенитового массива Поко-да-Калдас (Бразилия) используются в лечебных целях. Подобные воды известны и в Ходжа-Ачкане. Аналогично использованию базальтоидных горячих вод (Италии, Камчатки) возможно применение и щелочных термальных источников, в том числе для извлечения солей (цезия и др.). Эги-

рин-микроклин-альбитовые породы Урала с тантал-ниобиевой минерализацией (ильменорутил, эшинит) развиваются по щелочным базальтоидам и туфам. Близ фонолитов Криплл-Крика (Колорадо) развиты гидротермальные кварц-флюоритовые месторождения теллуридов золота. Возможна связь этого и ряда других гидротермальных месторождений с щелочным магматизмом.

Лампрофиры

Эти меланократовые, обогащенные Са, Mg, Fe, Ti породы дайковой серии широко распространены в щелочных массивах с преобладающими габбро и ультраосновными породами (Елетьозеро, Чадобец), которые обогащены теми же элементами. Лейкократовые и агапитовые массивы (Илимаусак) лампрофиров почти не содержат. Рои даек лампрофиров мощностью до 5 м и длиной до 10 км обнаружены вокруг ультраосновных массивов - Одиичинчи, Турьего мыса и др. Эти лампрофиры представлены пикритовыми порфиритами, меланефелинитами, ийолитами, лимбургитами, альнеитами - преимущественно бесполовошатовыми породами. В Елетьозерском и Гремяхинском массивах щелочных габброидов преобладают полевошатовые лампрофиры - спессартиты и нефелиновые базальты. Дайки сходных пород - мончикитов мощностью до 12 м известны и в нефелин-сиенитовых массивах Ловозера, Хибин, Сангилена.

Таким образом, состав лампрофиров отражает состав самого массива (преимущественно на ранних этапах его становления) или всего комагматического комплекса. Характерно в этом отношении содержание форстерита и мелилита в лампрофирах Ловозера (комагматического с гипербазитовыми массивами). Отмечается близость состава лампрофиров и эффузивов одного массива (порфириты, нефелиниты, лимбургиты ультраосновных массивов). Лампрофиры образуются в условиях малой активности щелочей и летучих, вероятно, при отщеплении (в результате несмесимости) от главной порции лейкократовых щелочных пород. Характерна в этом отношении тесная ассоциация (даже в одном жильном теле) бедных летучими лампрофиров и богатых летучими пегматитов в Елетьозере, Лангезундфиорде и др. Близ даек лампрофиров в Хибинах и Ловозере находятся мощные зоны либнеритизации, альбитизации и гипергенного изменения нефелиновых сиенитов. Для лампрофиров, как и для эффузивов, возникших при быстром остывании магмы, характерно наличие разновидностей с неупорядоченным распределением ионов в структуре (ортоклаз), минералов закисного железа (энигматит, ренит), а также неустойчивых, легко изменяющихся (без закаливания) минералов: лейцит, основной плагиоклаза. Они иногда ассоциируют в лампрофирах и эффузивах таких массивов, которые в интрузивных сериях этих минералов не содержат (Сынныр, Ловозеро, Турый мыс). Лейкократовые (обычно полевошатовые) мелкозернистые дайковые породы - аплиты распространены преимущественно в лейкократовых миаскитовых и сиенитовых массивах (Мадрас, Тува, Урал). В них иногда отмечается тесная сопряженность (в одних дайках) аплитов и пегматитов.

Контактово-метасоматические породы

Нефелиновые породы залегают в различных средах: кремнеземистых (гранито-гнейсах, песчаниках - Ловозеро, Турпи, Вишневые Горы), глиноземистых (силлиманитовых сланцах - Бурпала), кальциевых (известняках, габбро - Сент-Илер, Пичехоль, Татарка), магнезиальных (доломитах, серпентинитах - Сугомак, Сынныр).

Интенсивность развития экзоконтактовых процессов зависит от величины различия составов контактирующих пород (их неравновесности), от активности мигрирующих элементов и от характера контакта (крутой, пологий).

При изменении кремнеземистых пород в фенитах и роговиках образуются щелочные минералы, обогащенные SiO_2 : альбит (а не нефелин), нарсарсукит (а не рамзаит), власовит и эльпидит (а не катаплет). Вынос щелочей в по-

роды, бедные кремнием, иногда приводит к образованию нефелина. Особенно это относится к глиноземистым породам типа *силлиманитовых* сланцев (Портнов, Нечаева, 1967), в которых, благодаря инертному поведению, алюминия нефелин появляется даже на контакте с безнефелиновыми сиенитами.

В бедных кремнием кальциевых и особенно кальций-алюминиевых породах ошелочение минералов происходит в небольших масштабах, ибо "требует" (в отличие от кислых пород) слишком больших количеств натрия. Поэтому здесь развиты бедные натрием и кремнием минералы типа циркелита, гетценита, малощелочных амфиболов и пироксенов. Таковы твейтозиты Ловозера и Хибин - продукты контактового изменения амфиболов, зеленокаменных пород (Тихоненкова, Тихоненков, 1962).

Контактная нефелинизация габбро изучена Р.М. Яшиной (1964) в Коргеретаде и Е.Д. Андреевой (1962) в Кия-Шалтыре. Однако, вероятно, что эти породы являются автореакционными или даже магматическими - оливиновыми тералитами.

Известняки на контакте с щелочными породами часто лишь мраморизируются. Скарны обнаружены в массивах Туркестанского хребта (Зардалек), Сангилена (Пичехоль), Кузнецкого Алатау, Квебека (Сент-Илер) и др. Наиболее распространенные минералы скарнов: диопсид-геденбергит, гроссуляр-андрадит, везувиан, тремолит, мелилит, скаполит, волластонит. Последний минерал (безалюминиевый) чаще образуется в зоне близ мрамора, а скаполит (алюминиевый) - близ щелочной породы. В массивах Туркестанского хребта и Прибайкалья отмечены магнетитовые скарны с борной минерализацией (людвицит, азопроит, флюоборит). В сложных скарнах появляется пневматолито-гидротермальная минерализация. Таковы флюорит, эгирин, альбит, Ве-везувиан, гугицит в скарнах Дугды (Сангилен) и Манчжурии.

Магнезиальные скарны встречены на контакте с доломитами в Сынныре (Андреев, 1965; Тихоненкова и др., 1971). В магнезиальной зоне, прилегающей к доломитам, преобладает форстерит. Другая зона, существенно алюминиевая, имеет шпинель-флогопит-диопсидовый состав. В этой зоне отмечается торианит.

Наибольшей подвижностью в контактовой зоне обладают щелочные и летучие компоненты - Na, K, F, Cl, а также элементы (Li, Cs, Be, меньше La, Nb), имеющие большое сродство с ними (образование подвижных комплексных соединений и т.д.). Так, вокруг Вишневогорского массива в гнейсах образовался ореол интенсивного выноса характерных элементов - цериевых земель (бастнезит, ортит), вокруг Дугдинского, в мраморах - ореол бериллия (гугицит), вокруг Ловозерского, в гнейсах - ореол лития, циркония, ниобия, церия (нептунит, эвдиалит, власовит, пироклор, ринколит). Титан и алюминий, наоборот, обладают малой миграционной способностью и не выносятся далеко за пределы массивов.

Вертикальная зональность в первичных ореолах щелочных массивов должна приводить к смещению наиболее активных мигрантов вверх (или по диагонали) относительно уровня концентрации элементов в самих массивах. Следует учитывать также степень сродства выносимых в ореолы элементов и соединений к различным вмещающим породам. Так, известно, что карбонатные среды благоприятны для концентрации свинца и цинка, а песчаники и сланцы - меди. В ореолах щелочных массивов карбонатные среды (осаждающие фтористые комплексы щелочей и редких элементов) концентрируют вместе с флюоритом бериллий. Осаждению в ореолах редких элементов на том же уровне, что и в массиве, способствует обогащение вмещающих пород главными элементами, изоморфными с ними: титаном - для ниобия, кальцием - для редких земель и т.д.

Сравнительно крупные ореолы образуются вокруг агпайтовых массивов, наиболее резко обогащенных летучими. Так, на контакте известняков и науяитов Сент-Илера образуются скарны, в которых развиты натриевый минерал - пектолит (вместо обычного кальциевого - волластонита) и редкометалльные щелочные минералы. Несмотря на залегание в известняках - мощных осадителях фтора и других летучих, массив Сент-Илер остался агпайтовым. Однако, наиболее крупные агпайтовые массивы образуются в кислых (гранито-гнейсовых) плотных вмещающих породах платформенных регионов. Рыхлые песчано-глини-

стые геосинклинальные породы обычно вмещают гитабиссальные массивы малой активной щелочности и щелочные эффузивно-осадочные месторождения.

Кроме реакционных скарновых зон, в ряде массивов Тувы (Хун-чол, Пичехоль и др.) известны жильные скарны (диопсид-андрадитовые, везувиановые). Возможно, что они не имеют отношения к контактовым процессам и являются (подобно лампрофирам) особыми меланократовыми дериватами самих щелочных массивов.

Из автометасоматических контактовых процессов (в пределах одного массива) отметим интенсивную флогопитизацию магнезиальных пород (дуниты, пироксениты) под действием щелочных (сиениты, ийолиты) в Инагли и Ковдоре. Более близкие по составу комагматичные щелочные породы реагируют слабо.

Заимствованием из вмещающих осадочных пород и метаморфизмом фосфоритов, солей некоторые геологи (Тугутт, Нью Нигард и др.) пробовали объяснить обогащение Хибин фосфором (апатит), Илимаусака - хлором (содалит), Дара-Пиоза - бором (ридмерджнерит), однако все эти предположения не были подтверждены в результате последующих исследований.

Небольшие тела щелочных пегматитов и гидротермалитов, залегающие в чуждых породах, часто контаминированы. Так, ловозерские пегматиты в гранито-гнейсах содержат кварц. Залегающие в известняках пегматиты Татарки "потеряли" свою аглаитность и содержит лишь не щелочные минералы Ti, Nb, Ce, Zr" (Свешникова, 1965). Нефелин-микроклиновые пегматиты Вишневых Гор, переходя в гнейсы, вместо нефелина приобретают корунд и мусковит. Это могло произойти благодаря выносу в гнейсы натрия при инертном поведении алюминия (Мухитдинов, Харченко, 1962). Эндоконтактная контаминированность самих нефелиновых пород иногда маскируется зональностью массивов, приуроченностью к их краевым частям наиболее аглаитовых пород и пегматитов. Такая приуроченность наиболее характерна для массивов, залегающих в кремнистых породах (особенно, богатых переменновалентными железом и марганцем, "притягивающими" щелочные и летучие компоненты). В кальциевых и алюминиевых средах, "гасящих" эти эманации, краевые зоны массивов обычно сложены обогащенными кальцием породами малой активной щелочности.

Важен не только химический, но и минералогический состав вмещающих пород. Так, силикаты магния (оливин, серпентин) в отличие от карбонатов (доломиты) "притягивают" KF с образованием мощных контактных зон флогопита и редкометалльных минералов (Ковдор, Изумрудные копи).

Дериватами нефелиновых пород иногда являются в результате далеко зашедшей дифференциации (или контаминации) безнефелиновые пегматиты и гидротермалиты (с кварцем, альбитом, цеолитами). Но и некоторые нефелиновые образования могут быть дериватами безнефелиновых пород. О нефелиновых метасоматитах на контакте безнефелиновых сиенитов и силлиманитовых сланцев уже говорилось выше. Другим примером могут быть нефелин-жадеитовые дериваты в гипербазитовых массивах Тибета (по Тили) и нефелинсодержащие лазуритовые месторождения.

В Прибайкалье (Слюдянка), на Памире (Ляджвардара), в Северном Афганистане (Сары-Санг), КНДР (Пхосу), Квебеке (Баффин), Чили (Овалле) эти месторождения возникают на контакте диопсидовых пород и доломитов с роговообманковыми микроклиновыми граносиенитами и их пегматитами. Скарны сложены диопсидом, лазуритом, скаполитом, карбонатом, пиритом, флогопитом. Отмечаются форстерит, плагиоклаз, апатит, мусковит, графит, сера, SCl -канкринит (афганит). На важнейшем месторождении Сары-Санг разведано 9 рудных линз мощностью 1-4 м, длиной 70-450 м. Содержание лазурита - 25-40%. На мировом рынке этот минерал равноценен золоту.

Лазуритовые месторождения находятся в тех же районах и связаны с теми же породами, что и флогопитовые месторождения типа Слюдянки. В отличие от последних лазуритовые месторождения обогащены не калием, а натрием (и серой). В небольших количествах нефелин отмечен на контактах и других типов основных изверженных пород: габбро, диоритов (Скаут в Ирландии и др.). В Средней Азии мелкие (1 м^2) тела содалитовых фойяитов обнаружены в мервинит-монтichelлитовых скарнах Гавасая, близ полиметаллических месторождений (Дженчураев, 1972).

Промышленные концентрации бериллия (барилит) встречены в эгириновых сиенитах Сил Лейка, которые ряд исследователей (Heinrich, Dean, 1962; Тихо-ненкова, 1966) рассматривают как фениты. В скарнах одного из калиевых массивов Сибири известно золотое оруденение. Скарны щелочного массива Ирисы несут магнетит-халькопирит-пирротинное оруденение.

Нефелинсодержащие продукты регионального метаморфизма достоверно не установлены. Узкие изгибающиеся полосы нефелиновых гнейсов (Gittins, 1961) — гнейсовидных нефелиновых сиенитов с биотитом, скаполитом и плагио-оклазом — известны в гнейсах архея Канадского щита (Бенкрофт). Однако это могут быть обычные магматические породы (аналогично куполам гранито-гнейсов Ф.А. Летникова) или (по Гиттинзу) нефелинизированные гнейсы. Неясного происхождения нефелин-сиенитовые гнейсы (с молибденовым оруденением) обнаружены в метаосадочной толще Копленц-Маунтин, Британская Колумбия (Cuggie, 1971). Эти гнейсы переслаиваются с амфиболитами, мраморами и кварцитами.

Щелочные пегматиты

Нефелиновым породам каждой из пяти выделенных групп соответствуют свои пегматиты (табл. 38). Особенно четко они делятся по типу пироксена на эгириновые (Fe^3), авгитовые (Fe^2 , Al) и диопсидовые (Mg). Наиболее характерны пегматиты для микроклиновых пород, особенно содержащих эгирин и авгит. Пегматиты ийолитов (как и уртитов) весьма редки, а пегматиты тералитов и сыньритов практически не известны. Пегматиты повторяют состав материнских пород, но на более высоком "эволюционном уровне": они обычно обеднены CaMgAl-минералами (плагиоклаз, скаполит, авгит), но обогащены Na, Fe^3 , Mn, F, H (эгирин, цеолиты) и редкими элементами. Так, в Коргеретаде в массиве гастингситовых нефелиновых сиенитов известны более агпаитовые арфведсонитовые пегматиты. Часто трудно установить генетические связи пегматитов и пород. Все они могут быть продуктами расщепления других, более глубоких пород. Поэтому в понятие, например, фойяит-пегматита следует прежде всего вкладывать не генетический (пегматит фойяитов), а минералогический смысл (пегматит состава фойяитов).

Эгирин-нефелин-микроклиновые и нефелин-микроклиновые пегматиты (названы в порядке распространенности минералов, содержащихся в количестве более 10%) — наиболее распространенные дериваты пород 1-й группы (луявритов, фойяитов). В связи с наиболее агпаитовыми породами — пойкилитовыми сиенитами (науяитами и др.) развиты пегматиты, резко обогащенные гакманитом, уссингитом, анальцимом, альбитом, натролитом. Редкими видами гакманит-нефелин-микроклиновых пегматитов науяитов являются чкаловитовые, арфведсонитовые, энigmatитовые, фаалитовые, эвдиалитовые (Илимаусак). Пегматиты эгириновых пород (луявритов, фойяитов, уртитов) бывают также арфведсонитовыми, эвдиалитовыми, рамзаитовыми, лампрофиллитовыми, сфеновыми (Ловозеро, Хибины).

Среди безэгириновых нефелин-полевошпатовых пегматитов 3-й группы выделяются авгитовые, геденбергитовые, гастингситовые (Тува), биотитовые, лепидомелановые, мусковитовые, альбитовые, скаполитовые (Урал), содалит-турмалиновые (Туркестан), канкринитовые (Тува), а среди пегматитов 2-й группы — псевдолейцитовые (Забайкалье) пегматиты. Крупные кристаллы этих минералов иногда образуют и самостоятельные, почти мономинеральные жилы (как эвдиалит в фойяитах и науяитах Ловозера).

Бесполевошпатовые нефелиновые пегматиты бывают эгириновыми (уртитов Хибины, Ловозера), диопсидовыми, шорломитовыми, биотитовыми, мелилитовыми (ийолитов и турьяитов Африканды, Одихинчи). Пегматитовыми иногда считаются (Краснова, 1971) крупные тела гигантокристаллических флогопитовых, форстеритовых и диопсидовых пород (Ковдор и др.).

Из числа безнефелиновых пород щелочных массивов богаты пегматитами сиениты, иногда граниты. Эти пегматиты могут быть разделены на амфибол-пироксеновые (эгириновые, авгитовые, диопсидовые) и слюдяные (биотитовые, мусковитовые). Сиенит-пегматиты Игалико, Дара-Пиоза, Бурпалы являются эгирин-микроклиновыми; они часто содержат эвдиалит, нептунит, иногда кварц. Диопсид-микроклиновые пегматиты известны в ультраосновных массивах (Палабора). Авгитовые и слюдяные сиенит-пегматиты широко распространены в миаскитовых массивах Урала и Южной Индии. Эгирин-кварц-микроклиновые пегматиты щелочных гранитов Илимаусака содержат эвдидимит, эльпидит, монацит, пирохлор.

Пегматиты наиболее широко распространены в агпайтовых массивах (Илимаусак, Ловозеро). Особенно много пегматитов в науяитах этих массивов, в зоне их контакта с другими породами. Самый крупный пегматитовый пояс приурочен в Илимаусаке к крутому контакту материнских какортоцитов с сиенитами. Судя по карте (Ferguson, 1962), этот пояс протягивается примерно на 10 км при мощности 80 м. В наблюдавшейся нами части пояса содержание пегматитовых линз составляет около половины объема. Отдельные кулисообразно сменяющиеся пегматитовые линзы имеют длину до 100 м при мощности 10 м. Пластовые луаврит-пегматиты Ловозера при мощности до 2 м кулисообразно прослеживаются по периферии массива на 10-20 км при длине отдельных жил до 1-2 км. Крупные жильные пегматиты известны в Пичехоле (мощность до 150 м). В Хибинах штольной вскрыт шпир уртит-пегматитов 400 × × 150 м. Линза канкринитовых пегматитов Дахунгура имеет сечение 225×150 м.

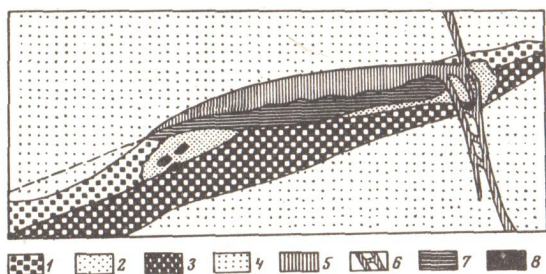
Пегматитовые шпир и линзы характерны для массивных грубозернистых пород (науяитов, фойяитов). Известны в них и клиновидные тела пегматитов (Ловозеро). Жилы, особенно пластовые, свойственны трахитоидным породам типа луавритов, миаскитов. Для двух плохо обнаженных пегматитов Ловозера намечается необычная кольцевая форма тел.

Многие науяит-пегматиты (Илимаусак, Ловозеро) имеют несимметричную зональность с концентрацией эвдиалита в лежащем боку (фиг. 52). В широко-видных пегматитах эвдиалитовая зона часто окаймляет тела также лишь с од-

Таблица 38

Типы нефелинсодержащих пегматитов

Материнские породы и их группы	Минералы		Элементы	Примеры
	Пегматитовая стадия	Пневматолит-гидротермальная стадия		
Науяиты, 1	Эгирин, гагманит, микроклин, эвдиалит, энigmatит, чкаловит, мурманит	Уссингит, анальцим, натролит, полицитионит	Na, Li, Be, Zr, Nb, Cl, F	Илимаусак
Луавриты, 1	Эгирин, микроклин, эвдиалит, мурманит, ринкит	Альбит, эпидидимит	Na, Ba, Ce, Zr	Ловозеро
Фойяиты, 1	Эгирин, микроклин, эвдиалит, сфен	Альбит, натролит, апатит	Na, Ca, Zr	"
Уртиты, 1	Са-эгирин, апатит, сфен, лопарит	Натролит	Na, Ca, Al, Ti, Nb, P	"
Сынныриты, 2	Авгит, биотит, псевдолейцит, микроклин	Сфен, апатит	K, Al	Мурун
Миаскиты, 3	Авгит, биотит, гастингсит, микроклин	Альбит, кальцит, пирохлор, циркон, пирохлор	Na, K, Ca, Zr, Nb, Ce, C	Вишневые Горы
Тералиты, 4	Авгит, биотит, плагиоклаз, канкринит	Сфен, ильменит, апатит	Ca, Ti, Al	"
Июлиты, 5	Диопсид, флогопит, шорломит, магнетит	Пренит, кальцит, мезолит	Ca, Mg, Ti, C	Африканда



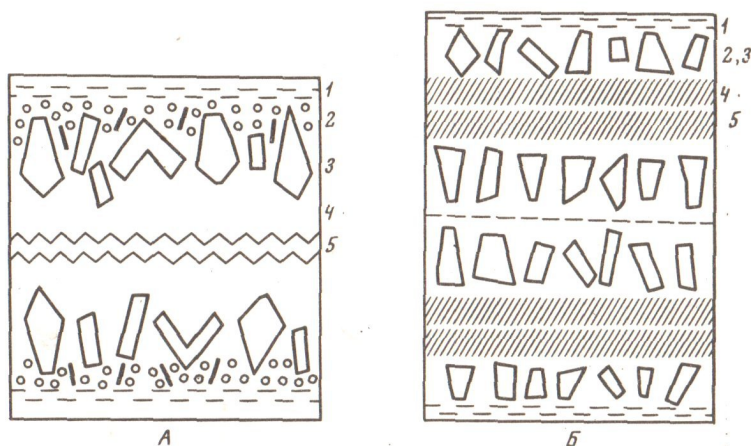
Фиг. 52. Схема строения пегматита в Илимаусаке (Dano a. Sørensen, 1959)

1 - микроклиновая зона; 2 - грубозернистый эгирин; 3 - эвдиалитовая зона; 4 - науяиты; 5 - войлочный эгирин; 6 - зеленая (эгириновая) жила; 7 - радиоактивная порода; 8 - ринкит

ной стороны. Пегматиты мономинеральных пород—сиенитов чаще всего незональны. Призматические кристаллы (особенно микроклина и железистых минералов) обычно расширяются к центру пегматитовых тел и располагаются под большими углами к контактам по обе стороны от оси жилы. Ориентировка кристаллов (например, эгирина) параллельно контактам встречается очень редко, как правило, в связи с наложенной альбитизацией. Пегматиты, даже залегающие в пойкилитовых породах (науяитах, рисчорритах), не имеют пойкилитовых кристаллов. Элатолитовые (ельчатые) кристаллы и их сростания характерны для пегматитов науяитов и луявритов (Ловозеро, Илимаусак).

Порфиroidная структура с крупными кристаллами микроклина, сцементированными мелкозернистой массой (эгирина, нефелина, эвдиалита), отмечена в дайковых луяврит-пегматитах Ловозера, Хибин и Илимаусак. В этих пегматитах порфиroidные кристаллы приурочены к краям жил; по их центру часто проходит гидротермальный прожилок альбита, натролита, эгирина. По мощности жил иногда располагается несколько полос таких пегматитов (фиг. 53). Порфиroidные пегматиты могут быть переходными к лампрофирам (концентрация "мелкозернистой массы"). О тесной в ряде случаев связи лампрофиров и пегматитов уже говорилось

В простых пегматитах зональность редка; обычно она проявляется в концентрации крупных кристаллов амфиболов, пироксенов и слюд в краевых частях



Фиг. 53. Схема строения "порфиroidных" пегматитов Ловозерского массива (Семенов 1972)

1 - эвдиалитовые луявриты; 2 - порфиroidные кристаллы микроклина; 3 - мелкозернистая масса; 4 - эгириновая зона; 5 - натролитовая зона

Фиг. 54. Схема зонального пегматита Ловозера (Семенов, 1972)

1 - пойкилитовые нозеановые сиениты; зоны пегматита: 2 - полиминеральная, 3 - эгириновая, 4 - полевошпатовая, 5 - натролитовая

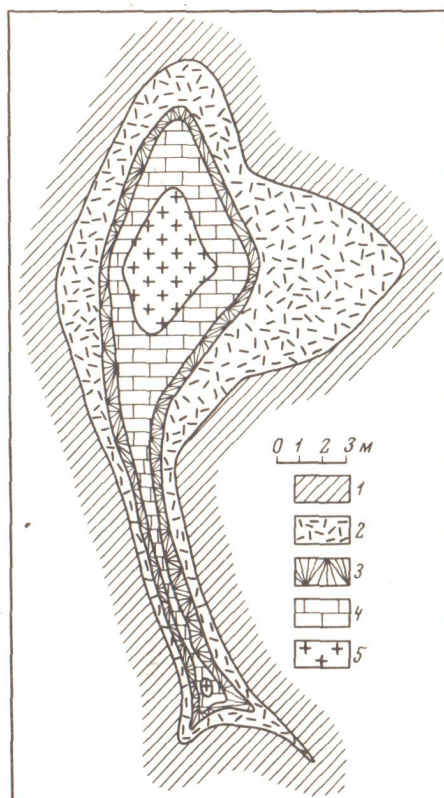
тел. В миаскитовых пегматитах (Вишневые Горы, Дахунур) в центре тел часто концентрируются канкринит, нефелин (см. фиг. 38).

Многие нефелиновые пегматиты (особенно эгириновые) являются сложными и имеют в существенных количествах вторую, более позднюю пневматолит-гидротермальную минеральную ассоциацию (натролитовую, канкринитовую, альбитовую и т.д.). Изредка сложные пегматиты незональные и поздняя ассоциация более или менее равномерно распространена по всему объему пегматита. Таковы, например, некоторые пегматиты Ловозера с мелкими гнездами натролита в нефелин-эгирин-микроклиновом пегматите.

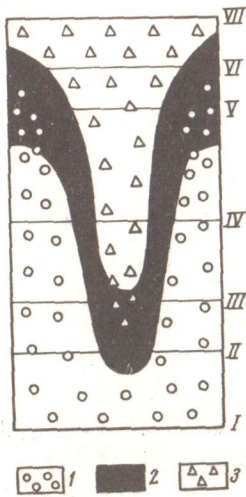
Гораздо чаще поздняя ассоциация локализуется в ядре тел и образуются сложные зональные пегматиты. Таковы пегматиты науяитов Илимаусака с нефелин-эгирин-микроклиновой краевой зоной и уссингитовым, анальцимовым или натролитовым ядром. В Ловозере на контакте этих зон часто обнаруживаются скопления позднего зеленого эгирина. Наиболее сложную четырехчленную зональность имеют некоторые пегматиты Ловозера (фиг. 54), краевую зону которых слагает агрегат нефелина, черного эгирина и микроклина. Ближе к центру следуют зоны, сложенные каждым из этих минералов (или его аналогом) в отдельности: зеленым эгирином, микроклином (ортоклазом) и натролитом. Обычно же (особенно в Хибинах) эгирин объединяется с натролитом и альбитом в единую центральную зону. В Ловозере зона зеленого эгирина иногда сливается не с центральной цеолитной, а с краевой нефелиновой зоной. Образование подобных пегматитов началось при более низких температурах, чем в предыдущих случаях.

Дальнейшее снижение температуры начала образования пегматитов приводит к появлению дериватов, переходных от пегматитов к гидротермалитам. В их краевой зоне, сложенной зеленым эгирином и микроклином, отсутствуют крупнокристаллические нефелин, эвдиалит. Объем их цеолитного ядра составляет уже резко преобладающую часть общего объема тела. В Ловозере и Илимаусаке известны случаи перехода по простиранию жилы от арфведсонит-гакманит-эвдиалит-микроклинового науяит-пегматита к натролитовому гидротермалиту. Таким образом, в специфических условиях щелочных массивов (особенно аплитовых) может происходить непрерывный переход пегматитовых расплавов в гидротермальные растворы без критических явлений. На эту особенность щелочных массивов уже обращали внимание А.И. Гинзбург, М.Д. Дорфман, И.Д. Рябчиков и др.

Вертикальная зональность и стадии перехода от простых пегматитов (I) к сложным и от них - к гидротермалитам (VI, VII) показана на фиг. 55. Менее изучены переходы от пегматитов к пневматолитовым дериватам (альбитам и



Фиг. 55. Стадии (I-VII) развития зональности в пегматитах Ловозера (Семенов, 1972)



Зоны: 1 - нефелиновая; 2 - эгириновая; 3 - натролитовая

др.). Подобные переходы намечаются в массивах, бедных цеолитами (водой): Илимаусаке, Хибиных, Вишневых Горах. В этих же массивах часто отмечается обособление мономинеральных жил (эгирина, эвдиалита, ловчоррита) вместо образования полиминеральных сложнзональных тел.

Концентрации пегматитовых тел - пегматитовые поля обычно находятся в контактовых зонах массивов и пород, обогащенных летучими. В Хибинах эти поля располагаются дугами, подобно дугам материнских пород (Тихоненков, 1963). В пределах полей наблюдается определенная зональность. Так, в науяитах Ловозера на-

ходятся простые пегматиты, в зоне контакта науяитов с луявритами - сложные, а еще дальше, в луявритах, конечные дериваты - гидротермалиты.

Из рассмотренных выше пегматитов промышленное значение могут иметь крупные тела пегматитов 3-й группы (Вишневые Горы, Бенкрофт). Эти пегматиты разрабатывались на керамику. Синий содалит из пегматитов Бенкрофта использовался как облицовочный материал и в поделках. Огромные скопления канкринита в ядре пегматитов Дахунура могут быть использованы в качестве шихты и затравок при выращивании пьезоэлектрических монокристаллов канкринита.

Из агпаитовых пегматитов наибольший интерес представляют эвдиалитовые и чкаловитовые пегматиты Илимаусака. Крупные скопления другого бериллиевого минерала - эпидидимита - встречаются в сложных пегматитах науяитов и луявритов. Эти пегматиты и гидротермалиты содержат также значительные количества цеолита-натролита, обогащенного галлием. Некоторые эгиринов-альбит-микроклиновые пегматиты с ловчорритом разведывались и частично эксплуатировались на цериевые земли.

Щелочные пневматолититы

Под пневматолититами нами понимаются высокотемпературные дериваты щелочных пород, бедные водой, но богатые основаниями и летучими. Эти дериваты могут быть разделены на натриевые (альбит), калиевые (микроклин, слюды) и кальциевые (карбонаты, скаполит). Обычно они обнаруживают связь с породами аналогичных групп (табл.39). Так, в калиевых, лейцитовых массивах (Сынныр) развиты и калиевые пневматолититы, тогда как альбититы распространены мало. В то же время эти последние весьма характерны для луявритов и других натриевых пород. В массивах нефелиновых сиенитов часто (Ловозеро, Вишневые Горы) отмечается сопряженность натриевых и калиевых пневматолититов - альбититов и микроклинитов (или мусковитизированных пород); освобождающийся при альбитизации калий фиксируется в слюдитах.

Пневматолитовые минералы развиваются как метасоматически (замещая отдельные минералы ранних пород), так и образуя самостоятельные тела (альбититов и др.), выполяющие трещины и полости. При метасоматозе обычно привносятся основания (Na, K, Ca) и летучие (H, F, Cl, C), а амфотеры (Al, Be, Zr, Ti) остаются инертными. Например, нефелин замещается мусковитом, альбитом (инертен Al); ильменит - сфеном (Ti), чкаловит - тугтупитом (Be) и т.д. (табл. 40).

Таблица 39

Типы пневматолититов щелочных массивов

Материнские породы и их группы	Главный минерал	Второстепенные минералы	Характерные элементы
Науяиты, 1	Альбит	Рибекит, чкаловит, полилито-нионит, пироклор, флюорит	Na, Li, Be, Nb, F
Луявриты, 1	Альбит	Эгирин, эвдиалит, рамзаит, ринкит	Na, Zr, Ti, Ce
Фойяиты, 1	Альбит	Эгирин, эвдиалит, сфен, апатит.	Na, Ca, Zr, Ti, Nb, K
Сынньриты, 2	Мусковит	Апатит, сфен	K
Миаскиты, 3	Альбит	Циркон, пироклор, апатит	Na, Nb, Zr, K
	Микроклин	Циркон, торит, монацит,	Ce, Th, Zr
	Биотит	Сфен, апатит	K
	Кальцит	Пироклор, апатит, сфен	Ca, C, P, Ti, Nb
Тералиты, 4	Альбит	Сфен, ильменит, магнетит	Na, Ca, Ti
Ийолиты и др., 5	Флогопит	Апатит, тремолит, доломит, магнетит	K, Mg, Ca, Fe
	Кальцит	Кнопит, магнетит, пироклор, апатит	Ca, Mg, Ti, Nb, P, C
	Альбит	Форстерит, магнетит, бадделейт, гатчетолит	Ca, P, Mg, Fe, Zr, Nb, Ta, U

Характерно образование инертными компонентами целых закономерных реакционных серий своих минералов: "овоиды" цериевых минералов (ортит, брито-лит вокруг монацита), "корониты" титановых минералов (астрофиллит вокруг энigmatита), оторочки келдышита вокруг циркона и т.д. В этих случаях наблюдается привнос щелочей, кремния, но не TR, Ti, Zr. При натриевом метасоматозе по ильмениту образуется рамзаит; по циркону - келдышит, эвдиалит; по вадеиту - ловозерит; по микроклину - альбит, уссингит. Калиевый метасоматоз приводит к замещению энigmatита астрофиллитом, циркона и эвдиалита - вадеитом; пироксенов, амфиболов, оливина и нефелина - слюдами. Продуктами кальциевого метасоматоза часто могут быть кальцит, сфен (по рамзаиту), ферсмит (по пироклору). Таким образом метасоматическое изменение, например, ильменита может быть и натриевым (рамзаит), и калиевым (астрофиллит), и кальциевым (сфен).

Характерными пневматолитовыми минералами являются минералы безводные, обогащенные щелочами и летучими (F, Cl): слюды (мусковит, биотит, полилито-нионит), микроклин, канкринит, флюорит, альбит. Породы, обогащенные водой, имеют обычно гидротермальные дериваты (натролит в Ловозере), а более "сухие" породы - пневматолитовые (альбит, слюды в Хибинах, Илимаусак).

Пневматолититы различных пород - эгириновых, авгитовых и диопсидовых существенно различаются по составу (см. табл. 39). Эгириновые альбититы (Илимаусак, Ловозеро) содержат щелочные редкометалльные минералы (Li, Be, Zr). Для биотитовых и авгитовых альбититов массивов 3-й группы (Вишне-

Таблица 40

Пневматолит-гидротермальные изменения минералов

Минералы	Продукты изменения	
	высокотемпературные	низкотемпературные
Пироклор	Луэзит (привнос Na), ферсмит (Ca), колумбит (Fe)	Гидропироклор (н)
Лопарит	Пироклор (F), мурманит (Si), виноградовит (Si)	Брукит, анатаз, эшинит
Перовскит	Сфен	Брукит, анатаз
Ильменит	Рамзаит (NaSi), астрофиллит (K,SiF), сфен (Ca,Si)	Рутил
Бербанкит	-	Анжилит, бастнезит
Хуанхит	-	Бастнезит
Термонаитрит	-	Сода
Беловит	-	Рабдофанит
Апатит	-	Штаффелит
Ломоносовит	Мурманит, лабунцовит (Ba,H)	Белянкинит, гидромурманит, нептунит
Эпистолит	Ненадкевичит	Герасимовскит, анатаз, гидро-эпистолит
Ринколит	-	Вудьяврит, анжилит, бастнезит, гидроринколит
Лампрофиллит	Рамзаит	Анатаз, барит
Рамзаит	Сфен (Ca), мурманит, виноградовит (H)	Нептунит
Сфен	-	Анатаз
Энигматит	Астрофиллит (K,F)	Гетит
Эвдиалит	Келдышит (Na), ловозерит (Na), катаплеит, циркон	Оксиэвдиалит, цирсит, цирфесит
Вадеит	Ловозерит (Na)	-
Циркон	Келдышит (Na), вадеит (K)	-
Нордит	-	Анжилит
Стенструпин	-	Рабдофанит, гидростенструпин
Чевкинит	-	Бастнезит
Эгирин	Рибекит (F), сподиофиллит (K,F)	Гизингерит, селадонит
Арфведсонит	-	Хлорит
Форстерит	Флогопит (K,F)	Серпентин, хлорит
Шизолит	-	Тодорокит
Нефелин	Мусковит (KF), канкринит (C), содалит (Cl)	Натролит, гидраргиллит, бемит, монтмориллонит
Микроклин	Альбит (Na), мусковит (F), уссингит (Na)	Натролит, галлуазит
Содалит	Уссингит (Na), натродавин (C)	Натролит, гидраргиллит
Уссингит	-	Анальдим, натролит
Чкаловит	Тугтупит (Cl), сферобертрандит (H), эпидидимит (Si)	Гель-берtrandит, бериллит
Виллиомит	-	Трона, сода, термонаитрит, магадит, криолит, опал
Галенит	Полисферит (P)	Церуссит
Сфалерит	-	Соконит, каламин

вые Горы, Мариуполь) характерны минералы, не содержащие щелочей: сфен, ильменит, циркон, пироклор, ильменорутит, эшинит. Авгитовые альбититы массивов 4-й группы (Кузнецкий Ала-тау) вообще бедны редкометальными минералами. В ультраосновных щелочных массивах (5-й группы) альбитовые породы относительно редки, но в Сибири они несут концентрации гатчеттолита (Багдасаров, 1971).

Наибольшее практическое значение имеют альбититы миаскитов (пироклор, циркон). Пневматолитовым, вероятно, является графитовое оруденение Ботогола.

Микроклиниты некоторых миаскитовых комплексов Урала несут существенные концентрации цериевых земель и тория (церит, монацит, торит). Эгириин-микроклин-альбитовые метасоматиты Урала характеризуются высокими содержаниями тантала и ниобия (эшинит, пандаит). Биотит-кальцитовые дериваты миаскитов представляют промышленную ценность на ниобий (пироклор). В отличие от пироклоровых карбонатитов альгипербазитов, они бедны титановыми минералами (перовскит, титаномagnetит) и богаты биотитом (вместо флогопита). Микроклиниты и альбититы (особенно 3-й группы) могут иметь также промышленное значение в качестве керамического сырья.

К пневматолитовым дериватам ультраосновных щелочных пород могут быть отнесены также флогопитовые и магнетит-апатитовые месторождения. Флогопитизации в процессе калиевого метасоматоза обычно подвергаются магниезильные породы — дуниты, пироксениты.

Щелочные гидротермалиты

Гидротермалиты пользуются наибольшим развитием в науяитовых (1^a-группа, Ловозеро) и карбонатитовых массивах (5-группа, Салланлатва). Их распространенность коррелирует со степенью дифференциации массивов и объемом наиболее поздних, обогащенных водой и другими летучими фаз. Цеолитные гидротермальские жилы известны и в эффузивных альгипербазитах Таймыра.

Гидротермальная ассоциация минералов образует или самостоятельные тела (жилы-гидротермалитов), или центральные зоны сложных пегматитов, или замещает ранние породы. Ловозеритовые луювриты Ловозера (а также стениструпиновые луювриты Илимаусака и гематит-рибекитовые породы Москаля) по температуре образования и насыщенности водой и летучими также могут быть параллелизованы с гидротермалитами.

Не встречены в гидротермалитах безводные $Mg-Fe^{2+}-Ca$ — силикаты, легко гидролизующиеся в растворах (оливин, мелилит). В массивах типа Ловозера, богатых водой (цеолитами), характерными гидротермальными минералами являются гидросиликаты щелочей и бериллия (лейфит), церия (карнасуртит), титана и ниобия (виноградовит, лабунзовит), циркония (катаплеит). Безводными гидротермальными минералами являются: альбит, флюорит, нептунит, полилитионит, многие карбонаты, фосфаты и сульфиды (сфалерит, апатит, кальцит, родохрозит и др.).

По сравнению с пегматитами и породами, гидротермалиты обогащены Fe^3 , H , C , P , S , Mn , Zn , Pb и менее Li , Be . Щелочные гидросиликаты образуются в высокотемпературных гидротермальских условиях. Характерными эпитеермальными минералами являются водные минералы без щелочей: гель-бертрандит, белянкинит, рабдофанит.

Благодаря вертикальной зональности (а не выветриванию) гидротермальными минералами обогащены верхние части массивов нефелиновых сиенитов (натролитсодержащие и натролитизированные уртиты и фойяиты Ловозера). Интенсивное изменение пород Ловозера и Хибин происходит обычно вдоль вертикальных тектонических зон (часто содержащих дайки лампрофиров). После пневматолитовой альбитизации и серицитизации пород по этим зонам в эпитеермальских и гипергенных условиях развиваются цеолиты и глины.

Сложные пегматиты с мощной гидротермальской зоной наиболее характерны для науяитов и фойяитов. В Ловозере и Илимаусаке широко развиты и са-

Таблица 41

Типы гидротермалитов щелочных пород

Материнские породы и их группы	Минералы	Элементы
Науяиты, 1	Уссингит, анальцим, гакманит, натролит, альбит, полилититонит, чкаловит, эпидидимит, сфалерит, нептунит, рабдофанит, ловозерит, эпистолит	Na, Li, Be, Ce, Th, Nb, S, F, Cl
Луявриты, 1	Альбит, натролит, эпидидимит, катаплеит, лабунцовит, белянкинит, нептунит	Na, Li, Be, Zr, Nb, Zn, F
Фойяиты, 1	Натролит, апатит, сфен, катаплеит, лейкофан, виноградит	Na, Ca, Ti, Zr
Уртиты, 1	Натролит, шизолит, апатит	Na, Ca, P, Al
Сынныриты, 2	Натролит, лабунцовит, нептунит, барит, торит, уранинит	K, Ba, Th, U
Миаскиты, 3	Мезолит, кальцит, апатит, пироксид, канкринит	Ca, C, P, Nb
Тералиты, 4	Кальцит, пренит, хлорит	Ca, C, Ti, Al
Июлиты, 5	Мезолит, пренит, кальцит, хлорит, анатаз, кафетит	Ca, Mg, Ti, C, P, Mg, Fe, Sr, Ba
Карбонатиты, 5	Анкерит, родохрозит, барит, стронцианит, флюорит, анкилит, колумбит, сфалерит, галенит, молибденит	Fe, Ce, Zn, Pb, Mo, Nb, F, C, S

мостоятельные жилы гидротермалитов мощностью до 2 м: натролитовые, альбитовые, гакманитовые, уссингитовые, анальцимовые, эгириновые, рибекитовые. В связи с луювритами преобладают альбитовые гидротермалиты, в связи с уртитами и сынныритами – редкие жилы натролитовых гидротермалитов. Для остальных пород характерны цеолит-карбонатные и карбонатные гидротермалиты (табл. 41).

В Ловозере известны зональные гидротермалиты, краевую, меланократовую зону которых слагают волокнистые рибекит или эгирин, а середину – натролит. К меланократовой зоне приурочены выделения и других железо-марганцевых минералов: нептуниита, шизолита и др.

Значительная часть продуктов изменения минералов образуется в гидротермальных условиях. В отличие от пневматолитовых вторичные гидротермальные (особенно эпитеральные) минералы возникают уже при малой активности щелочей и летучих.

Ряд типов гидротермалитов щелочных массивов может иметь промышленное значение. Таковы бериллиеносные (эпидидимит, чкаловит) гидротермалиты науяитов и луювритов Илимаусака, анальцимовые, уссингитовые, натролитовые и альбитовые жилы и ядра сложных пегматитов. Крупные концентрации натролита в подобных пегматитах, гидротермалитах и натролитизированных уртитах Ловозера могут представлять интерес в качестве цеолитных "молекулярных сит". В массивах 3-й группы известны самостоятельные канкринитовые жилы (а не только ядра сложных пегматитов), канкринит которых может быть использован в производстве пьезокристаллов.

Промышленный интерес имеют гидротермальные поздние карбонатиты (5-я группа). Эти анкерит-родохрозитовые гидротермалиты содержат промышленные концентрации стронцианита, монацита, флюорита, сульфидов Pb, Zn, Mo (Канганкунде и др.). В калиевых массивах Сибири известно урановое оруденение в кварц-флюорит-баритовых гидротермальных жилах, связанных с щелочными сиенитами и гранитами.

Гипергенные породы и месторождения

Гипергенез наиболее разнообразен в агпайтовых массивах, богатые щелочами и летучими минералами которых (эвдиалит, лампрофиллит, ринколит) в поверхностных условиях легко изменяются. Весьма неустойчивы также существенно нефелиновые и ультраосновные породы, а также карбонатиты, особенно поздние, содержащие сульфиды, минералы закисного железа (и марганца). Эти и другие неустойчивые породы (уртиты, фойяиты, оливиниты) образуют в рельефе впадины. Вообще же многие щелочные массивы, по-видимому, имеют положительный рельеф лишь благодаря непрекращающемуся поднятию.

В пироксеновых нефелиновых сиенитах неустойчив только нефелин; полевые шпаты, пироксены, амфиболы и обычные акцессорные минералы (циркон, апатит) изменяются слабо. В суровых климатических условиях Заполярья (Хибинь) в россыпях накапливается даже нефелин (с апатитом). Известны россыпные месторождения лопарита, образовавшиеся за счет изменения эгириновых нефелиновых сиенитов.

Россыпи, возникшие при выветривании миаскитов Урала, несут концентрации циркона и пироклора. Бадделеит в Покоде-Калдас добывается в основном не из коренных гидротермалитов эгириновых нефелиновых сиенитов, а из россыпей. Россыпи платины образовались при разрушении дунитов некоторых сиенитовых массивов Сибири. Физическое выветривание ультраосновных пород одного из Таймырских массивов привело к появлению в россыпях концентраций перовскита. Во многих карбонатитовых массивах Африки и СССР апатит и пироклор представляют наибольшую ценность именно в россыпях (Капустин, 1973). Важное значение для концентрации этих минералов имеет карстовая деятельность (Зверева, 1969).

Наиболее характерны россыпные месторождения для тяжелых устойчивых минералов Nb, Ti, Zr, Ce.

Продуктами химического выветривания (и эпитермального изменения) обычно являются водные окислы, карбонаты, фосфаты и силикаты, бедные щелочами:

Окислы

Рутил	Янтинит	Тодорокит
Анатаз	Кварц	Бернесит
Брукит	Кристобалит	Таканелит
Кассит	Опал	Гидроталькит
Белянкинит	Гидраргиллит	Гематит
Герасимовскит	Бемит	Гетит
Пиролозит	Диаспор	Куприт
Криптомелан	Голландит	
Церианит	Коронадит	

Сульфаты, фосфаты, карбонаты

Англезит	Штаффелит	Давсонит
Барит	Рабдофанит	Бастнезит
Циркосульфат	Брокит	Анкилит
Ярозит	Конинкит	Лантанит
Гипс	Эритрин	Трона
Крандаллит	Церуссит	Сода
Полисферит	Кальцит	Термонарит

Силикаты

Нептунит	Антигорит	Эфесит
Лабунцовит	Каолинит	Магадит
Виноградовит	Галлуазит	Аллофан
Эльпидит	Вермикулит	Натролит
Катаплеит	Амезит	Анальцим
Цирфесит	Гизингерит	Шабазит
Zr-опал	Нонтронит	Лейфит
Вудьяврит	Монтмориллонит	Сферобертрандит
Чинглу суит	Соконит	Гель-бертрандит
Гидро-торит	Пальгорскит	Бериллит
Селадонит	Сепоилит	Каламин

Фториды

Флюорит	Виллиомит	Криолит
---------	-----------	---------

При химическом выветривании происходят следующие процессы:

- 1) гидратация и окисление Fe^{2+} , Mn^{2+} , Ce^{3+} ;
- 2) вынос сильных оснований и кислот (Na , K , Sr , Cl);
- 3) концентрация амфотеров (Al , Be , Ti , Nb , Fe^{3+} , Mn^{4+} , Ce^{4+}).

Выветривание агпаитовых пород идет в условиях максимальной щелочности среды. Так, воды, фильтрующиеся через науяиты и фойяиты с виллиомитом (Ловозеро, Илимаусак), имеют $pH = 12$ и представляют собой новый тип натрий-фтор-силикатных рассолов (Семенов, 1960; Крайнов и др., 1969). Эти рассолы содержат до 15 г/л F, 25 г/л Na и 13 г/л SiO_2 . В подобных резко щелочных водах растворяются и мигрируют (в комплексной форме) даже амфотеры (Al , Ti , Nb , Zr , Be). Щелочность вод, фильтрующихся через обычные ловозерские породы, гораздо ниже. Еще ниже щелочность и содержание F, Na, Si, Al в подземных грунтово-трещинных водах других групп щелочных массивов (2-5). В алгипербабитовых массивах (5-я группа) воды редко обогащаются кальцием и магнием (Крайнов, 1973). Карбонатный ион является осадителем большинства редких элементов. В то же время растворимы и способны мигрировать сульфаты Be , TR , Th , Zr , Li ; фториды Be , Li , Nb , Ta , Sr , Zr . Наибольшие по размерам и концентрациям вторичные ореолы рассеяния редких элементов имеют агпаитовые массивы, представляющие собой специфические редкометальные биогеохимические объекты. Так, почвы и золы растений Ловозерского массива содержат до 0,5% циркония, 0,1% бериллия, 0,1% ниобия (Семенов, 1960).

Сравнение состава первичных и вторичных минералов, определение содержания элементов в водах позволяет дать следующий ряд (и группы) понижающей миграционной способности элементов при гипергенезе щелочных массивов: 1) Na , Ca , Sr , Cl , F , K , Rb , Mg ; 2) Li , P , Si , U , TR ; 3) Zr , Hf , Th , Ta , Nb , Be , Ti , Al , Fe^{3+} , Mn^{4+} . К 1-й группе относятся активные, 2-й - малоактивные и 3-й - неактивные мигранты.

Минералы агпаитовых массивов в гипергенных условиях часто полностью не разрушаются, а переходят в дефектные гидратные декатионированные формы (гидрокатаплеит, гидроринколит и др.). Для некоторых простых устойчивых минералов (флюорит, виллиомит) в коре выветривания возможно переотложение. Многие характерные для гипергенеза минералы могут образовываться и в эпitherмальных условиях. Так, в центральных частях сложных пегматитов и в гидротермалитах Ловозера часто встречаются минералы групп глин (галлуазит, монтмориллонит, сепоилит) и гидроокислов (криptomелан, тодорокит, гидраргиллит), образовавшиеся на самых поздних этапах становления пегматитов. Как и гипергенные минералы, они находятся в скрытокристаллической или коллоидной форме. Эти глинистые и гидроокисные минералы содержат до нескольких процентов Zr , Nb , TR , Be (Семенов, 1960).

В поверхностных условиях наиболее обычными процессами изменения нефелиновых сиенитов являются аргиллитизация (нефелина, полевых шпатов), лейкоксенизация (сфена, лампрофиллита, перовскита), гидратация (слоуд и др.). Мощная площадная кора выветривания щелочных пород формируется лишь в тропических условиях. В Арканзасе, Лосе, Татарке и Поко-де-Калдас такова древняя или современная бокситовая кора выветривания. Концентрации редких земель и тория возникают в лимонит-бастнезитовых зонах окисления в Бразилии. Месторождения вермикулита обычно возникают при изменении флогопита ультраосновных массивов (Кодор, Инагли) и биотита миаскитов (Потанины Горы).

Трещинные коры выветривания приурочены к тектоническим зонам, вдоль которых часто происходило и предшествующее эндогенное изменение щелочных пород. Так, в Хибинах, Ловозере, Вишневых Горах обильная глинистая, цеолитная и гидрокислая минерализация развивается по крутопадающим зонам албитизации и мусковитизации нефелиновых сиенитов. Часто вдоль этих зон проходят дайки лампрофиров. Подобные "разрушенные зоны" существенно ухудшают качество апатитовых руд Хибин и требуют изменения схем обогащения (Дорфман, 1962).

Среди гипергенных месторождений щелочных массивов промышленное значение имеют бокситовые и вермикулитовые коры выветривания, лимонит-бастнезитовые зоны окисления и россыпи (пироклора, циркона и др.).

Россыпные месторождения

Литература: Е.А.Зверева, Г.В.Писемский (1969); А.С.Лихачев, А.П.Афанасьев (1969); Guimaraes (1957), Leonardos (1956); Tuttle, Gittins a.o. (1966).

Выделяются два главных генетических типа остаточных и россыпных месторождений: элювиальные и аллювиальные. Последние характерны для массивов нефелиновых сиенитов, а первые — для карбонатитоносных массивов.

Элювиальные пироклор-apatитовые россыпи и коры выветривания на карбонатитах известны в Сибири, Африке (Мрима, Луеш), Южной Америке (Араша). В результате выщелачивания кальцита в поверхностных условиях здесь происходит существенная концентрация тяжелых устойчивых минералов (ниобаты, апатит, бабделейт и др.). Содержания Nb, Zr, P в них повышаются в десятки раз по сравнению с первичными карбонатитами.

В Сибири покров рыхлых отложений развит почти на всей территории одного из альгипербазитовых массивов. В периферических частях мощность покрова не превышает 5 м (обычно — 1 м). Центральная часть массива представляет собой депрессию, в которой мощность рыхлых отложений достигает 10–20 м. Площадь, покрытая рыхлыми отложениями, превышает 3 км². На выветрелых и дезинтегрированных карбонатитах залегают рыхлые отложения, представленные охристой лимонитовой массой, содержащей до 50% остаточных устойчивых минералов: пироклора, колумбита, апатита. Содержание Nb₂O₅ значительно выше, чем в коренных породах, а содержание P₂O₅ достигает 10–25%.

В центральной части массива в долине реки рыхлые отложения подверглись интенсивному перемыву. Здесь развиты аллювиальные отложения, существенно обогащенные колумбитизированным пироклором, пироклором и магнетитом. Концентрация тяжелых минералов возрастает в 5–6 раз по сравнению с рыхлой элювиальной массой. Местами содержания Nb₂O₅ превышают 1,5%. ореол сноса апатита и ниобатов не превышает 1–2 км, и практически вся площадь, занятая аллювиально-россыпным месторождением, находится в центре массива, смещаясь вниз по течению реки на расстояние до 1 км. Общие запасы аллювиально-элювиальной массы весьма велики.

Месторождение Мрима (в Кении) представлено мощной корой выветривания, развитой на всей площади карбонатитового штока. Мощность рыхлых отложений варьирует от 1–5 до 80 м. На карбонатитах развита красноцветная ли-

монитовая кора, на вмещающих фенитах (и их ксенолитах среди карбонатов) — каолининовая кора с подчиненными количествами железистых охр. Карбонаты также сильно окислены и ожелезнены на глубину до 120 м.

В рыхлых отложениях содержатся остаточные устойчивые или слабоизменяющиеся минералы, относительно равномерно рассеянные по объему породы: магнетит, вермикулит, барит, апатит, пирохлор. Высоко также содержание первичных и вторичных минералов TR, Sr и Ba (горсейксит, флоренсит, стронцианит, монацит). В рыхлой массе встречаются плотные обособления лимонита и пиролюзита.

Рыхлые отложения представляют собой ценный комплексный источник Nb, TR, Sr, Ba, Fe, Mn, P. Общие запасы руды составляют около 50 млн. т при содержании 0,7% Nb₂O₅. Богатые участки с запасами 4,5–6 млн. т содержат 1,25% Nb₂O₅, 10% TR₂O₃. Отрицательным фактором является преобладание вторичных тонкодисперсных минералов TR, Sr и P, извлечение которых затруднительно.

Массив Араша (в Бразилии) нацело закрыт рыхлыми отложениями. Мощность их достигает 80 м. Кора выветривания развита и на окружающих сланцах, но здесь мощность ее уменьшается (до 5 м). На всей прилежащей площади в рыхлых отложениях отмечено повышенное содержание редких элементов и фосфора. Максимальные концентрации Nb, Ta, P и Fe приурочены к центру массива и развиты непосредственно на ожелезненных и выветрелых карбонатах. Рыхлые отложения представлены железисто-охристой массой, но содержат много остаточных минералов: мартитизированного магнетита, апатита, пирохлора, вермикулита, барита и циркона. На всей площади кора сильно обогащена ураном (в фосфатной форме).

Месторождение характеризуется крупными запасами — 5,6 млн. т при содержании 3% Nb₂O₅, около 0,1% Ta₂O₅ и свыше 15% P₂O₅. Попутными компонентами являются Fe, Ba, U, Th, Zr. Месторождение разрабатывается.

Аллювиальные россыпи встречаются в целом ряде щелочных массивов и несут существенные концентрации: лопарита (Балтийский шит), пирохлора и циркона (Урал), бадделеита (Поко де Калдас), платины (Алдан).

Лопаритовые россыпи образуются в озерных впадинах, речных долинах и у подножия гор массива эгириновых нефелиновых сиенитов, обогащенных лопаритом. В строении россыпей принимают участие озерные, флювиогляциальные, моренные отложения и древние каолиновые коры выветривания, мощность которых иногда достигает 50 м. Мощность лопаритоносных продуктивных горизонтов колеблется от нескольких до 30 м. Тяжелая фракция песков представлена лопаритом, рамзаитом, эвдиалитом, сфеном, апатитом, лампрофиллитом, эгирином, магнетитом, ильменитом и др. Наиболее распространен лопарит. Размер его зерен варьирует от 0,005 до 1,5 мм. Содержание лопарита колеблется от 0,5 до 7 кг/м³.

Пирохлор-цирконовые россыпи образуются в результате разрушения некоторых миаскитовых массивов Урала. Россыпи накапливаются в небольших логах в самом щелочном массиве, у подножия гор, в аллювии ручьев и рек и относятся (по классификации Н.П.Хераскова и др.) к россыпям ближнего сноса. Тяжелая фракция представлена цирконом (до 20 кг/см³), апатитом, магнетитом, ильменитом, сфеном, биотитом, пирохлором, монацитом. Пирохлора в россыпях мало, ибо он легко переизмельчается. По своим размерам месторождения подобного типа мелкомасштабны.

Бадделеитовые россыпи ближнего сноса известны на уникальном месторождении плато Поко де Калдас. Коренным источником служат нефелиновые сиениты и гидротермальные бадделеитовые жилы. Аллювиальные месторождения приурочены к руслам современных рек и террасам. Галька массивного бадделеита обычно имеет размер 1–3 см. Характерны руды типа фавас с очень большим содержанием ZrO₂ (до 90%).

Элювиальные бадделеитовые месторождения расположены по древним речным террасам и по склонам возвышенностей в виде поверхностного слоя, содержащего лимонит, гематит, боксит и пиролюзит. Обычная мощность элювия 30–50 см. Содержание бадделеита и циркона — 5–10%.

Вторичные бадделейтовые месторождения имеют большое экономическое значение; в основном только они и разрабатываются. Запасы циркониевой руды — до 2 млн.т. До 1960 г. добыто 130 тыс.т концентрата. Максимальная годовая добыча — 6,6 тыс.т.

Бокситовые месторождения

Литература: Н.А.Быховер (1969); А.Д.Слукин (1966); М.С.Каштанов (1971).

Нефелиновые сиениты являются породами, благоприятными для образования по ним бокситовой коры выветривания (Лос в Гвинее, Арканзас в США, Поко де Калдас в Бразилии). Верхняя часть профиля коры выветривания мощностью 2–3 м обычно меланократовая, обогащенная гидроксидами железа и марганца. С глубиной интенсивность выветривания убывает. Гидраргиллит бокситов часто развивается по глинам (каолиниту, галлуазиту), являющимся промежуточными продуктами выветривания. Бокситы, образовавшиеся по агпайтовым породам (Лос, Поко де Калдас), вероятно, обогащены редкими элементами (Zr, Nb, Be).

Месторождение на островах Лос имеет запасы высокосортных (с 52% Al_2O_3) бокситов около 10 млн.т. Мощность зоны бокситов — до 12 м. Годовая добыча около 400 тыс.т. За последние 10 лет она увеличилась в 9 раз.

Интенсивная разработка бокситов происходит в Арканзасе. Структурные бокситы коры выветривания частично перемыты и перекрыты осадочными породами. "Красная глина", являющаяся остаточным продуктом переработки бокситов, обогащена титаном и ниобием (вероятно, в форме лейкоксена). Предполагалась организация извлечения ниобия из этой глины. Запасы 53млн.т руды с содержанием 46–59% Al_2O_3 .

Месторождение Поко де Калдас с большими запасами хороших бокситов (51–62% Al_2O_3) разрабатывается в ограниченных масштабах. (Годовая добыча около 200 тыс.т руды.)

В последнее время древняя (меловая, эоценовая) латеритная кора выветривания мощностью до 70 м установлена близ Татарского щелочного массива Енисейского кряжа (Каштанов, 1971). Оригинальный тип титановых бокситов обнаружен в коре выветривания Чадобца (Слукин, 1966). Главным источником алюминия являются вмещающие сланцы, а титана (9%) и железа — ультраосновные щелочные породы, обогащенные перовскитом. Некоторые бокситы содержат там до 2% TR_2O_3 .

Лимонит-бастнезитовые месторождения

Литература: А.П.Хомяков, Е.И.Семенов (1971); Wedow (1967).

На редкоземельных месторождениях, связанных с щелочными породами, иногда возникает мощная (до 100 м) зона окисления. Так, в Сибири при окислении крупного штокверка гидротермальных паризит-флюорит-сидеритовых жил образуется меланократовая лимонит-ферригаллуазитовая масса, содержащая до 11% TR_2O_3 в форме дисперсного гидратированного бастнезита и рабдофанита.

Богатая приповерхностная часть зоны окисления содержит около 1,2% TR (лантан-цериевого состава). Руды существенно обогащены также Nb, Zr, Li. Более бедное редкоземельное оруденение связано с обширной и глубокой (до 80 м) корой выветривания щелочных пород (близ штокверка).

В юго-восточной части массива Поко де Калдас (в Морро-до-Ферро) также обнаружена кора выветривания, резко обогащенная цериевыми землями (4–10%) и торием (1%). В зоне длиной 500 м и шириной 130 м на глубину 15 м подсчитаны запасы в 1 млн.т такой руды. Перспективные запасы на площади 24 км² составляют 6,3 млн.т руды. В ожелезненной глинистой массе установлены минералы — носители редких земель (бастнезит, церианит) и тория

(торогумит). Эти минералы, по-видимому, являются продуктами выветривания первичных редкоземельных руд (с ортитом, монацитом). На участке Серказу открыты марганцевые руды, обогащенные TR и Th.

Вермикулитовые месторождения

Литература: А.П.Афанасьев (1966); А.М.Корчагин (1966); В.И.Терновой и др. (1969); А.В.Сидоренко (1958).

Магнезиально-железистые слюды являются характерными минералами гипербазитовых и миаскитовых массивов. Однако для появления крупных концентраций вермикулита необходимо одновременное наличие ряда факторов: 1) крупные первичные концентрации слюды в коренных породах; 2) интенсивное развитие процессов выветривания; 3) преобладание аккумуляции над сносом.

Концентрации вермикулита отмечены в рыхлых отложениях практически всех альгипербазитовых массивов (Лесная варака, Салмагорский, Себель-Явр, Гулинский, Нижнесаянский, Шава, Шпицкоп, Магнет-Ков, Якупиранга), но промышленные запасы вермикулита известны в единичных массивах: Ковдор, Вуориярви, Палабора.

Ковдорское месторождение приурочено к рыхлым отложениям, развитым над центральным ядром флогопитсодержащих оливинитов. Рыхлые отложения здесь имеют мощность до 55 м (в среднем около 20 м) и повсеместно содержат вермикулит. Наибольшей мощности вермикулитоносные породы достигают на склонах гор, опускаясь широким плащом в окружающую центр массива депрессию. Вермикулит в рыхлых отложениях распределен по площади относительно равномерно, а в разрезе тяготеет к низам выветрелой зоны и к участкам слабого перемыва. Содержание вермикулита – от 10 до 40%. Вермикулит – высококачественный, мелколистоватый. Запасы месторождения – миллионы тонн.

Вуориярвинское месторождение приурочено к рыхлым отложениям, развитым над флогопитоносными пироксенитами. Мощность их около 10 м на площади свыше 400 × 600 м. Содержание вермикулита от 30 до 90%; выделяется ряд участков со значительными прослоями почти мономинеральной вермикулитовой массы. В разрезе рыхлых отложений вермикулит преимущественно приурочен к нижним частям. Концентрируется вермикулит и в руслах мелких ручьев и временных водотоков, где мощность обогащенных зон достигает 2 м. Присутствует мелколистоватый и крупнопластинчатый вермикулит (поперечник отдельных пластин до 20 см). Запасы – сотни тысяч тонн.

В Палаборе вермикулит добывается попутно с апатитом и магнетитом. Однако гораздо большие запасы вермикулита (миллионы тонн) заключены в площадной коре выветривания флогопитоносных пироксенитов. Ежегодная добыча вермикулита – около 100 тыс.т.

Крупное месторождение вермикулита разведано недавно в Инагли (Алдан) на контакте дунитов с сиенит-пегматитами. Вермикулитовые породы образуют зону мощностью около 200 м и протяженностью в несколько километров.

В Кокшаровском массиве концентрации вермикулита образовались за счет изменения пироксенитов (биотитсодержащих и пегматоидных). Вермикулитовая кора выветривания этих пород имеет глубину от 1 до 40 м (на пониженных участках). Разведаны запасы 1,2 млн.т вермикулита при его содержании (1-2-й сорт) – 6%.

В связи с миаскитовыми массивами на Урале известно два вермикулитовых месторождения: Потанинское и Булдымское. Они генетически связаны с проявлениями биотитизации в процессе карбонатизации. Концентрации вермикулита образуются при выветривании биотитсодержащих пород в результате гидратации биотита, каолинизации полевых шпатов и выщелачивания кальцита. Наиболее крупным является Потанинское месторождение. Оно приурочено к восточному контакту миаскитового массива Потаниных гор (южного окончания Вишневогорского интрузива), тяготея к его эндоконтактовой зоне.

Продуктивная толща представлена биотитсодержащими метасоматитами: биотитовыми, кальцитовыми, пироксеновыми и амфиболовыми слюдами, биотит-кальцитовыми, биотит-полевошпатовыми и другими породами, прослеженными по простиранию до 20 км при ширине 500 м и глубине 100-150 м. Месторождение состоит из большого количества субмеридиональных вертикальных линз гидратированного биотита, перемежающихся с полевошпатовыми породами и миаскитами. По простиранию рудные тела прослеживаются от 10 м до 1 км. Мощность их достигает 40 м (обычно 5 м). Обычная глубина вермикулитизации - 10 м. Она варьирует от 8 м на повышенных участках до 80 м на пониженных и заболоченных. Содержание вермикулита 5-85%, составляя в среднем 31,3%. Размер чешуй вермикулита от долей миллиметра до 0,5 см. На месторождении подсчитаны значительные (несколько миллионов тонн) запасы. В настоящее время оно подготавливается к эксплуатации открытым способом. Перспективы месторождения могут быть расширены за счет прослеживания полосы ослюденелых метасоматитов до Вишневых Гор (около 20 км) и Увильдинского участка.

Вермикулит миаскитовых массивов отличается от вермикулита гипербазитовых массивов повышенным содержанием железа.

ХИМИКО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЙ СОСТАВ ЩЕЛОЧНЫХ МАССИВОВ

Укажем промышленные и породообразующие минералы щелочных массивов и их типохимические особенности.

Нефелин, как сырье глиноземной и керамической промышленности, образует месторождения в массивах 1-й группы (апатит-нефелиновые породы и уртиты Хибин), 3-й группы (миаскиты и нефелинолиты Вишневых Гор), 4-й группы (уртиты Кия-Шалтыря, фонолиты Чехословакии). Ценный для керамики нефелин с малым содержанием железа развит в миаскитах (Сахариок, Вишневые Горы). В массивах 2-й группы нефелин обогащен калием, 4-й и 5-й - кальцием. Нефелин, обогащенный ценными редкими элементами (Ca, редкие щелочи), характерен для эгириновых пород (1-й группы). Пьезокристаллы нефелина (и канкринита) могут быть встречены в щелочных эффузивах, гидротермалитах и скарнах.

Псевдолейцит и кальсилит представляют интерес на калий и алюминий в массивах 2-й группы (Сынньур, Везувий).

Микроклин может использоваться как керамическое сырье в дайках микроклинитов в массивах миаскитов (Вишневые Горы), в сиенитах и лейцит-нефелиновых сиенитах (Ишим), а вместе с нефелином - в нефелиновых сиенитах и их пегматитах (Блю Маунтин, Бенкрофт).

Альбититы (Урал, Казахстан, Украина) могут представлять интерес для стекольной и алюминиевой промышленности.

Эгириновые натриевые породы обычно содержат упорядоченный, триклинный микроклин с самостоятельной альбитовой фазой. В калиевых и кальциевых породах преобладает неупорядоченный полевой шпат (ортоклаз, санидин) с альбитом в твердом растворе. Микроклин науяитов наиболее богат рубидием (до 0,4%), а тералитов и сынньритов - барием (до 1%).

Цеолиты (филлипсит) могут иметь промышленное значение в щелочных эффузивно-осадочных толщах (Грин Ривер и др.). Натролитом резко обогащен Ловозерский массив (пегматиты и гидротермалиты).

Пироксены и амфиболы могут представить интерес для попутного получения V, R, Nb, Ti, Fe при переработке нефелин-апатитовых руд Хибин, нефелиновых сиенитов Памбака и др.

Голубой амфибол - асбест (рихтерит) отмечен в гидротермалитах сиенит-дунитовых массивов Алдана.

Эгирин науяитов и луявритов часто обогащен цирконием (до 1-2%) и ниобием, а диопсид калиевых массивов - хромом. Пироксены по сравнению с амфиболами богаче основаниями (Ca), беднее щелочами и летучими (OH, F) и обычно образуются в более высокотемпературных породах (ийолиты, тералиты, сынньриты).

Амфиболы и особенно слюды характерны для калиевых пород. Со слюдами обычно ассоциируют не пироксены, а амфиболы, занимающие по составу и парагенезисам промежуточное положение между пироксенами и слюдами.

Форстерит слагает дуниты ийолитовых и калиевых (сиенитовых) массивов. Эти дуниты являются высококачественными огнеупорами. Фаялит развит в габбро-тералитовых массивах и фойяитах Илимаусака. В последних он обогащен марганцем.

Флогопит имеет крупное промышленное значение в массивах альгипербазитов (Ковдор) и в сиенит-дунитовых массивах Алдана. В последних флогопит обогащен фтором. В верхних частях этих же массивов над флогопитоносными зонами образуются крупные промышленные скопления вермикулита.

Вермикулит месторождений в массивах миаскитов (Вишневые Горы) отличается высоким содержанием железа (ибо образуется по биотиту, а не по флогопиту). Богатый фтором лепидомелан и биотит массивов 2-4-й групп может быть крупным концентратором Li, Rb, Cs (особенно важен цезий).

Мусковит, в виде крупных пластин, добывался в небольших количествах в миаскитовых и сиенитовых пегматитах (Сивамалаи, Бенкрофт). Промышленный интерес может представить (на алюминий и калий) мелкочешуйчатый мусковит — либенерит из калиевых массивов (Ишим и др.).

В этих же ассоциациях (миаскитовых и псевдолейцитовых) концентрируется и корунд (в Ишиме около 5%).

Концентрации волластонита известны в связи с массивами альгипербазитов (Рури, Ковдор) и сиенитов (3-й тип, Самалпати).

Магнетит имеет промышленное значение в магнетит-апатитовых породах массивов альгипербазитов (Ковдор). В пироксенитах этих массивов концентрируется титаномагнетит (Африканда). Этот же минерал образует промышленные скопления в щелочных габбро (Елеть-озеро, Гремяха). Титаномагнетит альбазитов обычно обогащен ванадием и никелем по сравнению с титаномагнетитом альгипербазитов.

Перовскит концентрируется в пироксенитах альгипербазитов (Африканда), а лопарит — в эгириновых нефелиновых сиенитах и уртитях. Лопарит в наиболее богатых летучими верхних частях дифференцированного комплекса концентрирует Nb, Ta, Sr, а в нижних — TR, Ti. В альбититах лопарит беден ниобием и танталом.

Пирохлор образует концентрации в массивах карбонатитов (Ока) и миаскитов (Урал), а также луавритов (Илимаусак). В последних пирохлор богат Се, Na, F. Ранний пирохлор карбонатитов обогащен Ta, U, Ti, поздний — Ba, Sr, H. В миаскитах ранний пирохлор часто обогащен U, Ti. Ранний пирохлор находится в породах, пегматитах, альбититах, кальцитовых карбонатах, поздний (гидротермальный) — в анкеритовых и родохрозитовых карбонатах, цеолитных гидротермалитах.

Бадделейт разрабатывается в гидротермалитах эгириновых нефелиновых сиенитов (Поко де Калдас) и в магнетит-апатитовых рудах альгипербазитов (Палабора).

Бастнезит и другие Се-фторкарбонаты концентрируются в гидротермалитах альгипербазитов (Канганкунде) и эгириновых сиенитов (Сибирь), а также в их зоне окисления. Гипергенный бастнезит — интенсивно гидратированный, скрытокристаллический.

Кальцит карбонатитов Ковдора и других массивов альгипербазитов разрабатывался для получения извести.

Апатит вместе с нефелином образует огромные скопления в Хибинах в связи с калиевыми породами — риччорритами. Обогащены апатитом и калиевые породы Сыныра. Крупные концентрации апатита находятся в массивах альгипербазитов. Это — магнетит-апатитовые породы, штаффелитовые эпитеpmалиты и коры выветривания (Ковдор), а также апатитовые россыпи, образовавшиеся за счет карбонатитов (Саяны).

Апатит альгипербазитов значительно беднее TR и Sr, нежели апатит нефелиновых сиенитов. Особенно это относится к скрытокристаллическому карбонат-апатиту — штаффелиту.

Высококачественный графит разрабатывался в Ботогальском массиве сиенитов и нефелиновых сиенитов (3-я группа).

Алмазы, кроме кимберлитов и эклогитов, обнаружены в последнее время в щелочных — лейцитовых породах Испании.

В качестве декоративного облицовочного материала широко используются полированные ларвикиты Лангезундфиорда. Один из особняков в Лондоне облицован синим содалитом из Бенкрофта.

Использование нефелиновых пород Сент-Илера в бетонах может быть связано с высокой поверхностной активностью нефелина.

Красивым поделочным материалом могут быть плотные эгириновые и альбитовые породы (особенно жильные) Ловозера и Хибин с яркими кристаллами

эвдиалита, мурманита, лампрофиллита, астрофиллита. Весьма дорого ценится лазурит Афганистана и Прибайкалья.

Предложено использовать в ювелирных изделиях кристаллы зеленого форстерита - хризолита Кугды, зеленого хром-диоксида Инагли, розового тугтупита Илимаусака. В щелочных пегматитах и гидротермалитах Ловозера, Хибин, Бурпалы, Дара-Пиоза находятся редчайшие минералы, нигде более неизвестные (нордит, ландауит и др.). Коллекции этих минералов являются уникальными.

Наибольшее промышленное значение из указанных выше минералов имеют пироклор, лопарит, апатит, нефелин, флогопит.

Рассмотрим минералогию породообразующих элементов щелочных массивов и приведем ряды минералов по увеличению (в сравнении с кларком в нефелиновых сиенитах -13 при сумме катионов в 100%) содержания натрия. Пектолит (16), альбит, эпидидимит (20), эгириин (25), канкринит (30), уссингит, нефелин (33), чкаловит, гакманит (40), ломоносвит (44), сода (66), когаркит (75), виллиомит (100). Минералы, стоящие в ряду правее нефелина и уссингита, образуют своеобразную сверхнатриевую ассоциацию, известную лишь в агпайтовых сиенитах Илимаусака Хибин и Ловозера. В этих породах и их пегматитах встречены легко растворимые в воде бескремнистые существенно натриевые минералы - фториды, хлориды, сульфаты и карбонаты натрия. Становятся неустойчивыми, гидролизуются в воде и покрываются с поверхности содой многие ультращелочные силикаты (содержащие более 30-40% Na).

Несколько меньше, чем в главных натриевых породах - уртитах и нефелиновых сиенитах - содержится натрия в сиенитах и гранитах. Щелочные разности этих пород содержат, кроме альбита, также натриевые амфиболы и пироксены (эгириин, арфведсонит). Альбит-лепидолитовые пегматиты мусковитовых гранитов иногда содержат фосфаты натрия (бериллонит). Нефелинсодержащие разности (тералиты) известны и среди габброидов. С габбро иногда связаны альбититы. Прочие основные и ультраосновные породы натрием бедны. Дополнительно отметим обогащение натрием эклогитов (с омфацитом), жадеитовых, глаукофановых и парагонитовых сланцев. Концентрации натрия известны в эффузивно-осадочных породах (с альбитом, анальцимом), эвапоритах (сода, галит), аридной зоне окисления сульфидных месторождений (кренкит), морской воде и биосфере.

Ряд минералов по увеличению содержания калия: реддерит (9) - биотит - (12) - микроклин (20) - лейцит (25), кальсилит (33), хибинскит (40), KF (100%).

Наиболее богатая калием ассоциация находится в массивах с лейцитом и особенно кальсилитом (Сынныр, Мурун, Хибинны). Здесь известны многочисленные калиевые силикаты, в том числе редкометалльные: тинаксит, хибинскит канасит, фенаксит, дельхайелит, юкспорит, шербаковит, лабунцовит, вадеит.

В нефелиновых и щелочных сиенитах основным носителем калия является микроклин. Миаскитовые породы богаты также слюдами. Крупные концентрации флогопитовых пород находятся в альгипербазитовых массивах. В гранитах и их дериватах большие количества калия связаны с микроклином и слюдами (мусковит, биотит, лепидолит). Бедны щелочами мономинеральные породы, обычно бедные и кремнием (дуниты, пироксениты, карбонатиты). Биотит и микроклин иногда встречаются в габброидах, а в дунитах в последнее время встречен реддерит. Для ряда метаморфических и эффузивно-осадочных комплексов характерны слюды.

Калиевая минерализация широко развита в эвапоритах (ильвин, карналлит), аридной зоне окисления (ярозит). В составе поглощенных оснований глин обычно также преобладает калий.

Карбонаты натрия и калия получают при производстве глинозема из хибинского, памбакского и кия-шалтырского нефелина. Возможно получение калийных удобрений из псевдолейцитовых кальсилитовых пород (Сынныр) и либнеритовых сиенитов (Ишим). Промышленные содовые месторождения (Натрон, Грин-Ривер) иногда обязаны своим появлением деятельности щелочных вулканов.

Минералогический ряд обогащенности кальцием: канкринит (9) – плагиоклаз (20) – диопсид (25) – сфен (33), андрадит, мелилит (40) – волластонит, кальцит, перовскит (50).

Кальцием обогащены следующие породы:

- 1) пироксениты, эссекситы, карбонатиты (Ковдор, Елеть-озеро): диопсид, мелилит, плагиоклаз, кальцит;
- 2) кальцитовые гидротермалиты (Кия, Илимаусак);
- 3) скарны зоны контакта с мраморами и габбро (Коргередаба): диопсид, андрадит, волластонит.

Бедны кальцием многие щелочные породы 1–3-й групп.

Обогащены магнием следующие минералы: диопсид (25) – флогопит (38) – магнезит (50) – форстерит (66) и породы:

- 1) дуниты, пироксениты, слюдиты (Лесная варака, Африканда): форстерит, диопсид, магнезит, флогопит, вермикулит;
- 2) зоны контакта с доломитами (Сынныр, Ыллымах) и доломитовые карбонатиты.

Железом обогащены: эгирин, геденбергит (25) – биотит (38) – ильменит, сидерит (50) – магнетит (100) и следующие породы:

- 1) луавриты (Ловозеро, Илимаусак): эгирин, арфведсонит, энигматит, эвдиалит;
- 2) эссекситы (Елеть-озеро, Гремяха): магнетит;
- 3) пироксениты (Африканда): магнетит;
- 4) сидеритовые гидротермалиты сиенитов и их лимонитовая зона окисления (Кия);
- 5) зоны контакта с амфиболитами (Хибины).

Минералами окисного железа являются эгирин, рибекит, лимонит, а закисного – энигматит, арфведсонит, сидерит.

Добывается железо из магнетит-апатитовых руд ультраосновных массивов (Ковдор) при содержаниях около 30%. Титаномагнетит концентрируется в щелочных пироксенитах типа Африканды и щелочных габбро типа Елеть-озера.

Алюминием обогащены: гастингсит, микроклин, альбит (20) – натролит (29) – нефелин (33) – плагиоклаз (40) – мусковит (43) – каолинит (50) – шпинель (66) – гидраргиллит, корунд (100) и породы:

- 1) уртиты, тералиты и нефелиновые сиениты (Кия-Шалтырь, Хибины): нефелин, полевые шпаты, гастингсит, слюды, корунд;
- 2) гидротермалиты нефелиновых сиенитов (Ловозеро, Вишневые Горы): натролит, гидраргиллит, эфесит;
- 3) бокситовая кора выветривания нефелиновых сиенитов (Лос, Арканзас): гидраргиллит, каолинит;
- 4) зоны контакта с силлиманитовыми кордиеритовыми породами (Бурпала).

Бедны алюминием дуниты, пироксениты, карбонатиты, скарны, в меньшей степени луавриты и граниты.

Алюминий – основной металл, получаемый из нефелина Хибин, Кия-Шалтыря, Памбака и др. Возможно получение нефелина из псевдолейцитовых и либнеритовых калиевых пород. В Тройной долине Ловозера алюминий резко концентрируется в натролитизированных уртитах с гидраргиллитом (и бемитом). Высококачественные бокситы образуются в коре выветривания нефелиновых сиенитов Лоса, Якупиранги, Магнет-Кова и, возможно, Татарки. Щелочные вулканогенно-осадочные отложения Грин Ривер (США) обогащены давсонитом.

Кремнием обогащены: слюды, плагиоклаз (40), лейцит, пироксен (50), микроклин, альбит (60), эльпидит (67), кварц (100) и следующие породы:

- 1) граниты и граносиениты (Дара-Пиоз): кварц, эльпидит, эканит, нарсарсуцит, согдианит;
- 2) гидротермалиты и пневматолититы нефелиновых сиенитов (Ловозеро): альбит, эльпидит, эпидидимит;
- 3) фениты зоны контакта с кварцитами и гранито-гнейсами (Ловозеро): альбит, кварц, нарсарсуцит, власовит.

Бедны кремнием уртиты, дуниты, скарны и особенно карбонатиты.

Обогащены водой минералы (анальцит – натролит – каолицит – монтмориллонит – галлуазит – гидраргиллит) зон эпitherмального изменения и коры выветривания (Лос, Кия).

Рассмотрим характерные минеральные формы концентрации отдельных элементов,

Литием (в полилитионите, рибеките и нептуните) наиболее богаты агпаитовые массивы (Илимаусака и др.), особенно пегматиты и гидротермалиты их науяитов. Из других массивов относительно обогащены аксессуарными литиевыми минералами: Татарка, Дара-Пиоз (сиениты и граниты), Сент-Илер, Норра-Кер.

Рубидий концентрируется (до 2% Rb_2O) в полилитионите и астрофиллите из какторкитов и науяитов Илимаусака, сиенит-пегматитов Бурпалы и Дара-Пиоза. Богаты рубидием лепидомелан и микроклин контактовых пород Татарки, а также калиевых массивов (Сынньр).

Цезий в форме авогадрита встречен в возгонах лейцитовых лав Визувия. Он образует также цезий-куплетскит в пегматитах сиенитов Дара-Пиоза. Обогащен цезием астрофиллит сиенит-пегматитов и фенитов Бурпалы и Татарки, пегматитов какторкитов и науяитов Илимаусака. Как и в случае рубидия, все это – дериваты эгириновых пород. Эти породы и минералы имеют высокие отношения Cs/K , Rb/K .

Бериллий в виде барилита концентрируется в эгирин-альбит-микроклиновых породах Сил-Лейка и Урала. Штокверк чкаловит-содалитовых жил связан с науяитами Илимаусака. Пегматиты, альбититы и гидротермалиты Илимаусака часто обогащены чкаловитом и эпидидимитом. В флюоритовых жилах Дугды и Пичехоля встречаются лейкофан, берtrandит. Бериллиевые минералы встречены также в Бурпале, Сахариоке, Вишневых Горах, Коргеретаде, Нарсарсуке, Сент-Илере.

Стронций в больших количествах может попутно извлекаться из хибинских апатитов (1% SrO). Запасы стронцианита подсчитаны в поздних карбонатитах Канганкунде. Лампрофиллитом и Sr -апатитом, кроме Хибин, резко обогащены Ловозеро и другие массивы, комагматичные альгипербазитовым, а также калиевые массивы (Мурун, Инагли и др.).

Барий в виде барита, горсейксита концентрируется в пироклоровых карбонатитах Араши, Тапиры, Мбейи и др. Гиалофан и барит (преимущественно в гидротермальных жилах) характерны для ряда калиевых массивов (Мурун) Дериваты сиенитов Самалпатти (Южная Индия) содержат промышленные концентрации барита, бенстонита. Ва-лампрофиллит отмечен в Хибинах. Высокое содержание бария (до 1,5%) характерно для биотита и ортоклаза щелочных габбро Елеть-озера. В Илимаусаке отмечается низкое отношение Sr/Ba .

Иттрий и тяжелые лантаноиды его подгруппы в значительных количествах находятся в эвдиалитовых породах Илимаусака, где эвдиалит содержит около 1% Y_2O_3 . Собственно иттриевые минералы (ашкрофтин, YBe -датолит) встречаются в пегматитах кварцевых эгириновых сиенитов Нарсарсука и Дара-Пиоза, имеющих высокое отношение Y/Ce .

Церий и легкие лантаноиды имеют несколько типов концентраций: лопаитовые малиньиты, уртиты и фойяиты; монацитовые и стенструпиновые лувяриты (Илимаусака); фойяиты (Пилансберг); ловчорритовые пегматиты и альбититы; бритолитовые и церитовые пегматиты и пневматолититы сиенитов и миаскитов (Урал); монацитовые и паризитовые поздние карбонатиты (Канганкунде); гель-бастнезитовая зона окисления карбонатитов и щелочных пород (Покко-де-Калдас). Значительные количества цериевых земель могут быть получены при переработке хибинского апатита и перовскита. В последнее время концентрации фтор-карбонатов церия установлены в гидротермалитах псевдолейцитовых массивов.

Углерод в виде карбонатов характерен для альгипербазитов и миаскитов (Ковдор, Вишневые Горы). Графит имеет промышленное значение в Ботоголе. Угледородные газы и битумы наиболее характерны для агпантовых массивов (Илимаусак, Ловозеро, Хибин), где они могут приобрести промышленную значимость.

Титан в виде титаномагнетита и перовскита концентрируется в пироксенитах и якупирангитах Африканды. Сфеновые породы из всякого бока апатит-нефелиновых месторождений Хибин могут представить интерес для получения титановых (анатазовых) белил. Значительные скопления титаномагнетита связаны с щелочными габбро типа Елеть-озера. Концентрации рутила и ильменорутила известны в сиенит-пегматитах Ильмен и карбонатитах Магнет-Ков. В Ловозере титан преимущественно связан с аксессуарными ильменитом, сфеном, энигматитом, лампрофиллитом, мурманитом, астрофиллитом, лопаритом. Бокситы Чадобца содержат около 9% TiO_2 в виде анатазового лейкоксена. Крупное месторождение анатаза обнаружено недавно близ известного пироксенового месторождения Араша (Бразилия).

Цирконий в агпантовых массивах типа Илимаусака, образует огромные концентрации в виде эвдиалитовых луавритов и какортокитов. Содержание ZrO_2 в какортокитах составляет (на всю огромную толщу отработки) около 2%. В миаскитовых массивах Урала и Приазовья обрабатывались цирконовые альбититы и их россыпи. Гидротермальные жилы с колломорфными бадделейтом и цирконом и их россыпи разрабатываются в Поко-де-Калдас. Бадделейт также попутно получают при переработке магнетит-apatитовых и медных руд (Палабора и др.).

Содержание гафния в промышленных циркониевых минералах щелочных массивов низко — до 1%.

Торий в значительных количествах изоморфно замещает цериевые земли в промышленных минералах агпантовых массивов (Илимаусак и др.) — лопарит-стенструпине (3–11%), а также в ортите, бритолите. Концентрации торита известны в пегматитах и гидротермалитах агпантовых, миаскитовых и калиевых массивов (Лангезундфиорд и др.). Сиениты Средней Азии и их россыпи концентрируют торинанит. Этот же минерал иногда попутно получают при переработке руд ультраосновных массивов (Палабора). Вокруг подобного массива Айрон-Хилл известен рой гидротермальных торитовых жил. Концентрации тория (и урана) обнаружены в коре выветривания щелочных пород Поко-де-Калдас.

Уран в этом же массиве находится и в гидротермальных циркон-бадделейтовых рудах. Небольшие концентрации урана в эвдиалитовых и ловозеритовых луавритах (Илимаусак и др.) также, по-видимому, коррелируют с цирконом. В Илимауске разведывалось месторождение урана, связанное со стенструпиновыми луавритами. Вместо обычного преобладания тория в этих породах $U/Th \approx 1$. Концентрации уран-пирохлора (гачеттолита) и уран-циркулита известны в ряде карбонатитовых массивов. Гидротермальная урановая минерализация характерна для калиевых массивов Сибири.

Фосфор образует крупнейшие в мире скопления апатита в рихсдоррит-уртитовой дуге Хибин. Концентрации апатита характерны также для уртитов Ловозера и калиевых пород Сынныра. В ультраосновных щелочных массивах разрабатываются или оцениваются магнетит-apatитовые породы (Ковдор), а также апатит и штаффелит из зон выветривания и эпитептермального изменения карбонатитов (Восточная Африка, северо-восточная Финляндия и др.).

Ванадий содержится в пироксенах, магнетитах и ильменорутилах (в последних до 4% V_2O_5). Возможно попутное извлечение этого элемента из пироксенов апатитовых руд Хибин и некоторых ультраосновных щелочных массивов. Ванадиевые минералы (сульванит) встречены в калиевых массивах Сибири. Концентрации ванадия ($\sim 1\%$) эксплуатируются в Арканзасе в зонах аргиллитизации близ массива Магнет-Ков, возможно, в связи с ним.

Ниобий образует крупные месторождения нескольких типов. Луавриты Илимаусака обогащены пироксеном и эпистолитом и содержит до 1% Nb_2O_5 .

Концентрации лопарита в щелочном стратифицированном массиве СССР связаны с малинитами, урритами и фойяитами (нижних горизонтов). В миаскитах пироклор концентрируется в альбититах и биотит-кальцитовых породах. Незначительные скопления связаны там с ильменорутилом из сиенит-пегматитов. Ильменорутил, пироклор и эцинит концентрируются в эгириновых альбититах. Урала. В ультраосновных щелочных массивах ниобий получают из пироклоровых карбонатитов (Ока, Араша) с содержанием до 1-4% Nb_2O_5 и магнетит-апатитовых руд. Известны промышленные россыпи лопарита и пироклора (Букусу и др.).

Тантал изоморфно замещает ниобий и может быть получен из его минералов: лопарита (0,7%) и пироклора карбонатитов. Та-пироклор (до 25% Ta_2O_5) характерен для ранних карбонатитов и магнетит-апатитовых пород. Все это - массивы, характеризующиеся преобладанием магния над железом; в "железистых" массивах (Илимаусака и др.) отмечается гораздо более высокое отношение Nb/Ta.

Молибден в форме молибденита концентрируется в альбититах Хибин. Крупные скопления этого минерала известны в Трейле (Восточная Гренландия), но преимущественно в связи с щелочными гранитами. Обогащены молибденитом какорткиты Илимаусака, поздние карбонатиты Африки (и их псиломелановая зона окисления).

Фтор образует промышленные скопления флюорита в поздних карбонатитах (Большая Тагна, Окорусу) и гидротермальных зонах (Покрово-Киреевка). Значительные количества фтора могут быть получены при переработке хибинского апатита (2%F). Возможно получение фтора при выщелачивании водой виллиомита из фойяитов Ловозера.

Марганец характерен для поздних карбонатитов типа Салланлатвы (родохрозитовых) и их зоны окисления (пиролозитовой), где концентрации марганца могут приобрести экономический интерес. Марганцевые силикаты и окислы (мезолит, куплетскит, пирофанит) распространены в Ловозере, Сент-Илере, Бурпале.

Платина в виде ферроплатины и спериллита концентрируется в калиево-ультраосновных массивах (Алдан) и их россыпях.

Медь (халькопирит, кубанит) добывается в ультраосновном массиве Палабора при содержании 0,69%. Много минералов меди (халькоталлит, купростибит) и серебра встречается в лувритах и пегматитах Илимаусака.

Золото в гидротермальных месторождениях Алдана генетически связано с калиевыми щелочными породами. Теллуриды золота в Криппл-Крик (Колорадо) ассоциируют с фонолитами. В Новой Зеландии (Данедин) золото отмечено в фойяитах. Концентрации золота (и серебра) отмечены в халькопирите руд Палаборы.

Цинк концентрируется в стенструпиновых и ловозеритовых лувритах (Илимаусака, Ловозеро) не только в форме сфалерита, но и в виде изоморфной примеси в амфиболах (до 1% ZnO). Металлический цинк получен при опытной переработке ураноносных лувритов Илимаусака.

Галлий, изоморфно замещающий алюминий, извлекается при переработке хибинского нефелина. Обогащены галлием (до 0,05%) гидротермальные минералы Ловозера и Илимаусака - натролит, тугтупит. В последнем необычно высоко отношение Ga/Al.

Из числа месторождений щелочных массивов (см. табл. 12) наибольшую промышленную значимость имеют месторождения ниобия и тантала (пироклор, лопарит), цериевых земель (лопарит, бастнезит, апатит), фосфора (апатит), алюминия (нефелин, бокситы), керамического сырья, флогопита и вермикулита.

Ниобиевая промышленность во всем мире почти целиком базируется на месторождениях щелочного ряда. Доля этих месторождений в балансе других полезных ископаемых в различных странах колеблется в пределах 40-90%. Эксплуатируются также месторождения железа (магнетит), меди (халькопирит), циркония (бадделейт), соды. Из нефелина извлекаются, кроме алюминия, Na, K,

Ca, а из апатита, кроме фосфора — Ce, Sr, F. Серьезные перспективы имеют также руды циркония, гафния, тория, урана, бериллия, цинка, платины, молибдена и др.

Характерными элементами щелочных массивов, кроме натрия и калия, можно считать ряд редких элементов (Nb, Sr, Ce, Zr). Именно они образуют в щелочных массивах промышленные концентрации. Минералы этих элементов (пироклор, лопарит, апатит, ринколит, циркон, эвдиалит) пользуются в щелочных массивах широким распространением. На характерность этих элементов указывают высокие значения соотношений их содержаний в щелочных и обычных изверженных породах (табл. 42): Nb — 5; Sr — 3; TR — 2,5; Zr — 2,2. Высокие соотношения свойственны также Mo, P, Ba, Ga и, вероятно Cl, F, Al. Для щелочных пород характерны больше величины отношений Nb/Ta, Th/U, Mo/W, Ce/Yb.

В щелочных массивах встречены собственные минералы 50 элементов (табл. 43). Однако минералы ряда элементов встречены не в собственно, нефелиновых породах и их дериватах, а в комагматических с ними щелочных граносиенитах (Дара-Пиоз — Cs), ультраосновных породах (Инагли, Гули — Cr, Pt). Не обнаружены пока в щелочных массивах минералы Ga, In, Ge, Se, но они и в других комплексах весьма дефицитны.

Собственные минералы редких элементов появляются лишь при определенном минимальном содержании элементов в массиве. Так, германиевые минералы не встречены еще ни в одном массиве, а таллиевые — лишь в Илимаусаке, в котором содержание таллия (3 г/т) намного превзошло кларк этого элемента в нефелиновых и вообще изверженных породах. Конечно, большое значение при образовании минерала имеют местные концентрации дефицитного элемента в пределах дифференцированных массивов. Если Tl, Be, В, Mo, Co, Ni образуют собственные минералы уже при содержании в массиве 3–10 г/т, то для минералов Li, Sn, Nb нужны содержания около 50 г/т, для Mn, Sr, Ba — более 100 г/т. Рубидий не образует собственных минералов даже при содержании в массиве около 500 г/т. Малая минералогическая индивидуальность последних элементов обусловлена их изоморфным рассеянием в минералах главных элементов — калия (для Rb, Ba), кальция (для Mn, Sr, TR), железа (для Mn, Li), алюминия (для Ga), титана (для Nb, Ta) и др. Халькофильные редкие элементы (Tl, Mo, Co, Ni) легко образуют собственные минералы при обогащении массивов серой (и мышьяком).

Минералогическую индивидуальность элементов можно оценить, разделив массу его самостоятельных минералов на кларк, а минералогическое разнообразие — разделив на кларк число его минералов. Больше величины этих отношений характерны для редких, особенно халькофильных элементов.

Таблица 42

Средний химический состав пород и минералов (из нефелиновых сиенитов)

Компоненты	Интрузивные породы	Нефелиновые сиениты	Пироксен	Амфибол	Слюда	Нефелин	Полевой шпат
SiO ₂	62,6	55,79	48,67	42,52	34,04	42,83	64,45
TiO ₂	0,75	0,53	1,10	1,35	2,99	-	-
Al ₂ O ₃	15,7	20,59	3,31	7,65	14,29	33,06	19,65
Fe ₂ O ₃	2,85	2,73	11,70	9,64	8,72	1,01	0,64
FeO	3,29	2,65	10,46	18,22	20,57	0,29	-
MgO	2,87	0,77	5,23	4,03	6,61	-	0,14
MnO	0,14	0,14	0,57	0,93	0,60	-	-

Таблица 42 (окончание)

Компо- ненты	Инtru- зивные породы	Нефелино- вые сне- ниты	Пиро- ксен	Амфи- бол	Слюда	Нефе- лин	Полевой шпат
CaO	4,80	2,93	12,46	7,22	0,91	0,75	0,94
Na ₂ O	3,30	7,41	5,27	4,90	0,62	15,21	5,58
K ₂ O	3,27	5,88	0,77	1,91	8,26	6,25	8,14
H ₂ O	-	(1,33)	-	1,25	2,50	0,57	0,31
F	-	-	-	1,10	0,54	-	-
Cr	83	38	810	70	200	-	-
Mo	1,1	4	-	-	-	-	-
W	1,3	1	-	-	-	-	-
P	930	1600	-	-	-	-	-
V	90	70	700	1200	130	-	-
Nb	20	100	310	340	390	-	-
Ta	25	8	4	5	4	-	-
Zr	170	384	2870	800	60	-	-
Th	13	16	-	-	-	-	-
U	25	6	-	-	-	-	-
Sn	25	5	-	-	-	-	-
Pb	16	18	-	7	2	-	-
B	12	17	20	30	10	-	-
Sc	10	-	11	23	22	-	-
TR	157	370	300	200	500	-	-
Ga	19	31	-	-	-	48	39
Be	3,8	4,5	11	24	8	5	9
Sr	340	1130	170	960	600	652	200
Ba	650	1600	0	500	1100	-	200
Ni	58	19	29	80	60	-	-
Co	18	5	18	30	60	-	-
Cu	47	42	22	20	-	-	-
Zn	83	85	150	2700	3300	-	-
Li	32	40	180	1340	1100	23	10
Rb	150	190	81	100	1200	179	461
Cs	3,7	7	20	30	100	-	16

Автор Nockolds (1966) Е.Д.Осокин (1970) А.Ф.Ефимов, З.Т. Катаева (1970) Н.С.Самсонова (1970) С.П.Соловьев (1970), Н.И. Тихомирова

Таблица 43

Элементы, имеющие собственные минералы в щелочных массивах

Элемент	Минерал	Массив	Элемент	Минерал	Массив
H	Натролит	Ловозеро	Mn	Шизолит	Ловозеро
Li	Полилитионит	"	Fe	Эгирин	"
Na	Нефелин	"	Co	Скутерудит	Коргередаба
K	Микроклин	"	Ni	Никелин	Илимаусак
Cs	Астрофиллит	Дара-Пиоз	Pt	Платина	Инагли
Be	Чкаловит	Илимаусак	Ru	Лаурит	"
Mg	Арфведсонит	Ловозеро	Os	Сысертскит	"
Ca	Апатит	"	Ir	Невьянскит	"
Sr	Лампрофиллит	"	Cu	Халькопирит	Илимаусак
Ba	"	"	Ag	Серебро	"
B	Гамбергит	Лангезундфиорд	Au	Золото	Палабора
Al	Нефелин	Хибины	Zn	Сфалерит	Илимаусак
Y	Ашкрофтин	Нарсарсук	Hg	Киноварь	Памбак
Ce	Лопарит	Ловозеро	Tl	Халькоталлит	Илимаусак
Ti	Сфен	Хибины	C	Кальцит	Вишневые Горы
Zr	Циркон	Мариуполь	Si	Кварц	Илимаусак
Th	Торит	Ловозеро	Sn	Соренсенит	"
U	Уранинит	Коргередаба	Pb	Галенит	Ловозеро
V	Ильменорутил	Саян	P	Апатит	Хибины
Nb	Пирохлор	Ока	As	Леллингит	"
Ta	"	"	Sb	Купростибит	Илимаусак
Cr	Хромит	Гули	Bi	Козалит	Вишневые Горы
Mo	Молибденит	Хибины	O	Альбит	"
W	Вольфрамит	Ловозеро	S	Пирротин	"
			F	Флюорит	Илимаусак
			Cl	Содалит	"

Укажем типичные минералы (по 15, примерно в порядке их распространенности) трех главных, наиболее изученных групп щелочных пород и массивов:

1) с эгириновыми нефелиновыми сиенитами, 2) биотитовыми нефелиновыми сиенитами и 3) диопсидовыми ийолитами:

1) микроклин, нефелин, эгирин, альбит, арфведсонит, гакманит, эвдиалит, энigmatит, натролит, астрофиллит, лампрофиллит, виллиомит, шизолит, уссингит, апатит;

2) микроклин, нефелин, альбит, канкринит, биотит, гастингсит, авгит, кальцит, мусковит, ильменит, сфен, циркон, скаполит, содалит, пирохлор;

3) диопсид, форстерит, нефелин, магнетит, меллит, кальцит, флогопит, апатит, перовскит, андрадит, монтичеллит, доломит, рихтерит, волластонит, пирохлор.

Ниже указаны встреченные в щелочных массивах основные минералы отдельных редких элементов:

Минералы лития

Нептунит	Li-рибекит	Тайниолит
Согдианит	Полилитионит	Эфесит

Минералы бериллия

Хризоберилл	Барилит	Лейкофан
Гамбергит	Чкаловит	Мелинофан
Гадолинит	Аминовит	Эпидидимит
Тугтушит	Семеновит	Эвдидимит

Гельвин
Гентгельвин
Соренсенит

Ловдарит
Лейфит
Берtrandит

Сферобертрандит
Бериллит
Берилл

Минералы стронция

Sr-лопарит
Sr-пироклор
Стронцианит
Велоганит
Бербанкит

Карбоцернаит
Анкилит
Гойяцит
Беловит
Sr-апатит

Целестин
Лампрофиллит
Нордит
Sr-перьерит
Брюстерит

Минералы бария

Пандаит
Голландит
Прайдерит
Норсетит
Бенстони
Альстони
Баритокальшит
Бербанкит
Кордилит

Хуанхит
Горсейксит
Барит
Иннелит
Щербаковит
Баотит
Джоакинит
Лейкосфенит
Лабунцовит

Ba-лампрофиллит
Батисит
Бафертисит
Илимаусит
Тяньшанит
Капелени
Барилит
Гармотом
Гиалофан

Минералы бора

Гамбергит
Людвигит
Норденшельдит
Ашарит
Иохачидолит
Азопроит
Флюоборит

Тяньшанит
Кариоцерит
Таджикит
Даголит
Аксинит
Ридмерджнерит
Лейкосфенит

Меланоцерит
Спенсит
Гомилит
Стилвелит
Шерл
Данбуриг

Минералы редких земель

Лопарит
Кнопит
Полимигнит
Давидит
Эшинит
Церианит
Мариньякит
Эксенит
Фергюсонит
Бербанкит
Бастнезит
Синхизит
Хуанхит
Лантаниг
Карбоцернаит
Паризит
Кордилит

Анкилит
Монацит
Рабдофанит
Флоренсит
Черчит
Беловит
Бриголит
Кариоцерит
Ринколит
Илимаусит
Нордит
Тернебомит
Перьерит
Тундрит
Таджикит
Стилвелит

Вудьяврит
Ортит
TR-везувиан
Меланоцерит
TR-эвдиалит
Джоакинит
Стенструпин
Церит
Чевкинит
Карнасуртит
Ашкрофтин
Гадолинит
Капелениг
Семеновит
Фрейалит
TR-мизерит

Минералы циркония

Бадделейт
Циркелит
Кальциртит
Тажеранит
Полимигнит
Белянкинит

Циркосульфат
Велоганит
Циркон
Розенбушит
Ловенит
Гиордалит

Хибинскит
Келдышит
Эвдиалит
Лемуанит
Эльпидит
Кимцеит

Велерит
Сейдозерит
Циркофиллит
Вадеит

Власовит
Согдианит
Катаплеит
Ловозерит

Цирнасит
Цирсит
Чинглусуит
Цирфесит
Zr-перьерит

Минералы тория

Торианит
Th-бетафит
Th-эшинит
Иринит
Th-циркелит
Смирновскит

Брокит
Th-рабдофанит
Th-апатит
Th-стенструпин
Th-чевкинит
Эканит

Th-бритолит
Кариоцерит
Th-гадолинит
Торит

Минералы урана

Уранинит
Гатчетолит
Браннерит

Бетафит
U-циркелит
Янтинит

Фурмарьерит
Отунит

Минералы ниобия и тантала

Луешит
Лопарит
Nb-анатаз
Колумбит
Эвксенит
Фергюсонит
Латрапит
Пирохлор
Пандаит
Гатчетолит

Бетафит
Полимигнит
Ильменорутит
Ферсмит
Эшинит
Герасимовскит
Ферсманит
Эпистолит
Велерит
Вуоннемит

Nb-сфен
Ниокалит
Ринкит
Ниобофиллит
Илимаусит
Комаровит
Щербаковит
Баотит
Ненадкевичит

Минералы ванадия - сульванит, V-рутил

Минералы хрома - хромит

Минералы молибдена - молибденит, повеллит, ферримолибдит

Минералы вольфрама - вольфрамит

Минералы платиноидов - платина, сперрилит

Минералы кобальта - сафлорит, шмальтин

Минералы никеля - пентландит, никелин, маухерит, виоларит, брейтгауптит, миллерит

Минералы меди - халькопирит, кубанит, медь, халькозин, купростибит, халькоталлит, борнит, тетраэдрит, теннантин, ковеллин, сульванит, бурнонит, джерфишерит

Минералы серебра - серебро, аргентит, полибазит

Минералы золота - золото

Минералы цинка - сфалерит, франклинит, ландауит, гентгельвин, каламин

Минералы ртути - киноварь

Минералы таллия - халькоталлит

Минералы олова - станнин, норденшельдит, соренсенит

Минералы свинца - галенит, козалит, бурнонит, джемсонит, буланжерит

Минералы мышьяка - маухерит, реальгар, никелин, леллингит, сафлорит, раммельсбергит, арсенопирит, шмальтин, хлоантит

Минералы сурьмы - купростибит, брейтгауптит, тетраэдрит, бурнонит, джемсонит, буланжерит, полибазит, гудмундтит

Для каждого из этих элементов (например, бериллия) могут быть построены ряды распространенности минералов: гельвин, чкаловит, лейкофан, эпидимит, бертрандит, барилит, гамбергит, лейфит, соренсенит... сферобертрандит,

эвдидимит, ловдарит. Ряд частоты встречаемости минералов (без учета их массы) отличается от предыдущего: гельвин, эпидидимит, лейкофан, барилит... чкаловит, ловдарит, соренсенит.

Характерными минералами рассмотренных массивов следует считать минералы, существенно обогащенные их характерными элементами — прежде всего щелочными, а также летучими и редкими: Na, K, Nb, Zr, Ce, Sr, F, Cl. Подобно нефелину, эти минералы обычно бедны кремнием и богаты щелочами (более 20% от суммы катионов). Таковы многие минералы, известные только в щелочных массивах (примерно 100 из общего числа 450; см. табл. 1): элистолит, ловозерит, ринкит, лампрофиллит и др. Однако эти минералы и элементы характерны отнюдь не для всех типов щелочных пород, а лишь для их наиболее далеко эволюционировавших представителей. Обычные, наиболее распространенные нефелиновые породы (миаскиты) почти не отличаются по составу второстепенных минералов от средних представителей гранитоидов и габброидов: все эти породы содержат апатит, сфен, магнетит, циркон.

С другой стороны, многие минералы и элементы, считавшиеся "запрещенными" для щелочных массивов, были в последнее время там обнаружены. Таковы турмалин, вольфрамит, соренсенит, цезий-куплетскит, гачеголит, халькоталлит, серебро — минералы В, W, Sn, Ta, Cs, Tl, Bi, Ag. Эти элементы до недавних времен считались характерными лишь для гранитоидов.

Однако отрицание четкой минералогическо-геохимической специфики может иметь место лишь при качественной, а не количественной оценке содержания элементов, минералов и различных пород. Количественная оценка этих факторов показывает, что все нефелинсодержащие комплексы обогащены минералами Nb, Sr, Zr, Ce. Примерно те же элементы концентрируют еще только щелочные гранитоиды (обогащенные, как и нефелиновые породы, минералами Fe, Mn, Ti; — амфиболами, пироксенами). В то же время их минералы гораздо богаче кремнием (эльпидит, согдианит). Из числа минералов табл. 1, не содержащих натрия и калия, к характерным минералам щелочных массивов могут быть отнесены те из них, которые образуют в этих массивах крупные, часто промышленные концентрации (графит, магнетит, корунд, перовскит, кальцит, апатит, форстерит) или встречены пока только в щелочных массивах (купростибит, халькоталлит и др.). Вообще в этих массивах вероятно нахождение минералов всех прочих типов массивов и месторождений. В то же время последние не содержат типичных щелочных минералов.

Характерна сложность структуры и состава, полимеризованность многих минералов агпайтовых щелочных массивов. Эти минералы содержат до 10-15 компонентов, обычно занимающих самостоятельное структурное положение (непунит, ринкит, эвдиалит и др.). Вхождение в состав этих минералов фтора на много увеличивает возможность изоморфных замещений Ca-TR, Mg-Li и др. Ряд высокощелочных минералов (даже силикатов) растворим в воде, хотя бы частично (виллиомит, термонаитрит, ломоносавит, стенструпин, ильмаюкит). Вхождение Na, K, F, Si в минералы тяжелых элементов (Ce, Zr, Ti, Nb, Ta, Th) существенно снижает средний атомный вес катионов (довольно постоянный, ≈ 25), а соответственно удельный вес (и показатели преломления) минералов.

В щелочных массивах СССР обнаружены почти все минералы общей табл. 1 — больше, чем в любой другой стране. Не встречено пока лишь несколько редчайших минералов специфического состава, обогащенных Tl, Sn, Sb, S (например, халькоталлит, соренсенит, купростибит, лишь недавно найденные нами в Илимауске).

Минералогически наиболее разнообразен Ловозерский массив: в нем обнаружено 300 минералов и разновидностей (Семенов, 1972). Это больше, чем в массивах других типов изверженных пород. В Хибинах, Илимауске, Бурпале обнаружено примерно по 150 минералов. Все это — эгириновые массивы с высокой активностью щелочей и летучих. Как и концентрация редких элементов (особенно, щелочных и бериллия), количество минеральных видов прямо коррелирует со степенью обогащенности пород и массивов F, Cl, S, Mn, Fe³.

В отличие от эгириновых пород авгитсодержащие щелочные породы, особенно мономинеральные (уртиты, сиениты), содержат лишь 20 - 30 наиболее распространенных минералов. Ловозерский массив не весь отличается минералогическим разнообразием. Это относится лишь к небольшим краевым участкам пород с высокой активностью щелочей и летучих.

Распространенность минералов обычно лимитируется концентрацией наиболее дефицитных и активных в данной породе элементов, входящих в состав минералов. Так, в туггупите $\text{Na}_4\text{BeAlSi}_4\text{O}_{12}\text{Cl}$ этими элементами являются бериллий и хлор. Статистически маловероятное сочетание в одном минерале нескольких редких элементов (Be YB в гадолините, LiMnTi' в нептуните), по-видимому, обусловлено энергетической выгодностью. Сумма коэффициентов концентрации всех элементов по сравнению с кларками (деленная на число определений) составляет в этих минералах миллионы, тогда как в породообразующих минералах (особенно амфиболах) она обычно не достигает и десяти. Из числа пород наиболее велика эта сумма в ловозеритовых и эвдиалитовых лужавритах, малиньитах.

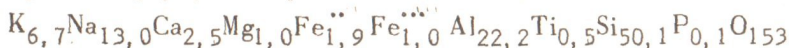
ПАРАГЕНЕТИЧЕСКИЕ АССОЦИАЦИИ МИНЕРАЛОВ

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ЭЛЕМЕНТОВ МЕЖДУ МИНЕРАЛАМИ

В табл. 44 приведен средний химический и минералогический состав отдельных щелочных массивов, а в табл. 42 дан средний состав нефелиновых сиенитов и их минералов.

Средний состав типичных щелочных пород — нефелиновых сиенитов вычислялся неоднократно (Кларк, Ноколдс, С.П. Соловьев, А.А.Беус, Е.Д.Осокин). Нами использованы данные последнего автора, так как им рассмотрен наиболее широкий круг элементов (см. табл. 42). Характерно, что к среднему составу нефелиновых сиенитов весьма близок состав пород крупнейшего в мире Хибинского массива.

Средняя "формула" нефелиновых сиенитов —



общего типа A_2O_3 . Средний эквивалентный вес окислов катионов $AO_{1,5}$ в нефелиновых сиенитах — 54 (обратная величина — сумма атомных количеств — 1850). Нефелин этот вес понижает, а эгирин — повышает. Прямо пропорционально весу ионов изменяется удельный вес щелочных пород ($\sim 2,6$) и минералов.

Достаточно постоянная величина среднего эквивалентного веса катионов (54) позволяет для большинства пород легко вычислять атомную "формулу", умножая весовые проценты окислов на коэффициент $K = \frac{54}{\varepsilon}$, где ε — эквивалентный вес окисла. Так, для натрия $K = \frac{54}{31} = 1,74$, для калия — $\frac{54}{47} = 1,15$; Mg — 1,34; Ca — 0,96; Ti и Fe — 0,68; Mn и P — 0,76; Fe — 0,65; Al — 1,06; Si — 0,90. Следует иметь в виду, что при особенно больших содержаниях элементов (например, кремния) ошибки велики.

Расчеты по кларкам земной коры приводят почти к той же величине эквивалентного веса катионов (55) и среднего атомного веса всех катионов, включая кислород (22).

Максимальные содержания элементов в породах (табл. 45) на несколько порядков (обычно на два, а в рудах еще больше) выше средних. Особенно большие "скачки" концентрации характерны для Be, Th, U, V, образующих (в отличие от Rb, Cs) собственные минералы. В агапитовых массивах на долю главных элементов (O — Ti) приходится 97–98% (остальное на долю редких). В то же время в обычных щелочных массивах сумма главных элементов близка к 100%.

Зная средний химический состав нефелиновых сиенитов и их породообразующих минералов (см. табл. 42), можно оценить средний минералогический состав этих пород: нефелин — 25%, полевой шпат — 60%, темноцветные — 13%, аксессуарные — 2%. Аналогичные результаты можно получить и при усреднении минералогических анализов различных щелочных пород. По сравнению с другими изверженными породами нефелиновые сиениты обогащены нефелином (Na, K, Al) за счет кварца, плагиоклаза и диоксида (Fe, Mg, Ca, Si).

Точное соотношение пироксенов, амфиболов и слюд в щелочных породах не известно, однако мы ориентировались на амфиболы, которые по составу и ассоциациям обычно занимают промежуточное положение между двумя другими группами темноцветных минералов. Усредненный амфибол отвечает по составу промежуточному члену — катафориту, пироксен — NaMg — геденбергиту, слюда — биотиту с примерно кларковыми соотношениями главных компонентов (Fe/Mg и др.).

Таблица 44

Средний состав щелочных массивов*

Компоненты	Массивы и их группы						
	Илимаусак, 1 ^а	Ловозеро, 1 ^а	Хибины, 1	Сынныр, 2	Вишневые Горы, 3	Дедов, 4	Кольский полу- остров, 5
	Химический состав (в атомн. %)						
K	4,7	6,2	7,1	14,2	6,9	0,9	1,7
Na	20,5	17,6	16,0	6,0	12,2	6,5	5,4
Ca	1,1	1,1	1,6	2,0	1,5	10,8	13,6
Mg	0,5	1,2	0,8	1,3	0,4	6,2	19,6
Mn	0,2	0,3	0,1	-	0,1	0,1	0,1
Fe ^{..}	6,9	0,7	1,1	1,2	1,6	4,2	5,1
Fe ^{***}		3,0	1,6	1,3	1,3	0,6	5,6
Al	18,9	17,4	21,1	21,5	27,6	22,0	8,2
Ti	0,2	0,7	0,7	0,3	0,3	0,6	2,1
Si	46,4	44,4	44,9	52,0	47,9	44,4	32,0
Pb	-	0,1	0,2	0,1	-	-	0,3
Nb	0,1	0,1	-	-	-	-	0,1
Zr	0,3	0,2	-	-	-	-	-
TR	0,2	0,2	-	-	-	-	-
Sr	-	0,1	0,1	-	-	-	0,1
Zn	0,1	-	-	-	-	-	-
Li	0,2	0,1	-	-	-	-	-
H	-	6,7	-	-	-	-	3,8
F	0,6	0,4	-	-	-	-	-
Cl	1,4	0,7	-	-	-	-	-
S	0,2	0,2	-	-	-	-	-
C	-	-	-	-	-	-	2,2

Автор

В.И. Герасимовский

Таблица 44 (окончание)

Компоненты	Массивы и их группы						
	Илимаусак, 1 ^а	Ловозеро, 1 ^а	Хибины, 1	Сынныр, 2	Вишневые Горы, 3	Дедов, 4	Кольский полу- остров, 5
	Минералогический состав						
Нефелин	13	22	34,5	17,6	21	5	17
Полевой шпат	45	39	56,2	77,6	70	62	-
Пироксены	24	21	7,8	3,5	5	23	41
Эвдиалит	3	4	0,2	-	-	-	-
Содалит	7	4	-	-	-	-	-
Цеолиты	3	5	-	-	-	-	-
Оливин	-	-	-	-	-	7	29
Акцессорные минералы	3	4	1,2	1,6	-	3	12
Автор	Е.И.Семенов	Е.М.Еськова		Р.П.Тихоненкова	Е.М.Еськова	Е.Д.Андрее- ва (1968)	А.А.Кухаренко и др. (1966)

* Для массивов 3-й и 4-й групп вместо отсутствующего среднего состава приведен состав наиболее характерных пород.

Таблица 45

Максимальные содержания элементов в щелочных породах

Содержания, %	Элементы
5-10	Ti, Mn, P
1-5	H, Ce, Zr, Nb, F, Cl
0,5-1	Y, Ba, Sr, Cu, S
0,1-0,5	Rb, B, V, Zn, Th, Be
0,05-0,1	Li, Hf, Pb, U
0,005-0,01	Cs, Cr, Mo, W, Co, Ni
0,001-0,005	Tl
0,0005-0,001	Sc
0,0001-0,0005	Ag

Среди аксессуарных минералов мicasитовых пород основное значение имеют сфен, циркон, апатит, магнетит, обогащенные характерными элементами щелочных пород - Zr, Nb, Ce, Sr. В эгириновых породах эти элементы фиксируются в аксессуарных эвдиалите, ринколите, лампрофилите. По сравнению с другими изверженными породами в нефелиновых породах редки турмалин, ортит, монацит, эпидот, ксенотим.

Укажем главные минералы - концентраты отдельных элементов:

Li - амфибол, биотит	V - пироксен, амфибол, ильменит
Na - нефелин, альбит, эгирин	Nb, Ta - пироксен, биотит, сфен
K - микроклин, нефелин, биотит	Cr - пироксен, биотит
Rb - микроклин, биотит	Mo - амфибол, молибденит
Cs - биотит, астрофиллит	Mn - амфибол, пироксен, биотит
Be - амфибол, полевоы шпат	Fe - пироксен, амфибол, биотит
Mg - амфибол, пироксен, биотит	Co, Ni, Cu - амфибол, биотит
Ca - пироксен, амфибол, кальцит	Zn - амфибол, биотит, сфалерит
Sr - полевоы шпат, амфибол, апатит	Ga - нефелин, полевоы шпат
Ba - микроклин, биотит, амфибол	In - пироксен, амфибол
B - амфибол, турмалин	Tl - биотит, астрофиллит
Al - нефелин, полевоы шпат, слюда	Ge - пироксен, биотит, энigmatит
TR - амфибол, полевоы шпат, апатит, сфен	Sn - пироксен, биотит
C - кальцит, канкринит	Pb - амфибол, полевоы шпат, галенит
Si - полевоы шпат, нефелин, пироксен	S - нозеан, пирротин
Ti - пироксен, биотит, сфен	H - амфибол, натролит
Zr, Hf - пироксен, циркон	F - амфибол, биотит, флюорит
Th - пироксен, монацит, торит	Cl - содалит, амфибол
U - пироксен, циркон, пирохлор	
P - апатит, пироксен	

Для баланса P, Zr, Mo, Pb велика роль самостоятельных аксессуарных минералов. В апатит-нефелиновых рудах доля рудного минерала в балансе P достигает 80%. Остальная его часть рассеивается в нефелине (Дудкин, 1971). По А.Н. Мерькову, в лопаритовых рудах с лопаритом связано 87% редких земель (остальные рассеяны в апатите) и 81% ниобия (остальной рассеян в мурманите и эгирине).

Пироксены по сравнению со всей породой обычно обогащены Sn, Ti, Zr, Th, U, V, Nb, Cr, Mn; биотиты — также Li, Rb, Cs, Ba, Ce, Zr, Ti, F, а светлоцветные — Rb, Sr, Ba, Ga. Распределение между светлоцветными и темноцветными минералами у бериллия и бора мало контрастно.

Состав одноименных минералов из различных пород и массивов является гораздо более информативным, чем валовой состав минеральных смесей—пород. Так, при одинаковом содержании фтора в породах и в амфиболах (или других комплексных минералах переменного состава) последние являются лучшими индикаторами редкометального оруденения, так как в породах фтор может быть связан в простых соединениях (флюорит CaF_2), играющих меньшую индикаторную роль. Содержание фтора в арфведсоните и рибеките агпайтовых массивов составляет 1–2%, а в гастингсиде тералитов и ийолитов — лишь 0,1–0,3%.

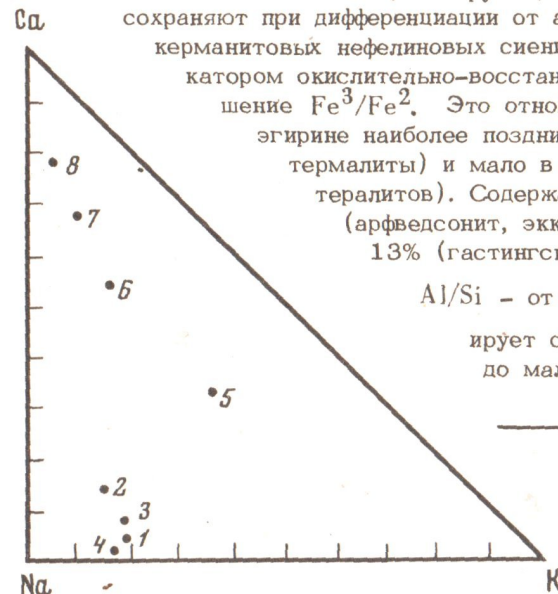
Темноцветные породообразующие минералы, прежде всего амфиболы, концентрируют гораздо большее число элементов, чем светлоцветные. Поэтому сравнивая состав амфибола из близких по генезису пород совершенно различных массивов, можно составить представление о концентрации и активности в этих массивах почти половины элементов периодической системы.

Амфиболы являются весьма чувствительными индикаторами среды минералообразования. Характерно, что они по среднему составу (и по составу редких земель) близки к усредненным изверженным породам и способны изменять состав в очень широких пределах, вполне сопоставимых с пределами изменения состава пород.

Рассмотрим в амфиболах (табл. 46, фиг. 56) изменение соотношений различных (особенно изоморфных) компонентов, прежде всего главных оснований: Na, K и Ca. Содержание натрия резко увеличивается (до 9%) от гастингсита и роговой обманки (4–5-й группы) к арфведсониту (1-я группа). В арфведсоните и рибеките науяитов и луявритов при отсутствии кальция натрий резко преобладает над калием: $\text{Na}/\text{K} = 5$. В прочих амфиболах указанное отношение гораздо ниже (< 2 , а в лейцитовых породах до 1). Эти амфиболы, особенно гастингсит, резко обогащены кальцием: в них соотношение $\text{Na}:\text{K}:\text{Ca} = 2:3:7:70$ (см. фиг. 56), а $\frac{\text{Na}+\text{K}}{\text{Ca}} = 0,4$. Подобные амфиболы наиболее характерны для тералитов, ийолитов и гастингситовых нефелиновых сиенитов. Эти амфиболы обычно бедны LiF. Существенно изменяется в амфиболах отношение Fe/Mg . Оно весьма велико (> 100) в арфведсоните Илимаусака, гастингсиде миаскифов (3-я группа) и мало (0,5–0,1) в эккерманите и Mg-рибеките Ловозера, магнофорите некоторых калиевых массивов (2-я группа), рихтерите

и гастингсиде ийолитов (5-я группа). Магнезиальный состав амфиболы сохраняют при дифференциации от альгипербазитов до эгириновых и эккерманитовых нефелиновых сиенитов Ловозера (1-я группа). Индикатором окислительно-восстановительных условий является отношение Fe^3/Fe^2 . Это отношение велико в рибеките (1,5) и эгирине наиболее поздних дифференциатов (луявриты, гидротермалиты) и мало в ранних породах (0,1 — в керсутите тералитов). Содержание алюминия изменяется от нуля (арфведсонит, эккерманит, рибекит, магнофорит) до 13% (гастингсит). Соответственно отношение

Al/Si — от нуля до 0,4. Отношение $\frac{\text{Na}+\text{K}}{\text{Al}}$ варьирует от весьма больших величин (> 100) до малых ($< 0,3$).



Фиг. 56. Диаграмма состава амфиболов в щелочных массивах

Na	2,5	1,9	2,2	2,8	1,0	0,9	0,7	0,7	1,5
K	0,5	0,4	0,6	0,5	0,9	0,5	0,3	0,2	0,4
Ca	-	0,7	0,2	0,1	1,1	1,6	2,0	2,1	1,2
Mg	-	-	2,8	2,0	4,6	0,5	2,4	2,9	0,9
Fe ^{••}	4	4	1,4	1,1	0,3	2,8	1,7	1,0	2,5
Fe ^{•••}	1	1	1,1	1,5	0,1	1,2	0,2	0,8	1,1
Al	-	0,5	-	0,1	0,3	2,3	2,3	2,1	1,4
Si	8	7,5	7,8	7,9	8,0	6,0	5,5	6,1	6,9
Характерные элементы	NaFe ^{••}	Fe ^{••} (Si,F)	NaMg (Li,F)	NaMgFe ^{•••} (Mn,L,F)	KMg (F)	CaAl	CaMgAl (Ti)	CaMgAl	

Автор	Böggild	Е.И. Семенов	Prider	Е.И.Семенов	Е.Д. Анд- реева	А.А. Куха- ренко	А.Ф. Ефимов
-------	---------	--------------	--------	-------------	--------------------	---------------------	-------------

В одной парагенетической ассоциации состав минералов (например, железистость амфиболов и других темноцветных — пироксенов, слюд) обычно сходен и меняется симбатно. Симбатное изменение характерно и для других индикаторных отношений (Na/K , Fe^3/Fe^2 , Na/Ca , Na/Al), ориентирующихся на отношения в самой породе.

Обменные реакции между ассоциирующими минералами, имеющими общие ионы, приводят к "выравниванию" их состава в направлении среднего состава всей ассоциации (породы массива). Так, нефелин в гералитах и их урритах под влиянием плагиоклаза обогащен Ca, Al и обеднен Si . Аналогично нефелиновые породы, ассоциирующие с преобладающими габбро, обогащены Ca, Al, Fe ; с перидотитами — Mg(Sr, Ta) ; сиенитами — K(Rb, Ba) ; гранитами — Si(Rb, B, Cs) (в скобки взяты редкие элементы, для которых корреляция не является столь прямой). Подобное "выравнивание" состава минералов позволяет породам и массивам "обходиться" минимальным числом минеральных фаз. Этому особенно способствуют фазы с большой изоморфной емкостью, большой амплитудой изменения состава. Так, во всех массивах альгипербазитовой формации Кольского полуострова (включая Хибины и Ловозеро) широко развиты разнообразные минералы группы перовскита. Перовскитовая "матрица" альгипербазитов, вероятно, унаследовалась в кнопите и лопарите комагматических нефелиновых сиенитов так что вся формация имеет минимум минералов.

Важное значение при распределении элементов между породами и минералами может иметь степень их родства к главным катионам (Ca, Zr) и к анионам (O, S, F, Cl). Так, цирконий "подбирает" родственный ему иттрий, а Sr, Ca — церий. Обогащение хлорсодержащих гакманитовых пород и дериватов Nb, Zr, Fe, Be (а не Ta, Mg, Li) может быть связано с большим средством первых к хлору (в эвдиалите, тугтупите, баотите) и вторых — к фтору (в слюдах и др.).

Характерные для щелочных массивов минералы обычно резко обогащены натрием и другими сильными основаниями (A — более 30% от суммы катионов). Эти же минералы часто обеднены кремнеземом (менее 30%), так что отношение $A/\text{Si} > 1$. В противоположной ($A/\text{Si} < 1$), богатой кремнеземом ассоциации с кварцем находятся нарсарсуakit, эвдидимит, согдианит, власовит, эльпидит, лейфит, эпидидимит, нептунит.

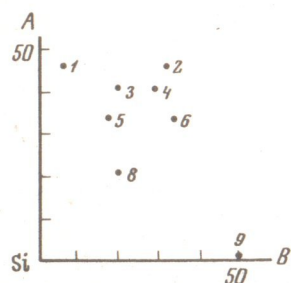
Аналогично поведение и элементов группы B (амфотеров Ta, Zr, Al), служащих "мостиком" между основаниями и кремнеземом. Так, богатый титаном сфен чаще ассоциирует с ильменитом и рутилом, нежели бедные им нептунит и ринколит. Соответственно чаще ассоциация богатых цирконием келдышита и циркона, нежели эвдиалита и циркона.

С уссингитом, характеризующимся минимальным содержанием алюминия, ассоциируют минералы с аналогичными особенностями состава: чкаловит, стенсгруппин, эпистолит, гайниолит, маунтинит и др. Эти минералы имеют наибольшее отношение Na/Al ("коэффициент агпаитности" по А.Е. Ферсману, В.И. Герасимовскому и др.). Однако следует иметь в виду, что автор этого термина Уссинг (Ussing, 1911) считал "агпаитовой" лишь ассоциацию науяитов и льяувритов, содержащих эгирин, гакманит, эвдиалит, шизолит, виллиомит — минералы $\text{F, Cl, S, Mn, Fe}^3$, редких элементов. Породы и минералы с высоким отношением $\frac{\text{Na+K}}{\text{Al}}$ известны не только в науяитах и далеко не всегда так обогащены ле-

тучими и редкими, как эти породы. Так, щелочные минералы без алюминия и других амфотеров (титана и др.) часто встречаются в связи с ийолитами, дунитами и калиевыми породами: рихтерит, апофиллит, канасит, дельхайелит и др.

Указанные соотношения можно проиллюстрировать диаграммой (фиг. 57) $A-B-Si$ на примере редкометаллических силикатов (1 — эвдиалит, 2 — ломоносовит, 3 — чкаловит, келдышит, 4 — содалит, 5 — уссингит, 6 — рамзаит, нефелин, 7 — нарсарсуakit, власовит, 8 — альбит, эпидидимит, 9 — циркон). Левое нижнее поле кремнеземистой ассоциации и левое верхнее — щелочной — достаточно четко выделяются на этой диаграмме. Антагонистами являются минералы, составы которых противоположны по отношению к среднему составу ассо-

Фиг. 57. Диаграмма состава щелочных силикатов (номера в тексте стр. 224)



циации. Эти минералы способны к реакционным взаимоотношениям и не насыщены в отношении общих компонентов. Так, нефелин реагирует с кремнеземом, образуя альбит. Поэтому нефелин не встречается вместе с кварцем. Наоборот, "насыщенные" минералы — микроклин и альбит — могут ассоциировать и с нефелином и с кварцем.

Для определения возможной парагенности минералов целесообразно сравнивать их состав с составом кларковым или минералов, наиболее близких к ним: розовой обманки, жадеита, а для нефелиновых сиенитов — полевых шпатов. Например, чкаловит $\text{Na}_{40}\text{Be}_{20}\text{Si}_{40}$ по сравнению с альбитом $\text{Na}_{20}\text{Al}_{20}\text{Si}_{60}$ богаче Na и беднее Si. Поэтому можно обоснованно предполагать, что чкаловит будет ассоциировать не с кварцем, а с фельдшпатоидами — нефелином, гакманитом, уссингитом и др. Однако следует иметь в виду содержание всех, а не только главных компонентов. В самом деле, в ассоциации с кварцем и эгирином (граносиениты Нарсарсука, Дара-Пиоза, Бурпалы) находятся многие минералы, считавшиеся ранее характерными лишь для недосыщенных кремнеземом пород — нефелиновых сиенитов: эвдиалит, нептунит, ринколит и др. Эти минералы иногда бедны кремнеземом (ринколит — 30%), но их появление в кварцевой ассоциации вызвано преобладающей ролью щелочей и летучих (Na, F).

В пределах одной породы иногда наблюдаются более тесные ассоциации минералов близкого состава: в железистых меланократовых (амфиболовых, биотитовых, пироксеновых) участках также концентрируются железистые редкометалльные минералы: колумбит, ортит. Ассоциацию в карбонатах пироклора и апатита можно пытаться объяснить содержанием в этих минералах ряда общих (F, Ca) и родственных (Nb, P) элементов.

Параллельно с изменением соотношения главных оснований (Na, K, Ca) в амфиболах (см. фиг. 56) происходит его изменение и в ассоциирующих минералах (табл. 47). Безалюминиевыми NaK минералами являются фенаксит; NaCa — пектолит, федорит; KCa — апофиллит, мизерит; NaKCa — карлтонит, маунтинит, канасит и др.

Следует иметь в виду, что натрий гораздо охотнее входит в состав амфиболов, нежели калий, и что моноклинные амфиболы содержат натрий даже в габбро. Если нефелин, микроклин и альбит могут ассоциировать с амфиболами и пироксенами любого состава, то плагиоклаз не ассоциирует с альбитом и эгирином. Вероятный ряд сродства к натрию породообразующих минералов: эгирин-альбит-нефелин-плагиоклаз-авгит. Ряд для их элементов — Mn-Fe³-Si-Mg-Ca-Al. Поэтому щелочные амфиболы и пироксены появляются во многих месторождениях кремнистых марганцевых и железных (гематитовых) руд (гондиты, кодуриты, джеспилиты). В подобных марганцевых рудах появляются даже минералы лития и бериллия. В то же время эти минералы отсутствуют в породах, бедных Mn, Fe³, Si (габбро, ийолитах, уртитах). По сравнению с цирконием большее сродство к натрию проявляет ниобий, образующий пироклор и лопарит в ассоциации с бесщелочным минералом — цирконом. В то же время натриевые силикаты циркония (эльпидит, эвдиалит) могут ассоциировать с бесщелочными минералами титана — сфеном, ильменитом.

Сродство к калию обнаруживают кроме изоморфных Rb и Ba, также Li, Mg, P. Большинство других элементов (TR, Nb, Zr) образуют преимущественно соединения с натрием, однако это может быть частично связано с малой изученностью и распространенностью калиевых агпайтовых пород (Хибины, Мурун).

Таблица 47

Минералы и элементы различных групп щелочных пород

	Нефелиновые сиениты				Тералиты	Ийолиты
	1 ^a	1	2	3	4	5
<u>Минералы и их группы</u>						
Фельдшпатоиды	Гакманит		Кальсилит лейцит		Канкринит	
Плагиоклазы	Альбит			Альбит	Лабрадор	
Оливины			Форстерит		Фаялит	Форстерит
Пироксены	Эгирин		Эгирин-авгит		Авгит	Диопсид
Амфиболы	Рибекит	Арфведсонит		Гастингсит		Рихтерит
Слюды	Полилитнионит		Мусковит		Биотит	Флогопит
Карбонаты	Термонатрит				Кальцит	Доломит
<u>Элементы и их минералы</u>						
Mn	Раит	Шизолит		Пьемонтит		Родохрозит
Be	Чкаловит	Эпидидимит		Аминовит		
Sr	Нордит	Лампрофиллит	Sr-апатит	Стронцианит		Карбоцеранит
Ba		Лейкосфенит				Бенстонит
B	Ридмерджерит	Лейкосфенит		Шерл		
TR	Беловит	Лопарит		Бриголит	Ортит	Бербанкит
Ti	Ильмайокиит	Рамзаит	Тинаксит	Сфен		Перовскит
Zr	Ловозерит	Эвдиалит	Вадеит	Циркон		Циркелит
Th	Стенструшин	Эканиит		Торит		Торианит
P	Ломоносовит				Апатит	
Nb	Эпистолиит	Лопарит	Шербако-	Пироклорвит		Пироклор
S		Гакманит	Расвумит	Вишневит	Скаполит	Пирротин
C	Гакманит	Эвдиалит		Содалит		
F	Виллиомиит	Арфведсонит	Биотит	Апатит		Флюорит
<u>Характерные элементы</u>						
Na	Li, Rb, Cs, Be, Sr, Ba, K	Rb, Cs, Sr, Ba	Ca	Sr, Ba, Al, Ce, Zr, Th, Nb	Ca	Fe, Al, Ti
Mn	Fe, Y, Ce, Zr, Th, U, Nb, Ag, Zn, Ga, Sn, S, Fe, Cl	Mg, U, P, Au, Tl, Pb				Ca
						Mg, Sr, Ce, Ti, Th, U, P, Nb, Ta, Cu, S, F

* Подчеркнуты главные основания.

Рассмотрим некоторые физико-химические условия образования щелочных пород и минералов. Максимальной щелочностью среди породообразующих минералов обладают нефелин $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ и его калиевый аналог кальсилит, принятые в этой работе как минералогические реперы для определения понятия "щелочной массив". Содержание щелочей в них составляет 1/3 от суммы катионов. Маленькие концентрации щелочей характерны для пород с полевыми шпатами (микроклин, альбит — 1/4), пироксенами, амфиболами и слюдами (до 1/4), которые иногда также называются щелочными. Из числа щелочных металлов лишь натрий и калий широко распространены в породах; минералы Li, Rb и Cs собственных пород не образуют. Более распространенный литий содержится в сподумене в меньших количествах (1/4) и к тому же обладает наименее щелочными свойствами, ибо его радиус значительно меньше радиуса натрия и особенно калия. Щелочность минералов и пород можно ориентировочно оценить величиной среднего радиуса катионов (или их ионного потенциала: валентности, деленной на радиус). Так, для кальсилита KAlSi_3O_8 средний радиус катионов равен $0,76 \text{ \AA}$, для нефелина — $0,63$. Менее щелочной альбит имеет значительно меньший средний радиус — $0,55$ (и больший ионный потенциал).

Средний радиус катионов нефелиновых сиенитов ($0,60 \text{ \AA}$) больше, чем вообще изверженных пород. Характерны случаи одновременного проявления высокой щелочности натриевой, калиевой и общей (отражающей концентрацию и других крупных катионов — Sr, Ba, La). Например, в Ловозере в максимально богатой натрием ассоциации (виллиомит, трона, казаковит) развиты минералы Na, Sr, La (нордит, беловит), а в Хибинах — в ассоциации с виллиомитом, ломоносомитом — минералы калия и изоморфного с ним бария (шербаковит и др.). По среднему радиусу катионов минералы такого типа даже превышают нефелин (например, нордит $\text{Na}_3\text{CeSrMnSi}_6\text{O}_{17}$ имеет $r = 0,71 \text{ \AA}$).

Следует учитывать и силу кислот, которые нейтрализуют щелочи. Так, в группах содалита и канкринита $\text{Na}_4(\text{AlSiO}_4)_3(\text{Cl}, \text{S}, \text{CO}_3, \text{SO}_4)$ минералы, где натрий нейтрализуется слабыми кислотами (CO_3 , S и, вероятно, F), образуются в более щелочной обстановке, нежели минералы с сильными кислотными радикалами (SO_4 , Cl). Аналогично когаркоит $\text{Na}_3\text{SO}_4\text{F}$ имеет меньшую щелочность, чем виллиомит NaF. Методы определения щелочности минералов предложены также В.А. Жариковым, А.А. Маракушевым и др.

Пересчеты химических анализов различных типов щелочных пород и массивов (см. табл. 42, 44) показывают, что содержание ионов щелочей в натриевых, эгириновых массивах около 24% (атомных), в калиевых (сынныриты) — 20% (такова же средняя цифра для нефелиновых сиенитов), а в кальциевых (тералиты, якупирангиты) — лишь 7%. "Разбавление" нефелина диопсидом и плагиоклазом приводит к тому, что последние породы содержат меньше щелочей, чем некоторые безнефелиновые породы (граниты, сиениты), и в химическом отношении не могут быть признаны за щелочные (условный лимит щелочей 20% — на уровне полевых шпатов — соответствует содержанию 60% нефелина и 40% диопсида). Приняв для всех элементов лимит в 10%, нефелиновые сиениты могут быть определены как силикатные породы NaAl — состава, тералиты — CaAl, якупирангиты — CaMg. Снижение лимита до 5% позволит включить в число характерных элементов Fe, K (см. табл. 44). Максимально щелочными минералами в натриевых породах являются сода, виллиомит, натродавин, в калиевых — кальсилит, фториды и карбонаты калия, а в карбонатитах — фейрчайлдит, стронцианит, витерит.

В значительно более бедной щелочами среде образуются кварц, слюды, полевые шпаты — минералы гранитов, сиенитов, альбититов, слюдитов. Альбититы ряда массивов нефелиновых сиенитов (Ловозеро, Хибинь, Вишневые Горы) содержат пирит и декатионированные гидратные минералы: гидромусковит (либсенерит), гидрокатаплетит, гидроринколит и др. В этих минералах вместо щелочей содержится водород (гидроксил, оксоний, протон), что свидетельствует об их образовании в более кислой среде (по Бренстеду). Содержание водорода, сни-

жающего щелочность, характерно и для ряда минералов с очень высоким содержанием натрия: ломоносовит, натрофосфат $\text{Na}_6\text{H}(\text{PO}_4)_2\text{F}\cdot 17\text{H}_2\text{O}$ и др.

Нефелин, как соединение сильного основания (натрия) и слабой кислоты (алюмосиликатной), имеет в водной суспензии явную щелочную реакцию. То же относится к распространенным в щелочных массивах солям — виллиомиту NaF , соде $\text{Na}_2\text{CO}_3\cdot 10\text{H}_2\text{O}$. Сода появляется и при выветривании ряда ультра-натриевых минералов ильмайокиита, виллиомита, ловозерита. Характерно, что эффузивно-осадочные содовые отложения Грин-Ривер (США) содержат целый ряд редкометалльных минералов, типичных для щелочных массивов: эгирин, эльпидит, лабунцовит, бербанкит, нейборит. Широко распространенные в обычных соляных месторождениях сульфаты и хлориды натрия и калия не проявляют щелочных свойств.

Высокая концентрация щелочей в нефелиновых породах "заставляет" амфотеров (Al, Ti, Zr) снижать координацию и играть для нейтрализации кислотную роль. В окислительных условиях в щелочных массивах образуются минералы Fe^{3+} , Mn^{4+} , Ce^{4+} (эгирин, тодорокит, церианит) вместо Fe^{2+} , Mn^{2+} , Ce^{3+} (энигматит, шизолит, бритолит). При окислении ионный радиус Fe, Mn, Ce уменьшается, что снижает их щелочность. Окисные минералы характерны для низкотемпературных гидротермальных и гипергенных образований. В схеме вертикальной зональности щелочных массивов они занимают более высокое положение. Так, в верхних частях Ловозерского массива преобладают эгирин, рибекит, а в нижних — энигматит, ильменит и другие — минералы Fe^{2+} , образующиеся в восстановительных условиях.

При высоком общем давлении образуются породы с минералами, имеющими малое (~5) отношение среднего атомного веса к удельному — корундом, шпинелями, гранатом. Таковы, например, плюмазитовые нефелиновые сиениты Мадраса, образовавшиеся в глубинных зонах земной коры в ассоциации с чарнокитами. В этих щелочных породах в отличие от агпайтовых пород верхних зон мало давление летучих компонентов (F, H, S). По В.В. Щербине, увеличение давления приводит к росту щелочности, увеличению координации катионов благодаря преимущественному сжатию кислорода. При минимальном давлении, но высокой температуре образуются щелочные эффузивы. Часто они содержат ренит, мелилит. Как показывают эксперименты (В.П. Костюк, Т.Ю. Базарова) гомогенизация включений в лейшите лав Везувия происходит при 1600° , а нефелина из лав Венгрии — 1290° . Высоки температуры гомогенизации включений и в минералах альгипербазитов Гулинского массива: оливина, диопсида ($\sim 1200^\circ$), нефелина (1000°).

В нефелиновых сиенитах и их пегматитах Боготола, Дахунура, Ловозера, Хибин, Мариуполя, Ильменских и Вишневых Гор включения в нефелине гомогенизируются (обычно в жидкую фазу) при $700\text{--}800^\circ$. Нижний предел давления летучих 1500 атм. Необычно высока температура гомогенизации включений в чкаловите агпайтовых пород и пегматитов Илимаусака: около 980° (Семенов, 1969, Sobolev a.o., 1970). Эти обильные кристалло-газовые включения гомогенизируются в расплав щелочных фторидов и хлоридов. В натролите, апатите типичных гидротермалитов Ловозера газожидкие включения гомогенизируются в жидкую фазу около 300° . Аналогичную температуру гомогенизации имеют и включения в гидротермальной разновидности нефелина Ловозера и Илимаусака (Семенов, 1969). Таким образом, даже нефелин может иметь огромный диапазон температур кристаллизации: от 1300° (лавы) до 250° (гидротермалиты).

Как показывают эксперименты, высокое содержание летучих (фтора, воды) резко снижает температуру кристаллизации щелочных расплавов, а выделение отдельных фаз во многом определяется характером затравок (например нефелина, канкринита или содалита). Поэтому некоторые агпайтовые породы (стенструпиновые и ловозеритовые луювриты Илимаусака, Ловозера) по температуре образования могут соответствовать обычным пневмолитам и гидротермалитам. Характерно, что эти породы не имеют пегматитовых и гидротермальных дериватов.

ЭВОЛЮЦИЯ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ

Место щелочных пород и месторождений в общей классификации можно видеть в табл. 36.

Эволюция первичных магматогенных и осадочных пород земной коры, а также отдельных групп пород (например, щелочных) идет в направлении (сверху вниз и слева направо в табл. 36) накопления щелочей и летучих компонентов (Na, K, F, Cl, S, B, O, H), повышения агпаитности, увеличения степени упорядоченности кристаллов, перехода от нерастворимых минералов амфотерных элементов (Al, Fe, Ti) к растворимым солям, жидкой и газообразной фазе. В этом направлении концентрируются легкие элементы, наиболее характерные для космоса, Солнца, биосферы (существуют тонкие физиологические различия между играющими важную роль натрием и калием, а в Японии распространены даже натриевые и калиевые диеты).

Наличие этой общей тенденции свидетельствует о том, что породы и месторождения можно расположить в одной общей последовательности и что они должны занять в единой классификации вполне определенное место. Необходимо разработка методов оценки щелочности и энергетических констант для пород, руд и минералов, сродства отдельных элементов к щелочам и летучим.

Проследим последовательную дифференциацию, эволюцию щелочных комплексов и их зональность. Наиболее четкой является дифференциация в пределах отдельных щелочных провинций. Здесь агпаитовые массивы обычно находятся на максимальном горизонтальном удалении от зоны активной геологической деятельности (геосинклиальной) и на максимальном вертикальном удалении от мантии. Примером этого, по-видимому, является Ловозерский массив в Кольской провинции. Этот массив, как и другие крупные щелочные массивы, сопровождается мелкими массивами — сателлитами, так что часто образуются группы массивов.

Крупные массивы, особенно агпаитовые, обычно имеют сложное строение. Их слагают до 5–8 комплексов пород. Амплитуда изменения состава этих пород также максимальна в агпаитовых массивах (например, нефелиновые и щелочные сиениты, габбро и граниты Илимаусака).

Горизонтальная и вертикальная зональность щелочных массивов проявляется в концентрации наиболее агпаитовых пород в краевых, прежде всего апикальных частях массивов (табл. 48).

Отметим также четкую вертикальную дифференциацию в полого залегающих щелочных комплексах. В Илимаусаке широко проявлены ритмично повторяющиеся пачки слоев черных, красных и белых какортоцитов, в Ловозере — пачки уртитов, фойяитов и луявритов, в Елетьозере — пачки меланократовых и лейкократовых щелочных габброидов, в Баянколе — пачки уртитов и нефелиновых сиенитов. Как в этих, так и в других щелочных массивах (Хибины и др.) наиболее четко проявлено разделение меланократовых и лейкократовых пород. Стремятся к образованию мономинеральных пород избыточные компоненты (нефелин в урритах, эвдиалит в какортоцитах).

Пегматитовые и гидротермальные дериваты отдельных комплексов обычно концентрируются в их верхних и краевых частях. Так, в Ловозере наибольшее количество пегматитов и гидротермалитов обнаружено в зоне контакта с гнейсами пород верхней части дифференцированного комплекса. В отдельных пегматитовых полях наиболее сложные пегматиты также находятся в зоне контакта (обычно экзоконтакта) материнских пород. Известна зональность эндогенных ореолов с преимущественным выносом во вмещающие породы F, Be, щелочей.

Наиболее четко проявлена эволюция в пределах отдельных тел сложных пегматитов, в центральной и верхней частях которых широко развита гидротермальная ассоциация цеолитов и многих минералов Li, Mn, F. Этими же элементами обогащены краевые зоны кристаллов тайяюлита в пегматитах Ловозера.

Что же общего во всех рассмотренных типах эволюции, проявленной как в целых провинциях, так и в отдельных мелких телах пегматитов и даже кристаллах минералов?

Таблица 48

Минерало-геохимическая вертикальная зональность щелочных массивов

Положение в разрезе	Группа массивов					
	1 ^a	1	2	3	4	5
Верх	Рибекит (Fe ³⁺ Zn) Полилитионит (LiRb)	Эгирин (Fe ³⁺) Нагролит (H)	Флюорит (F) Браннерит (UTi)	Мелинофан (BeF) Лепидомелан (LiRbF)	Хлорит (Fe ³⁺) Циркон (Zr) Оргит (AlCe)	Штаффелит (PC) Гематит (Fe ³⁺)
Средняя часть	Ниобофиллит (NbCs)	Лейкофан (BeF)	Барит (Ba)	Канкринит (C)	Нефелин (Al)	Флюорит ((F)
	Чкаловит (Be) Ловозерит (ZrU)	Тайниолит (KLi) Астрофиллит (MnFeTi)	Вадеит (Zr) Тинаксит (Ti)	Бриголит (Ce) Пирохлор (Nb)	Ti-магнетит Керсутит (AlTi)	Паризит (CeF) Стронцианит (SrBa)
	Стенструпин (ThU)	Эвдиалит (ZrCl)	U-торианит (UTh)	Циркон (Zr)	Авгит (Al)	Пирохлор (Nb)
	Гакманит (Cl)	Лопарит (CeTiNb)	Апатит (Ca)	Альбит (NaAl)	Плагиоклаз (Al)	Кальцит (C)
	Эвдиалит (ZrCl)	Сфен (CaTi)	Ортоклаз (Al)	Графит (C)		Гачеттолит (NbTaU)
	Ринкит (Ce)	Апатит (CaP)	Флогопит (Mg)	Биотит (Al)		Апатит (P)
Низ	Геденбергит (Fe ²⁺) Нефелин (Al) Микроклин (Al)	Диоксид (CaMg) Нефелин (Al) Микроклин (Al)	Нефелин (Al) Кальсилит (Al) Лейцит (Al)	Корунд (Al) Нефелин (NaAl) Мусковит (Al) Микроклин (Al)		Mg-магнетит Флогопит (K) Ti-магнетит (Fe) ²⁺ Перовскит (TiCe) Нефелин (Al) Диоксид (CaMg) Форстерит (Mg)

Таблица 49

Главные ассоциации химических элементов

Группа	Элементы	
	литофильные	халькофильные
I	Na, F, Li, Rb, Cs, Be, Mn, B, H, Cl, Br	Hg, Tl, Ag, As, Sb, Bi, Ga, Ge, Pb
II	K, Sr, Ba, Fe, Ce, Y, Zr, Hf, Th, U, Sn, P, Nb, Ta, W	Au, Zn, Cd, Mo, Re, Se, Te, Pd
III	Ca, Mg, Al, Cr, Ti, V	Cu, Pt, Ni

Это последовательная смена ассоциаций элементов, приводящая к обогащению поздних дифференциатов летучими (F, Cl, S, H), щелочами и элементами, имеющими к ним большое сродство (табл. 49). Таковы прежде всего Cs, Rb, Li, Be, Ag, Hg, Tl. Обычно это элементы с крайними значениями электроотрицательностей ($F = -3,9$; $Cs = 0,75$), образующие соединения с низкой температурой возгонки и плавления. Характерны для этой (1-й) группы также элементы типа марганца, имеющие переменную, обычно высшую валентность. Другую четкую группу (3-ю) образуют элементы нижней зоны наиболее ранней кристаллизации — Ca, Mg, Al и ряд переходных элементов (Ti, V, Cr). Эти элементы не имеют сродства к летучим и образуют минералы с высокой температурой плавления.

Промежуточную (2-ю) довольно разнообразную группу элементов составляют TR, Zr, Nb, Th, Sn, Ga, Sr, Ba, Mo, Zn. Отмечается существенное изменение отношений изоморфных компонентов. Обычно по направлению вверх уменьшаются отношения Ca/Sr, Al/Ga, K/Rb, Pb/Ag, Mg/Fe, Fe^2/Fe^3 , Cl/Br, Zn/Cd, Mo/Re (Семенов, 1973). В первой группе главными основаниями являются Na (и Li), во второй — K (и Na), в третьей — Ca.

Элементы левой части 1-й группы являются не столько литофильными, сколько галофильными (фторофильными). В отличие от элементов 2-й группы они обычно проявляют большое сродство к алюминию. При разделении элементов на группы следует иметь в виду температуры плавления не только их металлов, но и соединений, характерных для данного типа месторождений. Так, BeO имеет очень высокую температуру плавления (2550° , выше чем Al_2O_3), а BeF_2 — низкую (750° , ниже, чем AlF_3). Судя по обычной ассоциации бериллиевых минералов с фтористыми, именно низкотемпературная галоидная форма переноса для бериллия (и ряда других элементов 1-й группы) должна быть характерной. Для халькофильных элементов должны учитываться температуры плавления их сульфидов (а в других средах — арсенидов и т.д.). Группировка элементов по миграционной способности в гипергенных условиях резко отличается от приведенной, так как базируется на сродстве к совершенно другим компонентам (воде и др.). Группы и ряды геохимической подвижности элементов в гранитоидах и сульфидных месторождениях были ранее рассмотрены В. Эммонсом, Л.Н. Овчинниковым, С.В. Григоряном, Н.Н. Амтинским.

Показателем дифференциации, эволюции щелочных пород может быть отношение характерных элементов первой и последней групп:

$$\frac{\sum NaKFeF}{\sum CaMgAl} \quad \text{или} \quad \frac{\sum NaKFeMnFCl}{\sum CaMgAlTi},$$

например, в амфиболитах. Так, в поздних агапитовых породах Илимсауса арфведсонит имеет это отношение 100, а керсутит в ранних тералитах Натына — лишь 0,5. Однако здесь не учтена большая эволюционная роль (и соответственно

больший коэффициент) для F, Cl и, возможно, Mn, Fe³ с которыми тесно коррелируют редкие элементы 2-й и, особенно 1-й групп. Показателем эволюции может быть также содержание фтора, суммы элементов 1-й группы (в арфведсоните - 8, в керсутите - 2,9) или, наоборот, 3-й группы.

Аналогичная группировка элементов отмечается не только в щелочных массивах, но и в других типах эндогенных месторождений. Так, литофильные элементы 3-й группы (Ca, Mg, Al, Ti) концентрируются в породах Луны, габбро, ранних плагиигранитах, а также пегматитах глубинных зон в виде биотита, мусковита, сфена, ильменита; элементы 2-й группы - в микроклиновых пегматитах с биотитом, мусковитом, монацитом, колумбитом, ортитом, цирконом; элементы 1-й группы - в лепидолит-альбитовых пегматитах (а также пневматолитах и гидротермалитах) с поллуцитом, микролитом, литиофиллитом и др.

В ряду щелочных пород (включая граниты) эта последовательность групп элементов соответствует переходу от пород диопсидовых и флогопитовых к лепидомелановым, арфведсонитовым и рибекит-полилитионитовым.

Вообще главным носителем элементов 1-й группы являются слюдяные граниты, 2-й группы - все щелочные породы (I-V), 3-й группы - габбро (и эффузивно-осадочные породы), а по температурным стадиям - соответственно пневмато-гидротермалиты, пегматиты и породы. В некоторых минералах известны "противоречивые" сочетания элементов разных групп (даже 1-й и 3-й). Так, окисное железо иногда соединяется не с натрием (в эгирине), а с кальцием и алюминием (в андрадите, авгите). В родоните и пектолите марганец изоморфно сочетается с кальцием. Амфиболы, пироксены и слюды являются гораздо более четкими индикаторами, ибо главные схемы изоморфизма в них обычно приводят к положительной корреляции элементов одной группы, например 1-й (Na, K, Fe³, Mn, F) за счет 3-й (Ca, Mg, Al).

Характерными минералами агпаитовых натриевых пород вместе с F-рибекитом и эгирином являются виллиомит, гакманит, уссингит, шизолит, эвдиалит, нептунит, тугтулит; калиевых пород - F-лепидомелан, полилитионит, куплетскит, юкспорит, вадеит, миларит. В отличие от фтора, хлор в амфиболах и слюдах щелочных массивов концентрируется мало. Главным носителем хлора является содалит. Однако обычный, синий содалит с агпаитовыми минералами ассоциирует редко. В то же время агпаитовая ассоциация характерна для гакманита - S²⁻-содержащей и, соответственно, более щелочной разности содалита. Кроме гакманита, индикатором активности хлора может быть эвдиалит. Любопытна наблюдавшаяся в ряде массивов (Лангезундфиорд, Коргеретаба, Мурун) агпаитовая ассоциация эгирина и липидомела (с ловенитом, гельвином, бриллитом). Эта ассоциация обогащена KCaFe²⁺. Эгирин в данном случае является носителем в основном не натриевого, а окисно-железного "индикатора агпаитности". Эгириновая ассоциация без биотита обычно более агпаитна и содержит многие минералы элементов 1-й группы (Na, Cl, F, H, Li, Be, Mn): эвдиалит, содалит, натролит, нептунит, эпидидимит. Наоборот, безэгириновая и бесфтористая (лепидомелан, биотит) авгит-гастингситовая ассоциация вообще лишена агпаитовых минералов и соответствующих редких элементов (мало даже элементов 2-й группы).

Как мы видели, агпаитными (богатыми щелочами и летучими) могут быть не только натриевые, но и калиевые (и, возможно, литиевые) ассоциации.

Если же трактовать агпаитность, как насыщенность лишь летучими (и редкометалльными) компонентами, то к агпаитовым кальциевым могут быть отнесены ассоциации F-гастингсита с бриллитом, ниокалитом (в карбонатитах Оки), аминовитом (в миаскитах Тувы).

В магниевых средах - это ассоциация селлаита, флюоборита, норбергита. Но, вероятно, для таких нещелочных ассоциаций нужны другие названия (грейзеновые, фтористые и т.д.). Можно и агпаитовые ассоциации рационально называть натрий-галоидными (Na, F, Cl) и калий-фтористыми. В принципе агпаитовые породы концентрируют вместе с летучими все редкие элементы (за счет Si, Al и других главных). Однако даже наиболее поздние дифференциаты ийолитов и тералитов существенно не обогащаются элементами 1-й группы - бериллием, редкими щелочами (Li, Rb, Cs). Концентрация этих эле-

ментов характерна лишь для нефелиновых и щелочных сиенитов (особенно типа луювритов и науяитов) и гранитов. Дериваты этих пород содержат эпидидимит, полилитийонит, нептунит. Последний, широко распространенный литий-марганцевый минерал является особенно характерным для этих агпайтовых ассоциаций, в которых резко концентрируются элементы 1-й и 2-й групп. При резком росте содержания $\Sigma \text{Nb/Ta}$; Zr/Hf ; TR в агпайтовых минералах обычно увеличивается отношение легкого элемента к тяжелому дефицитному аналогу: Nb/Ta , Zr/Hf , Ce/Yb . Однако иногда происходит лишь расщепление на самостоятельные минералы легких и тяжелых элементов.

На распределение редких элементов в эволюционных рядах существенное влияние может оказывать ассоциация с родственными главными элементами. Так, калиевые породы даже с малофтористым биотитом иногда концентрируют Rb , Ba , Tl благодаря изоморфизму этих элементов с калием. Высокое сходство к железу Mn , Ti , Nb , V , Cr , Co , Ni часто приводит к концентрации этих элементов в меланократовых породах. В сульфидах концентрируются Pb , Zn , в арсенидах Co , Ni и т.д. Элементы 1-й группы (Be , Cs и др.) во многих случаях образуют самостоятельные концентрации в пневматолито-гидротермальных дериватах, часто вынесенных за пределы массивов. Элементы этой группы чаще коррелируют с фтором, а 2-й группы с хлором. В обогащенных всеми редкими элементами агпайтовых массивах содержание F , S и особенно Cl на порядок превышает кларковое.

Ассоциация элементов одной группы во многом зависит от их кларков. В самом деле, богатые всеми элементами 2-й группы агпайтовые породы содержат одновременно минералы Zr , TR и Nb . При снижении агпайтности в первую очередь из ассоциации обычно исчезают минералы элемента с минимальным кларком — ниобия. Однако породы Лоса богаты цирконием и ниобием, но не редкими землями (Герасимовский и др., 1970). Альгипербазитовые комплексы из трех этих элементов обеднены цирконием. Подобные более тонкие различия щелочных пород объясняются, вероятно, их различной формационной принадлежностью.

По сочетанию с элементами различных групп могут быть построены эволюционные ряды для объектов любого масштаба: от элемента, минерала до типа месторождения, формации и т.д. Так, для минералов редких земель (образующихся после насыщения "изоморфной емкости" ассоциирующих породообразующих) он выгладит следующим образом: ортит, чевкинит, фергусонит, ринколит, лопарит, стенструпин, бастнезит, гагаринит, флюоцерит, лантанит. В высоко-температурных, ранних минералах начала ряда (ортит, чевкинит) редкие земли сочетаются с "плюмазитовыми" породообразующими элементами 3-й группы: Al , Ca , Ti . Далее TR соединяются с другими редкими элементами 2-й группы (Nb , Zr), потом натрием. Наконец, в наиболее агпайтовых TR -минералах концентрируются характерные элементы 1-й группы (F и др.). Вместо комплексного CeY минерала — ортита — образуются селективные Ce и Y минералы и составы (флюоцерит, гагаринит). В самом конце ряда помещен водный TR -карбонат — лантанит. Это уже самый поздний, гипергенный или эпitherмальный минерал, продукт гидролиза минералов всех предыдущих стадий.

В минералах типа лантанита вместе с водой концентрируются редкометалльные амфотеры (TR , Zr , Nb), а также продукты окисления Fe^{2+} и Mn^{2+} . Максимум агпайтности, активности щелочей и летучих был пройден уже задолго до стадии гидролиза.

Соответствующие эволюционные ряды могут быть построены и для других элементов: бериллия (хризоберилл, берилл, гугианит, лейкофан, сянухалит, лейфит, гель-бертрандит); циркония (циркелит, кимцеит, циркон, власовит, цирнасит, велерит, катаплеит, цирфесит), ниобия (латрапит, эвксенит, лопарит, пирохлор, вуоннемит, ненадкевичит, герасимовскит), меди (халькопирит, борнит, халькозин, малахит), лития (сподумен, лепидолит, кукеит) и др.

Аналогичны эволюционные ряды для минерала (астрофиллит — CsMn — астрофиллит), группы минералов (магнезит — анкерит — родохрозит) и типов их месторождений. Последующие минералы имеют температуру плавления (и мак-

симальную — образования) ниже, чем предыдущие. В рядах для элементов целесообразна группировка по анионам (отдельно для F, O, S, As — соединений), иначе сопоставлять ряды (и колонки) разных элементов будет весьма трудно.

Группы элементов занимают определенное положение в периодической системе, так что эта группировка может иметь существенный геохимический смысл. Элементы 1-й группы — самые легкие (верхний горизонтальный ряд) и самые крупные по радиусу (крайние вертикальные ряды и нижний горизонтальный для халькофилов). Элементы остальных групп находятся в центре, причем 3-я группа выше, чем 2-я.

* *
*

Авторы отдают себе отчет в том, что многие выводы работы, особенно ее последней главы, весьма дискуссионны. Они сделаны на основе качественного рассмотрения огромной проблемы лишь с одной, минералогической стороны. Однако количественное рассмотрение сейчас практически невозможно, так как огромная работа по выводу средних содержаний минералов (в том числе акцессорных) в щелочных породах различных типов никем не проведена. В то же время многолетний опыт работы авторов в различных щелочных массивах позволяет сравнивать их минерализацию и оценивать степень распространенности минералов, а соответственно и слагающих их элементов. Само же появление минерала, тем более редкометального, представляется весьма симптоматичным.

Авторы предполагают продолжить настоящую работу по минералогии щелочных массивов и дать систематическое описание их минералов и элементов.

ЛИТЕРАТУРА

- Абакумова Н.Б. Щелочные пегматиты Елетьозерского массива габброидных и щелочных пород (Северная Карелия). - Советская геология, 1966, № 5.
- Абдрахманов К.А. Петрология и металлогения щелочных пород в Таласском Алатау. Алмата, изд-во "Наука", 1965.
- Абдрахманов К.А., Бекботаев А.Т. Щелочная гранитоидная формация Мугоджар. - В кн. "Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала". Труды II Уральского петрографического совещания. IV. Гранитоидный и щелочной магматизм. Свердловск, 1971.
- Амеландов А.С. Промышленная оценка Вишневогорского месторождения полевого шпата. - Изв. Главн. геол.-разв. упр., 1931, т. 50, вып. 43.
- Андреев Г.В. Щелочные пегматиты Кондерского массива. - Труды Бурятского комплексного научн.-исслед. ин-та СО АН СССР, 1961, вып. 7.
- Андреев Г.В. Петрография Кондерского массива. - Труды Бурятского комплексного научн.-исслед. ин-та СО АН СССР, 1962, вып. 9.
- Андреев Г.В. Магнезиальные скарны на контакте доломитов с нефелиновыми сиенитами. - Докл. АН СССР, 1965, 161, № 4.
- Андреев Г.В., Шаракинов А.О., Литвиновский Б.А. Интрузии нефелиновых сиенитов Западного Забайкалья. М., изд-во "Наука", 1969.
- Андреева Е.Д. К вопросу о нефелинизации на примере уртитового массива в Кузнецком Алатау. - В кн. "Щелочные породы Сибири". М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Андреева Е.Д. Щелочной магматизм Кузнецкого Алатау. М., изд-во "Наука", 1968.
- Антонов Л.В. Апатитовые месторождения Хибинских гундр. - В кн. "Хибинские апатиты", т. 7. Апатитовые месторождения Хибинских гундр. Л., Госгеолтехиздат, 1934.
- Апельцин Ф.Р., Нечаева Е.А., Шейнман Ю.М. К классификации щелочных интрузивных комплексов. - Минеральное сырье, 1960, вып. 61.
- Арапов Ю.А. Основные черты истории геологического развития, вулканизма и металлогения "Алайской" горной системы. - Труды ВСЕГЕИ, 1953, т. 10.
- Атаманов А.В., Лугов С.Ф., Фейгин Л.М. Новые данные по геологии Ловозерского массива. - Советская геология, 1961, № 2.
- Афанасьев В.А. Щелочные породы Озерной вараки, Хабозерский район. - Докл. АН СССР, 1939а, т. 25, № 6.
- Афанасьев В.А. Оливиниты Хабозерского района (юго-западная часть Кольского полуострова). - Докл. АН СССР, 1939б, т. 25, № 6.
- Афанасьев А.П. Минералогия доледниковой коры выветривания Кольского полуострова и приуроченных к ней месторождений вермикулита. Л., "Наука", 1966.
- Багдасаров Э.А. Щелочные пегматиты массива Африканда. - Зап. Всес. минер. об-ва, 1959, ч. 88, вып. 3.
- Багдасаров Ю.А., Чистов Л.Б. Редкометалльная минерализация щелочных ультраосновных массивов. - Разведка и охрана недр, 1971.
- Багдасаров Ю.А. О рудной минерализации некарбонатных метасоматитов щелочно-ультраосновных массивов. - Геология рудных месторождений, 1971, 3.
- Баженов И.К. Нефелиновые породы Горячей. - В кн. "Материалы по геологии Западной Сибири". М., Госгеолтехиздат, 1963.
- Баталов А.Б. Минераграфическая характеристика магнетитовых руд Ирису. - Изв. АН КазССР, серия геол., 1961, вып. 4 (45).
- Батиева И.Д., Бельков И.В. Сахариокский щелочной массив. - Изв. Карельского и Кольского филиалов АН СССР, 1958, № 2.
- Белов В.П. Магнезиальные скарны и флогопитовые слюдиты Кийского щелочного массива (Енисейский край). - Докл. АН СССР, 1969, т. 189, № 2.
- Белякин Д.С., Влодавец В.И. Щелочной комплекс Турьего мыса. - Труды Петр. ин-та, 1932, вып. 2.
- Бельков И.В., Батиева И.Д. Аксиessorная минерализация Сахариокского щелочного массива. - В кн. "Материалы по минералогии Кольского полуострова". Л., изд-во "Наука", 1969.
- Бенеславский С.И., Горецкий Ю.К., Зверев Л.В. Требования промышленности к качеству минерального сырья. Справочник для геологов. Издание второе, вып. 35. Алюминий. М., Госгеолтехиздат, 1962.

- Бергер М.Г. Строение Горячегогорского щелочного массива и некоторые вопросы его образования. — Докл. АН СССР, 1961, т. 141, № 6.
- Билибина Т.В., Дашкова А.Д., Титов В.К. Петрология щелочного вулcano-интрузивного комплекса Алданского шита (мезозой). М., изд-во "Недра", 1967.
- Богачев А.И., Зак С.И., Сафронова Г.П., Инина К.А. Геология и петрология Елетьозерского массива габброидных пород Карелии (геология, петрография, петрология, металлогения). М.—Л., 1963.
- Бозин А.В. Сравнительная геолого-петрографическая характеристика щелочных пород некоторых массивов северо-восточной части Кузнецкого Алатау и вопросы их генезиса. — Докл. АН СССР, 1962, т. 144, № 2.
- Бонштедт-Куплетская Э.М. Минералогия щелочных массивов Вишневых Гор. М., Изд-во АН СССР, 1951.
- Бородин Л.С. Генезис карбонатитовых месторождений и их геологическая связь с массивами ультраосновных-щелочных пород. — Сб. докладов XXI сессии Межд. геол. конгр., 1960.
- Бородин Л.С. Карбонатитовые месторождения редких элементов. — В кн. "Генетические типы месторождений редких элементов". М., изд-во "Наука", 1966.
- Ботогольское месторождение графита и перспективы его использования. Сб. статей. Иркутск, 1947.
- Булах А.Г. Валунные дайки Турьего мыса (Кольский полуостров). Информ. сборник ВСЕГЕИ, № 7. Изд-во ВСЕГЕИ, 1959.
- Булах А.Г., Дмитриев Д.Н., Казаринов Л.Н., Кухаренко А.А. Новые находки карбонатитов на Кольском полуострове. — Докл. АН СССР, 1972, т. 205.
- Бурмин Ю.А., Ширай Е.П. Основные особенности формирования Борсуксайской щелочной интрузии. — Изв. АН СССР, серия геол., 1967, № 12.
- Бурмин Ю.А., Волошин А.В., Милецкий Б.Е. Новый генетический тип редкометалльных месторождений. — В сб. "Геология рудных месторождений". М., изд-во "Наука", 1965, т. 7, № 1.
- Буров В.Г., Пуркин М.М., Христов Е.В., Христова М.П. Суртекинский массив щелочных пород. — Зап. Киргиз. отд. ВМО, вып. 5. Фрунзе, 1965.
- Буссен И.В. Интрузия мурманитовых порфировидных люавритов в Ловозерском щелочном массиве. — Изв. Карельск. и Кольск. фил. АН СССР, 1959, № 3.
- Буссен И.В., Сахаров А.С. Геология Ловозерских тундр. М., изд-во "Наука", 1967.
- Буссен И.В., Сахаров А.С. Петрология Ловозерского щелочного массива. Л., изд-во "Наука", 1972.
- Бутакова Е.Л. Дугдинская щелочная интрузия (В. Тува). — Петрографический сборник ВСЕГЕИ, 1963, т. 98, № 5.
- Бутакова Е.Л. Тектонические условия образования щелочных пород Восточной Тувы. — Геология и геофизика, 1965, № 5.
- Бутакова Е.Л. Комплекс ультраосновных и щелочных пород северной окраины Сибирской платформы. — В кн. "Геологическое строение СССР", т. 2 М., Госгеолтехиздат, 1958.
- Бутакова Е.Л., Моор Г.Г. Ультраосновные и щелочные породы северной окраины Сибирской платформы и их генетические взаимоотношения. Матер. ко 2-му петрогр. совещ. Изд-во АН УзССР, 1958.
- Бутакова Е.Л. К петрологии Меймеча-Котуйского комплекса ультраосновных и щелочных пород. — Труды НИИГА, 1956, т. 89.
- Бутакова Е.Л., Моор Г.Г., Элштейн Е.М. Область развития ультраосновных и щелочных пород севера Сибирской платформы и связанные с нею эндогенные месторождения. — Докл. Юбил. сессии ученого совета НИИГА, 1957.
- Бутакова Е.Л., Егоров Л.С. Меймеча-Котуйский комплекс формации щелочных и ультраосновных пород. Петрография Восточной Сибири, т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Быховер Н.А. Экономика минерального сырья (цветные и благородные металлы, горнотехническое и горнохимическое сырье). М., изд-во "Недра", 1969.
- Быховер Н.А. Основные базы минерального сырья капиталистических стран. Цветные металлы (бокситы, олово, сурьма и ртуть). — Разведка и охрана недр, 1961, № 7.
- Веселовский В.С. Требования промышленности к качеству минерального сырья (справочник для геологов), вып. 3. Графит. М.—Л., Госгеолиздат, 1946.
- Виноградов А.П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. — Геохимия, 1962, № 7.
- Власов К.А., Кузьменко М.В., Еськова Е.М. Ловозерский щелочной массив. М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Волотовская Н.А., Губачев Б.В., Елисеев Н.А. Ультраосновные и щелочные платформенные образования каледонского возраста. — В кн. "Геология СССР", 1958, т. 27.
- Волотовская Н.А., Кухаренко А.А. О типах карбонатитовых месторождений и их связи с массивами ультраосновных щелочных пород. — Изв. АН СССР, серия геол., 1959, № 1.

- Волотовская Н.А. Щелочной комплекс Малого массива. — Матер. ВСЕГЕИ, новая серия, вып. 21, 1957.
- Волотовская Н.А., Фипсенко В.В. Массив Вуориярви. — В кн. "Геология СССР", т. 37, Карельская АССР, 1960.
- Волошин А.В., Милецкий Б.Е. Некоторые особенности поведения ниобия в процессе натриевого метасоматоза. — Геохимия, 1966, № 4.
- Волошин А.В. Акцессорные ниобаты в нефелиновых сиенитах Борсукайского массива (Мугоджары). — В сб. "Материалы по геологии и полезным ископаемым Западного Казахстана". Алма-Ата, изд-во "Наука", 1966.
- Волошин А.В. Минералогия щелочных пород Борсукайского массива. Автореферат канд. дисс. Киев, 1967.
- Воробьева О.А. Основные структурные черты щелочной интрузии Вишневых Гор. — Изв. АН СССР, серия геол., 1947, № 6.
- Гаврилин Р.Д. Геологическое строение сложного сиенит-гранитного массива Кызыл-Омпул (Северный Тянь-Шань). — Изв. АН СССР, серия геол., 1964, № 3.
- Гайдукова В.С. и др. Геологическое строение и минералого-геохимические особенности редкометалльных карбонатов. М., Госгеолтехиздат, 1962.
- Галахов А.В. Рисчорриты Хибинского щелочного массива. М.-Л., Изд-во АН СССР, 1959.
- Галахов А.В. О проявлении щелочно-ультраосновного магматизма в Хибинских тундрах. — Докл. АН СССР, 1966, т. 170, № 3.
- Ганзеев А.А., Ефимов А.Ф., Любомилова Г.В. Марганцевый бафергисит из массива Бурпала (Сев. Прибайкалье). — Труды Мин. музея АН СССР им. А.Е. Ферсмана, 1971, вып. 20.
- Герасимовский В.В. Некоторые черты геохимии редкоземельных элементов щелочного гранитоидного комплекса Северного Прибайкалья. — В кн. "Минералого-геохимические и генетические особенности редкометалльных апогранитов". М., изд-во "Наука", 1969.
- Герасимовский В.И. Геохимия Илимсаакского массива (Юго-Западная Гренландия). М., изд-во "Наука", 1969.
- Герасимовский В.И. Минералогия нефелиновых сиенитов. Идеи Федорова в современной кристаллохимии и минералогии. Л., изд-во "Наука", 1970.
- Герасимовский В.И., Поляков А.И., Фейгин Я.М. Строение дифференцированного комплекса пород лувритов-фойяитов-уртитов Ловозерского массива. — Докл. АН СССР, 1961, т. 136, № 3.
- Герасимовский В.И. и др. Геохимия Ловозерского массива. М., изд-во "Наука", 1966.
- Герасимовский В.И., Кузнецова С.Я., Карпушина В.А., Несмеянова Л.И. Химический состав фельдшпатоидных пород островов Лос (Гвинея). — Геохимия, 1970, № 8.
- Гинзбург А.И., Эпштейн Е.И. Карбонатитовые месторождения. В кн. "Генезис эндогенных рудных месторождений". М., изд-во "Недра", 1968.
- Гинзбург А.И., Портнов А.М. О минеральных ассоциациях щелочных пород. — Геохимия, 1966, № 4.
- Гольдбурт Т.Л., Егоров Л.С. и др. Гулинская интрузия ультраосновных щелочных пород. — Труды НИИГА, 1961, т. 122.
- Даминова А.М. Щелочные породы Центрального Таймыра. — Труды Ун-та дружбы народов им. П. Лумумбы, т. 3. "Геология, горное дело и геодезия", 1963, вып. 1.
- Дмитриев Э.А. Геология и петрография щелочных пород Сарыкольского хребта на Восточном Памире. — Труды Ин-та геологии Таджикской АН, 1964, т. 8.
- Дорфман М.Д. Минералогия пегматитов и зон выветривания в ийолит-уртитах горы Юкспор Хибинского массива. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Друкер Б.А. Нефелиновые сиениты — алюминиевое сырье (научно-популярный очерк). Фрунзе, изд-во "ИЛИМ", 1966.
- Дудкин О.Б., Коспрева Л.В., Померанцева Н.Г. Минералогия апатитовых месторождений Хибинских тундр. М., изд-во "Наука", 1964.
- Дусматов В.Д. К минералогии одного из массивов щелочных пород. — В кн. "Щелочные породы Киргизии и Казахстана". Фрунзе, Изд-во "ИЛИМ", 1968.
- Егоров И.И., Овчинников И.П., Никифоров К.А. О новом типе флюоритовых руд. — Разведка и охрана недр, 1966, № 8.
- Егоров Л.С. Мелилитовые породы Маймеча-Котуйской провинции. М., изд-во "Недра", 1969.
- Егоров Л.С., Гольдбурт Т.Л., Шихорина К.М. О форме и механизме образования Гулинской интрузии. — Труды НИИГА, 1959, т. 107.
- Егоров Л.С. и др. Карбонатиты и щелочные породы Севера Сибири. — Труды НИИГА, 1970.
- Елисеев Н.А. Хибинские апатитовые месторождения. — Зап. Всес. Мин. об-ва, 1937, ч. 66, № 3.
- Елисеев Н.А., Ожинский И.С., Володин Е.Н. Геологическая карта Хибинских тундр. Л.-М., ГОНТИ, 1939 (Труды Ленингр. геол. управл., вып. 19).

- Елисеев И.А., Кушев В.Г., Царовский И.Д. Протерозойский интрузивный комплекс Восточного Приазовья, 1965.
- Елисеев И.А., Федоров Э.Е. Ловозерский плутон и его месторождения. М., Изд-во АН СССР, 1953.
- Еськова Е.М. Щелочные апоэффузивные метасоматиты - новый генетический тип редкометальных месторождений, научные собрания ИМГРЭ, вып. 4, 1969.
- Еськова Е.М., Ефимов А.Ф. Особенности распределения редких элементов в апоэффузивных щелочных метасоматитах Урала. - Геохимия, 1970, № 9.
- Еськова Е.М., Жабин А.Г., Мухитдинов Г.Н. Минералогия и геохимия редких элементов Вишневых Гор. М., изд-во "Наука", 1964.
- Ефимов А.Ф., Ганзеев А.А., Катаева З.Т. О находке стронциевого томсонита в СССР. - Докл. АН СССР, 1966, т. 169, № 5.
- Ефимов А.Ф., Дусматов В.Д., Алхазов В.Ю., Пудовкина З.В., Казакова М.Е. Таджикит - новый боросиликат редких земель из группы гелландита. - Докл. АН СССР, 1970, т. 195, № 5.
- Ефимов А.Ф., Дусматов В.Д., Ганзеев А.А., Катаева З.Т. Цезий-куплетскит - новый минерал. - Докл. АН СССР, 1971, т. 197, № 6.
- Ефимов А.Ф., Еськова Е.М. Минералогия щелочных метасоматитов западного склона Урала. - В сб. "Новые данные по геологии, минералогии и геохимии щелочных пород". М., изд-во "Наука", 1973.
- Ефимов А.Ф., Кравченко С.М., Власова Е.В. К минералогии щелочных пегматитов Инглинского массива. - Труды ИМГРЭ, 1963, вып. 16.
- Ефимов А.Ф., Кравченко С.М., Васильева З.В. Стронций апатит - новый минерал. - Докл. АН СССР, 1962, т. 142, № 2.
- Жабин А.Г. О строении и последовательности формирования Гулинского комплекса дунитов, ультраосновных и ультраосновных - щелочных лав, щелочных пород и карбонатитов. - В кн. "Петрология и геохимические особенности комплекса ультрабазитов, щелочных пород и карбонатитов". М., изд-во "Наука", 1965.
- Жабин А.Г., Гладких В.С., Самсонова Н.С. Природные ультраосновные щелочные магматические стекла. - Изв. АН СССР, серия геол., 1968, № 8.
- Жабин А.Г., Сурина Н.П. Петрология даек, силлов и трубок взрыва. М., изд-во "Наука", 1970.
- Жидков А.Я. Новая Северо-Байкальская щелочная провинция и некоторые черты нефелиноносности ее пород. - Докл. АН СССР, 1961, т. 140, № 1.
- Жидков А.Я. Новая Северо-Байкальская щелочная провинция. - Докл. АН СССР, 1962, т. 142, № 2.
- Жидков А.Я. Щелочные интрузии Сынныр и Бурпала Северного Прибайкалья. Автореф. канд. дисс. Л., 1965.
- Заварицкий А.Н. Геологический и петрографический очерк Ильменского минералогического заповедника и его копей. М., изд. Гл. упр. по заповедникам, 1939.
- Зак С.И., Камнев Е.А., Минаков Ф.М., Арманд А.Л., Михеичев А.С., Петерсилье И.А. Хибинский щелочной массив. М., изд-во "Недра", 1972.
- Залишак Б.Л. Кокшаровский массив ультраосновных и щелочных пород (Южное Приморье). М., изд-во "Наука", 1969.
- Зарицкий А.И. Покрово-Киреевское месторождение флюорита. В кн. Б.С. Панова "Флюорит в Донецком бассейне". Харьков, Изд-во Харьк. ун-та, 1965.
- Зверева Е.А. Кора выветривания на карбонатитовых массивах. - Геология месторождений редких элементов, вып. 34, М., изд-во "Недра", 1969.
- Зверева Е.А., Писемский Г.В. Кора выветривания карбонатитов, 1969.
- Здорик Т.Б., Рунов Б.Е. Новый массив щелочных пород и карбонатитов на востоке Алданского щита. - Труды Всес. аэрогеол. треста, 1961, вып. 7.
- Златкинд Ц.Г. Ковдозерский плутон щелочных и ультраосновных пород. - Докл. АН СССР, 1945, т. 48, № 9.
- Злобин Б.И. Петрографический очерк и петрохимия щелочной интрузии гор Сандык (Северная Киргизия). - Изв. АН СССР, серия геол., 1960, № 2.
- Иванова Т.Н. Апатитовые месторождения Хибинских тундр. М., Госгеолтехиздат, 1963.
- Ивенсен Ю.П. Магматизм Тимана и полуострова Канин. М.-Л., изд-во "Наука", 1964.
- Ильенко С.С. Щелочные породы участка г. Патын. - В кн. "Геологическое строение и петрография нефелиновых пород Кузнецкого Алатау". Материалы по геологии Западной Сибири, вып. 64, М., ГНТИ, 1963.
- Ильинский Г.А. Минералогия щелочных интрузий Туркестано-Алая. Изд-во ЛГУ, 1970.
- Ифантопуло Т.Н., Кравченко С.М., Чирвинская А.Д. Акцессорные минералы как индикаторы особенностей петрогенезиса. М., изд-во "Наука", 1969.
- Капустин Ю.Л. Акцессорная редкометаллическая минералогия карбонатитов Кольского полуострова. - В кн. "Минералогия и генезис щелочных массивов". М., изд-во "Наука", 1964.

- Капустин Ю.Л. Поздние карбонатиты с Sr, TR и Ba. - В кн. "Генетические типы месторождений редких элементов". М., изд-во "Наука", 1966.
- Капустин Ю.Л. Особенности строения, состава и редкометаллической минерализации пегматитов нефелиновых сиенитов Восточной Тувы. - В кн. "Особенности распределения редких элементов в пегматитах". М., изд-во "Наука", 1969.
- Капустин Ю.Л. Минералогия карбонатитов. М., изд-во "Наука", 1971.
- Капустин Ю.Л. Минералогия коры выветривания карбонатитов. М., изд-во "Недра", 1973.
- Каштанов М.С. Древние коры выветривания на нефелиновых сиенитах Татарского массива. - Геология рудных месторождений, 1971, № 3.
- Кирнарский Ю.М. Пироксиды из пород Эгириновского полуострова (Кольский полуостров). - Материалы по минералогии Кольского полуострова, вып. 1. Кировск, 1959.
- Коваленко В.И., Пополитов Э.И. Петрология и геохимия редких элементов щелочных и гранитных пород Северо-Восточной Тувы. М., изд-во "Наука", 1970.
- Колотухина С.Е., Григорьева Л.А., Клаповская Л.И., Первухина А.Е., Потемкин К.В. Геология месторождений редких элементов Южной Америки. М., изд-во "Наука", 1968.
- Конев А.А. Петрография щелочных ультраосновных и основных пород Сайжинского и Гулхенского плутонов. Иркутск, 1962 (Труды Вост.-Сиб. геол. ин-та, вып. 11).
- Кононова В.А. Ургит-ийолитовые интрузии Юго-Восточной Тувы и некоторые вопросы их генезиса. - Труды ИГЕМ АН СССР, 1961, вып. 60.
- Кононова В.А. Первичнорасслоенная Баянкольская интрузия геденбергитовых нефелиновых сиенитов. - В кн. "Щелочные породы Сибири" (Труды ИГЕМ АН СССР, вып. 76), 1961.
- Константинов А.К., Лебедев-Зиновьев А.А. Контактный метаморфизм щелочных вулканитов в связи с внедрением нефелиновых сиенитов (на примере Кубасадырского массива в Центральном Казахстане). - Изв. АН СССР, серия геол., 1970, № 10.
- Корчагин А.М. Вермикулит-флогопитовое месторождение Инагли. - Изв. АН СССР, серия геол., 1966, № 8.
- Корчагин А.М. Инаглинский массив ультраосновных и щелочных пород (Южная Якутия). - Изв. АН СССР, серия геол., 1972, № 7.
- Костюк В.П., Базарова Т.Ю. Петрология щелочных пород восточной части Восточного Саяна. М., изд-во "Наука", 1966.
- Котляр В.Н. Памбак (геология, интрузивы и металлогения Памбакского хребта и смежных районов Армении). Ереван, Изд-во АН Арм. ССР, 1958.
- Кочинян Г.Е. К вопросу о редкометаллическости щелочных пород Памбакского хребта. - Научные труды Науч.-исслед. горно-металлург. ин-та Арм.ССР, 1963, вып. 2.
- Кравченко С.М., Власова Е.В. Щелочные породы Центрального Алдана. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Кравченко С.М., Ифантопуло Т.Н. Акцессорные минералы Ишимского лейцитсодержащего щелочного комплекса. - В сб. "Акцессорные минералы как индикаторы особенностей петрогенезиса". М., изд-во "Наука", 1969.
- Крайнов С.Р. Особенности распределения и формы миграции редких элементов-гидролизаторов (Nb, TR, Be) в природных водах с щелочной реакцией. - Геохимия, 1968, № 3.
- Крайнов С.Р., Мерьков А.Н., Петров Н.Г., Батуриновская И.В., Жарикова В.М. О существовании в глубоких горизонтах Ловозерского массива фтор-силикатных рассолов с резкощелочной (pH=12) реакцией. - Геохимия, 1969, № 7.
- Крайнов С.Р. Геохимия редких элементов в подземных водах. М., изд-во "Недра", 1973.
- Краснова Н.И., Петров Т.Г., Кочурова Т.Л. Опыт определения векторов максимальной скорости роста кристаллов. - Зап. Всес. минер. об-ва, 1970, ч. 99, вып. 6.
- Кузьменко М.В., Еськова Е.М. Тантал и ниобий (генетические типы месторождений и геохимия). М., изд-во "Наука", 1968.
- Кузнецов Е.А. Щелочные породы южной части Коштынской дачи. - Труды Ин-та прикладной минералогии и цветной металлургии, 1930, вып. 48.
- Куплетский Б.М. Пироксеновая интрузия у ст. Африканда. - Труды Петрогр. ин-та АН СССР, 1938, вып. 12.
- Кухаренко А.А. Палеозойский комплекс ультраосновных и щелочных пород Кольского полуострова и связанные с ним редкометаллические месторождения. - Зап. Всес. минер. об-ва, 1956, ч. 87, вып. 3.
- Кухаренко А.А., Орлова М.П., Багдасаров Э.А. Щелочные габброиды Карелии (Ельтозерский массив - петрография, минералогия, геохимия). Л., изд-во ЛГУ, 1969.
- Кухаренко А.А. Металлогенические особенности щелочных формаций восточной части Балтийского щита. Труды Ленингр. об-ва естествоиспыт., т. 72, № 2. Л., изд-во "Недра", 1972.
- Кухаренко А.А., Орлова М.П., Булах А.Г., Багдасаров Э.А., Римская-Корсакова О.М., Нефедов Е.И., Ильинский Г.А., Сергеев А.С., Абакумова Н.Б. Каледонский комплекс ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов Кольского полуострова и Северной Карелии. М., изд-во "Недра", 1965.

- Лазаренков В.Г., Игнатов А.В., Логинова Т.И. Строение массива фельдшпатоидных сиенитов архипелага Лос. — Зап. Всес. мин. об-ва, 1973, ч. 102, вып. 1.
- Лапин А.В. О процессе меллититизации в Ковдорском массиве ультраосновных щелочных пород. — Труды ИМГРЭ, 1962, вып. 9.
- Лапин А.В. Нефелинизация пироксенитов и жильные ийолиты в Ковдорском массиве ультраосновных щелочных пород. — Изв. АН СССР, серия геол., 1963, № 5.
- Левин В.Я. Петрология Ильменогорского щелочного комплекса. Автореф. канд. дисс. Свердловск, 1969.
- Леонова Л.Л. Уран и торий в гидротермально-измененных породах г. Кзыл-Омпуд (Северный Тянь-Шань). — Геохимия, 1963, № 6.
- Лисицин А.И. Редкометальное оруденение в древних толщах Урала. — Разведка и охрана недр, 1965, № 2.
- Лисицин А.И., Таланцев А.С. Новые данные о металлогении Западного склона Урала. — Советская геология, 1965, № 2.
- Лихачев А.С., Афанасьев А.П. Новая находка доледниковых каолиновых глин на Кольском полуострове. — Советская геология, 1969, № 9.
- Лобзова Р.В., Виноградов В.И., Лебедев В.С. О генезисе Ботогольского графита по данным изотопного состава углерода. — Геология рудных месторождений, 1971, № 4.
- Ляшкевич З.М. Петрография щелочных массивов западной части Алайского хребта. Автореф. канд. дисс., 1959.
- Ляшкевич З.М., Омельяненко Б.И. Кульпский щелочной массив и некоторые вопросы генезиса щелочных пород Туркестан-Алая. — Сб. Львовского геол. об-ва, 1961, № 78.
- Магидович В.И. Промышленные типы месторождений высококалийевого керамического сырья. — Разведка и охрана недр, 1963, № 12.
- Минералы Ильменского заповедника (под ред. А.Н. Заварицкого). М.—Л., Изд-во АН СССР, 1949.
- Минералы Хибинских и Ловозерских тундр (под ред. А.Е. Ферсмана). М., Госгеолтехиздат, 1937.
- Михайлов Б.М. Бокситы западных районов Либерийского шита. Геология бокситов. М., изд-во "Наука", 1966.
- Молчанова Т.Б. Структурное положение, петрология и происхождение калиевых основных щелочных пород (на примере Срединного Тянь-Шаня и Алдана). М., изд-во "Наука", 1966.
- Моор Г.Г. Дифференцированные щелочные интрузии северной окраины Сибирской платформы. — Изв. АН СССР, серия геол., 1957, № 8.
- Мораес Л.Е. Известные месторождения урана и тория в Бразилии. — Материалы Международной конференции по мирному использованию атомной энергии (Женева, 8-20 августа 1955 г.), т. 6. Геология урана и тория. М., Госгеолтехиздат, 1958.
- Мухитдинов Г.Н., Харченко Л.Ю. Особенности строения и вещественного состава экзоконтактовых щелочных пегматитов Вишневогорской и Ильменогорской интрузий миаскитов. — Труды ИМГРЭ, 1962, вып. 8.
- Нурлыбаев А.П. Щелочной магматизм Северного Казахстана. В сб. "Вулкано-плутонические формации и их рудоносность". Алма-Ата, изд-во "Наука", 1969.
- Нурлыбаев А.П. Чудесный дар природы. Изд-во "Казахстан", 1972.
- Омельяненко Б.И., Сиротина Н.А. Аксессуары минералы в щелочных породах верховьев р. Ходжа-Очкан. — В кн. "Материалы по геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии". М., Изд-во АН СССР, 1959 (ИГЕМ).
- Орлова М.П., Рождественский Ю.П., Баранова Е.Н. К минералогии редкометальных карбонатитов Салланлатвинского массива (Сев. Карелия). — Труды ВСЕГЕИ, новая серия, т. 96, 1963.
- Осокин Е.Д. Редкие элементы в щелочных массивах Северо-Байкальского нагорья и некоторые вопросы общей петрологии щелочных пород. Автореф. канд. дисс. М., 1971.
- Осокин Е.Д. Метасоматиты Октябрьского щелочного массива. В кн. "Редкометальные метасоматиты щелочных массивов" изд-во "Наука", 1967.
- Остроумова А.С., Румянцева Н.А. Щелочные вулканические формации складчатых областей. М., изд-во "Недра", 1967.
- Пак А.С., Зак С.И., Горстка В.Н., Филатов В.Г., Дудкин О.Б., Крапивин А.Г., Белокочытов В.Н., Кондратович И.И. Геологическое строение и апатитоносность Сынырского щелочного массива. Л., изд-во "Наука", 1969.
- Пантелеев П.Г. К проблеме тантала и ниобия. — Разведка недр, 1936, т. 14, № 11.
- Пантелеев П.Г. К вопросу о титане, ниобии и тантале в щелочном комплексе Ильменских гор на Урале. — Изв. АН СССР, серия геол., 1938, № 5-6.
- Папина Л.И. Минералогическая характеристика некоторых щелочных массивов Прибайкалья. Новосибирск, изд-во "Наука", 1972.
- Перчук Л.Л. Магматическое замещение карбонатных толщ с образованием нефелиновых сиенитов и других щелочных пород на примере Дежневского массива. — В сб. "Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд", 1963, вып. 11.

- Перчук Л.Л., Омельяненко Б.И., Шинкарев Н.Ф. Фазы и фаши щелочных интрузивов бассейна р. Ходжаачкан (Алайский хребет) в связи с вопросами их генезиса. — Изв. АН СССР, серия геол., 1961, № 12.
- Перчук Л.Л. Физико-химическая петрология гранитоидных и щелочных интрузий Центрального Туркестано-Алая. М., изд-во "Наука", 1964.
- Петрова И.А. Проявление щелочного метасоматоза в вулканической жерловине на Южном Урале. — Труды Первого уральского петрографического совещания. Свердловск, 1963, т. III.
- Писемский Г.В., Зверева Е.А. Характер и строение коры выветривания на породах одного щелочного массива в Восточной Сибири. — Труды ЦНИГРИ, 1962, вып. 48.
- Пожаричкая Л.К., Самойлов В.С. Петрология, минералогия и геохимия карбонатитов Восточной Сибири. М., изд-во "Наука", 1972.
- Полканов А.А., Елисеев Н.А., Елисеев Э.Н., Кавардин Г.И. Массив Гремяха-Вырмес на Кольском полуострове. М.-Л., изд-во "Наука", 1967.
- Попова В.А. Новые выходы карбонатитов в Ю. Кольской зоне центральных интрузий. — Советская геология, 1964, № 3.
- Портнов А.М. Кальциевый катаплект — новая разновидность катаплекта. — Докл. АН СССР, 1964, т. 154, № 3.
- Портнов А.М., Нечаева Е.А. Нефелинизация в приконтактных зонах щелочного массива Бурпала (Северное Прибайкалье). — Изв. АН СССР, серия геол., 1967, № 5.
- Портнов А.М., Николаева Л.Е., Столярова Т.И. Новый титановый минерал — лондаунит. — Докл. АН СССР, 1966, т. 166, № 6.
- Портнов А.М., Расцветаева Р.К. Власовит и марганцевый астрофиллит в щелочных сиенит-пегматитах Северного Прибайкалья. — Докл. АН СССР, 1966, т. 166, № 4.
- Портнов А.М., Симонов В.И., Синюгина Г.П. Ромбический ловенит — новая разновидность ловенита. — Докл. АН СССР, 1966, т. 166, № 5.
- Портнов А.М. О пиррофаните из Северного Прибайкалья. — Докл. АН СССР, 1963, т. 153, № 1.
- Прусевич А.М. Кия-Шалтырское месторождение уртитов. — Бюлл. научно-техн. информации, 1959, № 2 (19).
- Ракин Л.В. К вопросу о генезисе платинового оруденения форстеритовых дунитов. — Геология рудных месторождений, 1968, № 6.
- Римская-Корсакова О.М. Минералогия Енского железорудного месторождения. — В кн. "Проблемы северо-западной металлургии". Л., Изд-во АН СССР, 1947.
- Римская-Корсакова О.М. К вопросу о генезисе Ковдорского железорудного месторождения. — Вопросы магматизма и метаморфизма, т. 1. Изд-во ЛГУ, 1963.
- Рогова В.П. О соотношении ториевой и урановой минерализации в ториево-урановых рудопроявлениях, парагенетически связанных с щелочными интрузиями. — В сб. "Геология и вопросы генезиса эндогенных урановых месторождений". М., изд-во "Наука", 1968.
- Рогова В.П., Сидоренко Г.А. О находке вадеита в интрузивных псевдолейцитовых породах Мурунского массива. — Труды Мин. музея АН СССР им. А.Е. Ферсмана, 1964, вып. 15.
- Роненсон Б.М. Происхождение миаскитов и связи с ними редкометалльного оруденения. — В кн. "Геология месторождений редких элементов", вып. 28. М., изд-во "Недра", 1966.
- Руб М.Г., Залишак Б.Л. Щелочные интрузивные породы Приморского края. — Изв. АН СССР, серия геол., 1964, № 10.
- Руб М.Г., Левицкий В.В. Петрохимические особенности Кокшаровского массива ультраосновных и щелочных пород и сопровождающих их послемагматических образований. — В кн. "Щелочные породы Сибири" (Труды ИГЕМ, вып. 76). М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Руденко С.А. Генезис и структурные особенности мариуполитов. — Зап. ЛГИ, 1962, т. XIII, вып. 2.
- Самойлова Н.В. Петрохимические особенности ассоциаций ийолит-мельтейгитовых пород и нефелиновых сиенитов (на примере щелочной интрузии Енисейского края). — Труды ИГЕМ АН СССР, 1962, вып. 76.
- Самойлова Н.В. Апатитсодержащие щелочные породы северной части Енисейского края. — В сб. "Апатиты". М., изд-во "Наука", 1968.
- Самсонова Н.С. Состав и свойства минералов группы нефелина. Автореф. канд. дисс., 1970.
- Свешникова Е.В., Каленчук Г.Е. Литий, рубидий и цезий в щелочных породах Енисейского края. — Геохимия, 1962, № 2.
- Свешникова Е.В. Нефелин-сиенитовый комплекс Заангарья (Енисейский край). — В сб. "Щелочной магматизм складчатого обрамления юга Сибирской платформы". М., изд-во "Наука", 1965.
- Свяжин Н.В., Гайдук ова Н.К., Жданова В.И., Фадеева А.В., Андреева Л.И., Мешкова В.Н. Минеральный состав некоторых щелочных метасоматитов Урала. — В сб. "Минералы месторождений полезных ископаемых Урала", № 8. Свердловск, 1968.
- Семёнов Е.И., Быкова А.В. Борат бериллия — гамбергит в щелочных пегматитах Прибайкалья. — Докл. АН СССР, 1965, т. 161, № 6.

- Семенов Е.И. К геохимии и минералогии гипергенных и эпitherмальных процессов в щелочных массивах и их пегматитах. — 2-я сессия Междунар. геол. конгр., 1960.
- Семенов Е.И. Минералого-геохимические типы нефелин-сиенитовых дериватов. — В сб. "Минералогия пегматитов и гидротермалитов щелочных массивов". М., изд-во "Наука", 1967.
- Семенов Е.И. Минералогия канкринитовых пегматитов и гидротермалитов Тувы. — В кн. "Минералогия пегматитов и гидротермалитов щелочных массивов". М., изд-во "Наука", 1967.
- Семенов Е.И. Минералогия щелочного массива Илимаусак. М., изд-во "Наука", 1969.
- Семенов Е.И., Минералогия Ловозерского щелочного массива. М., изд-во "Наука", 1972.
- Семенов Е.И., Дусматов В.Д., Самсонова Н.С. Итрий-бериллиевые минералы группы дадолита. — Кристаллография, 1963, т. 7, № 4.
- Семенов Е.И., Свешникова Е.В., Ломейко Е.И., Капитонова Т.А. Новые данные о литиевых слюдах щелочных массивов. — В сб. "Минералогические исследования", вып. 1, М., 1969.
- Серба Б.И. Салланлатвинский массив щелочных пород и карбонатитов. — В кн. "Магматические образования Кольского полуострова". М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Сергеев А.С. Фениты комплекса ультраосновных щелочных пород. ЛГУ, 1967.
- Сердюченко Д.П., Чайка Б.М. Минеральный состав и генетические отношения Чадобецкого поднятия в Сибири. — В кн. "Редкометальность некоторых метаморфизованных и гранитизированных осадочных комплексов". М., изд-во "Наука", 1969.
- Сидоренко А.В. Доледниковая кора выветривания Кольского полуострова. М., Изд-во АН СССР, 1958.
- Слепнев Ю.С. Ловчоррит-ринколитовые пегматиты. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Слукин А.Д. Древние коры выветривания и связанные с ними бокситы в одном из районов Сибирской платформы. — В кн. "Генезис бокситов". М., изд-во "Наука", 1966.
- Соколова М.Н. К минералогии глубоких горизонтов апатитового месторождения Кукисвумчорр в Хибинских тундрах. — Докл. АН СССР, 1965, т. 160, № 1.
- Соловьев С.П. Химизм магматических горных пород и некоторые вопросы петрохимии. Л., изд-во "Наука", 1970.
- Солодов Н.А. Научные основы перспективной оценки редкометальных пегматитов. М., изд-во "Наука", 1971.
- Солоненко В.П. Генезис щелочных пород и графита Ботокольского массива. — Изв. АН СССР, серия геол., 1950, № 6.
- Столяров С.П. Арбарастахский массив ультраосновных и щелочных пород. — Труды Всес. аэрогеол. треста, 1961, вып. 7.
- Сухарина А.Н. Итоги работ ЗСГУ в 1961 г. на алюминиевом сырье. Вестник Западно-Сибирского и Новосибирского геологического управления, 1962, вып. 1.
- Терновой В.И., Афанасьев Б.В., Сулимов Б.И. Геология и разведка Ковдорского вермикулит-флогопитового месторождения. Л., изд-во "Недра", 1969.
- Тихоненков И.П. Нефелиновые сиениты и пегматиты Хибинского массива и роль постмагматических явлений в их формировании. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Тихоненкова Р.П. Месторождения редких элементов в фенитах. — В кн.: "Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов", т. 3. М., изд-во "Наука", 1966.
- Тихоненкова Р.П. Фениты Хибинского массива. — В сб. "Редкометальные метасоматиты щелочных массивов". М., изд-во "Наука", 1967.
- Тихоненкова Р.П., Нечаева И.А., Осокин Е.Д. Петрология калиевых щелочных пород (на примере Сыннырского массива Бурятской АССР). М., изд-во "Наука", 1971.
- Тихоненкова Р.П., Осокин Е.Д. Главнейшие формации метасоматических пород контактных зон массивов нефелиновых сиенитов и их редкометальная минерализация. — Труды Первой конференции по околорудному метасоматозу. М., изд-во "Недра", 1966.
- Тихоненкова Р.П., Скосырева М.В. Новые данные по акцессорной минерализации Октябрьского щелочного массива Вост. Приазовья. В сб.: "Новые данные по минералогии и геохимии редких элементов ИМГРЭ, 1974
- Тихоненкова Р.П., Тихоненков И.П. Закономерности распределения редких элементов в контактовых породах Ловозерского массива. — Труды ИМГРЭ, 1962, № 9.
- Тихонова Ф.Н., Ассовский А.Н. Баланс запасов полезных ископаемых СССР на 1 января 1970 г., вып. 51. Полевошлатовое сырье. М., изд-во "Недра", 1970.
- Толок А.А. Новый тип рудоносных нефелиновых сиенитов. — Докл. АН СССР, 1964, т. 157, № 3.
- Толок А.А. Геохимические особенности Погинского массива нефелиновых сиенитов в Приморье. — Геохимия, 1964, № 12.
- Фейгин Я.М. О возможном механизме образования главных структурных элементов дифференцированного комплекса пород Ловозерского массива (Кольский полуостров). — В кн.

- "Происхождение щелочных пород". Труды 3-го Всес. петрогр. совещ. М., изд-во "Наука", 1964.
- Ферсман А.Е. Геохимия, т. 4, М., Госхимиздат, 1939.
- Финкельштейн И.Д. Требования промышленности к качеству минерального сырья (справочник для геологов), вып. 12. Полевой шпат и пегматит. М.-Л., Госгеолиздат, 1946.
- Флоренсов Н.А. Геологический очерк Ботогольского месторождения графита в Восточных Саянах. - В кн. "Ботогольское месторождение графита и перспективы его использования". Иркутск, ОГИЗ, 1947.
- Фролов А.А. Некоторые вопросы детального геолого-структурного изучения карбонатитов. - Геология рудных месторождений, 1960, № 5.
- Фролов А.А. К проблеме вертикальной зональности оруденения (на примере формации ультраосновных щелочных пород и карбонатитов). - Изв. АН СССР, 1970, № 9.
- Фролов А.А., Багдасаров Ю.А. Большеатагинский массив ультраосновных щелочных пород и карбонатитов. - Советская геология, 1967, № 12.
- Фролов А.А., Волженкова А.Я., Нечаева Е.А. Малоэродированный массив ультраосновных щелочных пород и карбонатитов в Сибири. - Геология рудных месторождений, 1969, № 1.
- Фролов А.А. Структурные условия образования формации ультраосновных - щелочных пород и карбонатитов. - В кн. "Геология месторождений редких элементов", 1972, вып. 35.
- Хомяков А.П. Эвдиалит с необычным составом лантаноидов. Минералогические исследования, вып. 2, М., 1972.
- Хомяков А.П. Редкоземельные элементы в горных породах и акцессорных минералах щелочного комплекса. Бурпала (Северное Прибайкалье). - Изв. АН СССР, серия геол., 1972, № 1.
- Хомяков А.П., Семенов Е.И. Гидротермальные месторождения фторкарбонатов цериевых земель. М., изд-во "Наука", 1971.
- Царовский И.Д. О дифференциации, связанной с пегматовым процессом нефелиновых сиенитов. - Докл. АН УССР, 1956, № 3.
- Шаблинский Г.Н. К вопросу о глубинном строении Хибинского и Ловозерского плутонов. - Труды Ленингр. об-ва естествоиспыт., 1963, т. 74, № 1.
- Шинкарев Н.Ф. Верхнепалеозойский магматизм Туркестано-Алая. Изд-во ЛГУ, 1966.
- Шувалова В.З., Поршнева Г.И., Ланда Э.А. Карбонатитовый массив Ессей. - В кн. "Карбонатиты Севера Сибири". Л., изд. НИИГА, 1970.
- Эрлих Э.Н. Новая провинция щелочных пород на севере Сибирской платформы. - Зап. Всес. мин. об-ва, 1964, ч. 93, вып. 6.
- Якубович К.И. Минералого-геохимические особенности и генезис Покрово-Киреевского месторождения флюорита (Восточное Приазовье). Автореф. канд. дисс. М., 1964.
- Яшина Р.М. О новой провинции щелочных пород на юго-востоке Тувы. - Докл. АН СССР, 1955, т. 105, № 6.
- Яшина Р.М. Щелочные породы Юго-Восточной Тувы. - Изв. АН СССР, серия геол., 1957, № 5.
- Яшина Р.М. О контактово-реакционном взаимодействии нефелин-сиенитовой зонально-кольцевой структуры Коргердабинского массива Юго-Восточной Тувы. - В кн. "Щелочной магматизм складчатого обрамления юга Сибирской платформы". М., изд-во "Наука", 1964.
- Яшина Р.М., Борисевич И.В. Абсолютный возраст щелочных пород Юго-Восточной Тувы. - Сб. Абсолютное датирование тектоно-магматических циклов и этапов оруденения по данным 1964 г. М., изд-во "Наука", 1966.
- Adams O.J. The petrology of the Norra Kärr district; on occurrence of alkaline rocks in Southern Sweden. - Geol. fören. i Stockholm förhandl., 1944, bd 66, N 2, N 437.
- Agard I. Les gites minéraux associés aux roches alcalines et aux carbonatites. - Sci. terre, 1956, t. IV, N 1-2.
- Agard I. Les carbonatites et les roches à silicates et carbonates associés du massif de roches alcalines du Tamazert, Haut-Atlas de Midelt. XXI Congr. Géol. Internat., Copenhague, XIII, 1960.
- Allen J.B., Charsley T.J. Nepheline syenite and phonolite. Inst. Geol. Sci. London, 1968.
- Alves V.P. Distrito niobio-titanífero de Tapira. - Bol. Brasil. Dept. Nac. Fomento Prod. Mineral., 103, 1960.
- Barth T., Ramberg I. Ring complex Fen. Carbonatites. N.Y., 1966.
- Bearth P. The alkali massif of the Wemer Bjerg in East Greenland. - Medd. Grønland, 1959, bd. 153, N 4.
- Bergstol S. The jacupirangite at Kodal, Vestfold, Norway. A potential magnetite, ilmenite and apatite ore. Mineral. deposits, 1972, v. 7, N 3.
- Vøggild O.B. The mineralogy of Greenland. - Medd. Grønland, 1953, bd. 149, N 3.
- Brögger W.C. Die Mineralien der Syenitpegmatitgänge der südnorwegischen Augit- und Nephelinsyenite. - Z. Kristallogr., 1890, bd. 16.

- Brögger W.C. Die Eruptivgesteine des Kristiangebets. Bd. IV. Das Fengebiet in Telemark, Norwegen. – Videnskapsselskaps skrifter 1, Math., N 9, Kristiania, 1921.
- Chao G.J., Harris D.C., Hounslow A.W., Mandarino J.A., Perrault G. Minerals from the nepheline syenite, Mont. St. Hilaire, Quebec. → *Canad. Mineralogist*, 1967, v. 9, pt. 1.
- Codarcea A., Dessila-Codarcea M., Janovici V., Structure géologique du massif de roches alcalines du Ditrau. – *Rev. Romaine geol. geogr.*, 1958, v. 11, N 1.
- Coetsee G.L., Edwards C.B. The Mrima Hill carbonatite, Coast Province, Kenya. – *Trans. and Proc. Geol. Soc. S. Africa*, 1959, v. LXII.
- Currie K.L. Nepheline gneisses at Copeland Mountain, British Columbia. *Pap. Geol. Surv. Canada*, 1971, N 1, pt. A.
- Currie K.L. The Red Wine-Letitia alkaline province of Labrador. *Pap. Geol. Surv. Canada*, 1973, N 1, pt. A.
- Dawson J.B. The geology of Oldoinyo Lengai. – *Bull. Volcanol.* 1962, v. 24.
- Dawson K.A. Sodium carbonate lavas from Oldoinyo Lengai, Tanganyika. – *Nature*, 1962, v. 195.
- De Béthune P., Meyer A. Carbonatites in Kivu. – *Nature*, 1957, v. 179.
- Denayer M.E. Les syénites feldspathoïdiques du Kivu et leur rôle dans la genèse des lavas des Virunga. – *Bull. Soc. Belge géol.*, 1958, 67.
- Denayer M.E., Schellinck F., Coppez A. Recueil d'analyses des laves du fosse tectonique de l'Afrique Centrale. – *Musée Roy l'Afrique Centrale*, ser. 1, N 8, *Sci. géol.*, 1965, N 49.
- Derby O.A. Magnetite ore districts of Jacupiranga and Ipanema, Sao Paulo, Brasil. – *Amer. J. Sci.*, 1891, v. 41.
- Du Bois C.G.B., Furst J., Guest N.J., Jennings D.J. Fresh natrocarbonatite lava from Oldoinyo Lengai. – *Nature*, 1963, v. 197, N 4866.
- Eckermann H. von. The alkaline district of Alnö-island. – *Sver. Geol. undersokn.*, 1948, N 36.
- Eckermann H. von. The genesis of Alnö alkaline rocks. – *Internat. Geol. Congr. 18 sess. Great Brit.*, 111, 1948.
- Eckermann H. von. Carbonatites of Alnö. In *Carbonatites*. N.Y., 1966.
- Emeleus C.H. The Grønødal-Ika alkaline complex, South Greenland. – *Medd. Grønland*, 1964, bd 172, N 3.
- Emeleus C.H., Harry W.T. The Igaliko Nepheline Syenite Complex. General description. – *Med. Grønland*, 1970, bd 186, N 3.
- Engell J., Hansen J., Jensen M., Kunzendorf H., Lovborg L. Beryllium mineralization in the Ilimaussaq intrusion, South Greenland. – *Grønland geol. undersokn.*, 1971, N 33.
- Ericksen R.L., Blade L.V. Geochemistry and petrology of the alkaline igneous complex at Magnet Cove, Arkansas. – *U.S. Geol. Surv. Profess. Papers*, 1963.
- Fawley A.P., James T.O. A pyrochlore carbonatite in Southern Tanganyika. – *Econ. Geol.*, 1959, v. 50.
- Ferguson J. Geology of the Ilimaussaq intrusion, South Greenland. Part I. Description of map and structure. – *Medd. Grønland*, 1962, bd 172, N 4.
- Zambonini F. *Mineralogia Vesuviana*. 1935.
- Fick L.J., Van der Heide C. Additional data on the geology of the Mbeya carbonatite. – *Econ. Geol.*, 1959, v. 54.
- Flink G. On the minerals from Narsarsuk on the Firth of Tunugdliarfic in S. Greenland. – *Medd. Grønland*, 1900, Bd 24.
- Fryklund V.C., Harner R.S., Kaiser E.P. Niobium (columbium) and titanium at Magnet Cove and Potash Sulphur Springs, Arkansas. – *U.S. Geol. Surv. Bull.*, 1954.
- Fryklund V.C., Holbrook D.F. Titanium ore deposits of Hot Spring County, Arkansas. *Res. and Developm. Comm., Div. Geol. Bull.*, 1950, N 16.
- Garson M.S. The Tundulu carbonatite ring complex of Southern Nyasaland, Malawi. *Geol. Surv. Mem.*, 1963, N 2.
- Garson M.S. Carbonatite and agglomeratic vents in the Western Shire valley. – *Mem. Geol. Surv. Malawi*, 1965.
- Garson M.S. Carbonatites of Malawi. In: *Carbonatites*. N.Y., 1966.
- Garson M.S., Campbell S.W. The geology of Chilwa Island. *Geol. Surv. Nyasaland Mem.*, 1958, N 1.
- Gittins J. Nephelinization in the Haliburton – Bancroft district, Ontario, Canada. – *J. Geol.*, 1961, v. 69, N 3.
- Guimaraes D. Relatório sobre a jazide de Pricloro de Barreiro Araxá, Minas Gerais, Brasil. *Div. Fomento Prod. Mineral.*, 1957, Bol. 103.
- Guimaraes D. Columbio em Barreiro, Araxá, M.G. – *Engenharia miner., metallurgia*, 1958, 28(168).
- Hedlund D.C., Olson L.C. Four environments of thorium-niobium-and rare earth-bearing minerals in the Powderhorn district of Southwestern Colorado. – *U.S. Geol. Surv. Profess. Papers*, 1961, 424 B.
- Heier K.S. Layered gabbro, hornblende, carbonatite and nepheline syenite on Styemøy, North Norway. – *Norsk geol. tidsskr.*, 1961, bd. 41.
- Heinrich E. Wm. The geology of carbonatites. Chicago, 1967.

- Heinrich E. Wm. The Palabora carbonatitic complex – a unique copper deposit. Alkaline rocks: The Monteregeian Hills. Mineral. Assoc. Canada, 1970.
- Heinrich E. Wm., Shapirio J. R. Alkaline rocks and carbonatites of the Arkansas river Canjon, Fremont County, Colorado. – The Amethyst carbonatites. – Amer. Mineralogist, 1966, v. 51.
- Heinrich E. W., Dean R. W. An occurrence of barylite near Seal Lake, Labrador. – J. Mineral. Soc. America, 1962, v. 47, N 5, 6.
- Hewitt D. F. Nepheline syenite deposits of Southern Ontario. Geol. Surv. Canada, 1960, v. LXIX, p. 8. Toronto, 1961.
- Högbom A. G. Über das Nephelinsienitgebiets auf der Insel Alnö. – Geol. forhandl. Stockholm, 1895, bd 17, N 2.
- Holbrook D. F. A brookite deposit in Hot Spring County, Arkansas. – Arkansas Res. and Developm. Comm., Div. Bull., 1947, N 11.
- Honnors J., Bonatti E. Nepheline gabbro from the Mid-Atlantic Ridge. – Nature, 1970, v. 228, N 5274.
- King B. C., Sutherland D. S. Alkaline rocks of Eastern and Southern Africa. pt. 1. Distribution, ages and structures. – Sci. Progr., 1960, v. 48, N 190.
- Lacroix A. Les syénites néphelinique de l'archipel de Los et leur minéraux. – Nou. Arch. Mus., 1911, v. 3.
- Larsen E. S. Alkaline rocks of Iron-Hill, Colo., Gunnison County. – U.S. Geol. Surv. Profess Papers, 1942, N 197 A.
- Larsen E. S., Goranson E. A. The deuteric and later alterations of the uncomphgrite of Iron Hill, Colorado. – Amer. Mineralogist, 1932, v. 17.
- Leonardos O. H. Carbonatitas com apatita e piroclora. – Brasil. Div. Fomento Prod. Mineral. Av., 1956.
- Leonardos O. H. Recursos minerais de Triangulo Mineiro. – Engenharia, miner., metallurgia, 1956, 24 (142).
- Løvborg L., Wollenberg H., Sørensen P., Hansen J. Field determination of uranium and thorium by gamma-ray spectrometry. Exemplified by measurements in the Ilimaussaq. Alkaline Intrusion, South Greenland. – Econ. Geol., 1971, v. 66.
- Maurice O. D. Preliminary report of Oka area, electoral district of Deux-Montagnes. Quebec, Dept.-Mines Mineral Dept. Progr. Rept., 1957, N 351.
- Melcher G. C. Nota sobre o distrito alcalino de Jacupiranga, São Paulo. – Div. Geol. Miner., Notas prelim., 1954, v. 84.
- Melcher G. C. Carbonatites of Jacupiranga, São Paulo, Brasil. Carbonatites, 1966.
- Meyer A., Béthune P. de P. La carbonatite Lueshe Kivu, Belgian Congo. – Internat. Geol. Congr. 21-st Sess. Rept., pt 13, 1960.
- Milton C., Blade L. V. Preliminary note on Kimzeyite, a new zirconium garnet. – Science, 1958, v. 127.
- Neumann H., Jösahg O., Morton R. D. Mineral occurrences in Southern Norway. Guide to Excursions in Norway N A.15 and C.12. – Internat. Geol. Congr., XXI Sess., Norden, 1960 (Norges Geol. Undersokn.), 212.
- Nickel E. H. Niobium minerals from Oka, Quebec. – Canad. Dept Mines, Techn. Surv. Mines. Mem., 1961.
- Nickel E. H. Latrappite – a proposed new name for the pervoskitetype calcium niobate mineral from the Oka area of Quebec. Canad. Mineralogist, 1964, v. 8, pt 1.
- Nickel E. H., Charette D. J. Additional date on barylite from Seal Lake, Labrador. – J. Mineral. Soc. America, 1962, v. 47, N 5, 6.
- Nickel E. H., McAdam R. C. Niobian perovskite from Oka, Quebec a new classification for minerals of the perovskite group. – Canad. Mineralogist, v. 7, pt 5, 1963.
- Nickel E. H., Rowland J. E., Charette D. J. Niobophyllite – the niobium analogue of astrophyllite; a new mineral from Seal Lake, Labrador. – Canad. Mineralogist, 1964, v. 8, pt 1.
- Olson J. C., Wallace S. R. Thorium and rare earth minerals in Powderhorn district, Gunnison County, Colorado. – U.S. Geol. Surv. Bull., 1956.
- Paarma H. A new find of carbonatite in North Finland, the Sokli plug in Savukoski. – Lithos, 1970, v. 3, N 2.
- Perrault G. Determination de la composition chimique de pyrochlore d'Oka par spectrofluorescence des rayons X. Montreal, 1959.
- Perrault G., Semenov E., Bikova A., Capitonova T. La lemoynite un nouveau silicate hydraté de zirconium et de sodium de St. Hilaire, Québec. Canad. Mineralogist, 1969, v. 9.
- Pridler R. T. The leucite lamproites of the Fitzroy basin. W. Australia. – J. Geol. Soc. Austral., 1939, v. 6.
- Puustinen K. Geology of the Siilinjärvi carbonatite complex, E. Finland. – Bull. Commiss. géol. Finlande, 1971, 249.
- Paarma H. A new find carbonatite in North Finland, the Sokli plug in Savukoski. – Lithos, 1970, v. 3, N 2.

- Ramsay D. M., Sturt B.A. The emplacement and metamorphism of a synorogenic dike swarm from Stjema, North-west Norway. — *Amer. J. Sci.*, 1970, v. 268, N 3.
- Rowe R.B. Association of columbium minerals and alkaline rocks. — *Canad. Mineral. J.*, 1965, v. 76, N 3.
- Rowe R.B. Notes on columbium mineralization, Oka district Two Mountains County, Quebec, Canad. Geol. Surv. Paper, 1955.
- Rowe R.B. Columbium (niobium) deposit of Canada. Ottawa, 1958.
- Russel H.D., Hiemstra S.A., Greenvald D. The mineralogy and petrology of the carbonatite at Loolekop, Eastern Transvaal. — *Trans. Geol. Soc. S. Africa*, 1955, v. 57.
- Semenov E., Bukin V., Balasnov Yu., Sørensen H. Rare earths in mineral of the joaquinite group. — *Amer. Mineralogist*, 1967, v. 52, N 11/12.
- Semenov E.I., Gopal V., Subramanian V. A note on the occurrence of benstonite, a carbonate of calcium and Barium from the carbonatite complex at Jogipatti, near Samalpatti, Dharmapuri District, Tamil Nadu. *Current Sci.*, 1971, v. 40, N 10.
- Sørensen H. Berillium minerals in a pegmatite in the nepheline syenite of Ilimaussaq, South West Greenland. — *Rept 2-st. Internat. Geol. Congr., Norden*, 1960, 17.
- Sørensen H. On the occurrence of steenstrupine in the Ilumaussaq massif, Southwest Greenland. — *Medd. Grønland*, 1962, v. 167, N 1.
- Strauss E.A., Truter F.G. The alkali complex at Spiskop, Sekukuniland, Eastern Trasvaal. — *Trans. and Proc. Geol. Soc. S. Africa*, 1951, v. 53.
- Streckeisen A. Das Nephelinsyenit-Massiv von Ditro. *Schweiz. Mineral. petrogr. Mitt.*, 1952, Bd 32.
- Subramanian A.P. A petrographic study of the alkaline rocks at Sivamalai. — *Proc. Indian Acad. Sci.*, 1949, sec. B, v. 30.
- Temple A.D., Grogan R.M. Carbonatite and related alkalic rocks at Powderhorn, Colorado. — *Econ. Geol.*, 1965, v. 60.
- Tolbert G.E. The uraniferous zirconium deposits of the Pocos de Caldas plateau, Brasil. — *U.S. Geol. Surv. Bull.*, 1966, N 1185-C.
- Tuttle O.F., Gittins J. *Carbonatites*. N.Y., 1966.
- Van der Veen A.H. A study of pyrochlore. — *Verhandel. Koninkl. nederl. Geol. mijnboum Gen. Geol. Ser.*, 1963, bd. 22.
- Verwoerd W.J. Rare-earth minerals in the South Africa *Geol. Surv. Ann.*, 1963, 2, for 1963.
- Verwoerd W.J. The carbonatites of South Africa and South-West Africa. *South Africa Geol. Ann.*, 1966, 2, for 1966, Handl N 6.
- Verwoerd W.J. S.African carbonatites and their probable mode of origin. — *Ann. Univ. van Stellenbosch.*, 1966, ser. A, v. 41, 2.
- Ussing N.V. Geology of the country around Julianehaab, Greenland. — *Medd. Grønland*, 1912, bd. 38.
- Wedow A. The Morro do Ferrothorium and rare Earth ore deposit Pocos de Caldas district, Brasil *U.S. Geol. Surv. Bull.* 1185, D 1967.
- Wimmenauer V.W. Karbonatite im Kaiserstuhl. — *Fortschr. Mineral.* 1959, bd 37.
- Wimmenauer V.W. Zur Petrogenese der Eruptivgesteine und Karbonatite des Keiserstuhls. — *Neues Jahrb. Mineral. Monatsh.*, 1962, 1.
- Zambonini F. *Mineralogia Vesuviana*. Napoli, 1935.

АЛФАВИТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ

Айрон-Хилл 150
Акит 45
Альне 153
Араша 148
Арбарастах 138
Африканда 127

Баянкол 93
Блю-Маунтин 96
Большеагнинский 138
Борсуксай 88
Ботогол 92
Бурпала 42

Везувий 75
Вернер 49
Верхнесаянский 137
Вяшневые горы 82
Вуориярви 123

Горячая гора 113
Гремяха-Вырмес 109
Греннедаль-Ика 152
Гули 130

Дара-Пиоз 33
Дахунур 94
Дитреу 99
Дугду 38
Дункельдык 70

Елет-озеро 107
Ессеи-134

Зардалек 109

Игалико 49
Илимаусак 19
Ильменские горы 86
Инагли 71
Ирису 69
Ишим 65

Кайзерштуль 152
Канганкунде 145
Кипава 48
Кия 34
Кия-Шалтырь 112
Ковдор 119
Кокшаровка 140
Коргередаба 40
Косью 129
Кызыл-Омпул 67

Лангезундфиорд 50
Лесная Варака 125
Ловозеро 24
Лос 47
Луэш 145

Маган 134
Магнет Ков 148
Марнуполь 80
Мбея 143
Москаль 31
Мрима 143
Мурун 73

Нижнесаянский 135
Норра-Чер 49

Одихинча 133
Озерная варака 126
Озерный 139
Ока 150
Олдойньо Ленгаи 146

Палабора 141
Пичехоль 94
Пога 45
Поко-да-Калдас 48
Покрово-Киреевский 30

Сайжа 114
Салланлатва 124
Сандык 66
Сахариок 80
Серроте 147
Сент-Илер 23
Сивамалаи 95
Сил-Лейк 24
Сокли 154
Спишкоч 146
Стьерней 115
Суртеке 34
Сынныр 73

Тамазерт 46
Татарка 36
Тежсар 64
Томтор 42
Тундулу 144
Турий мыс 128
Турпи 90

Фадью-Куда 41
Фен 154

Ходжа-Ачкан 91
Халибертон-Бенкрофт 99
Хибины 28

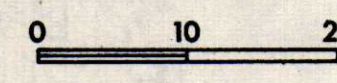
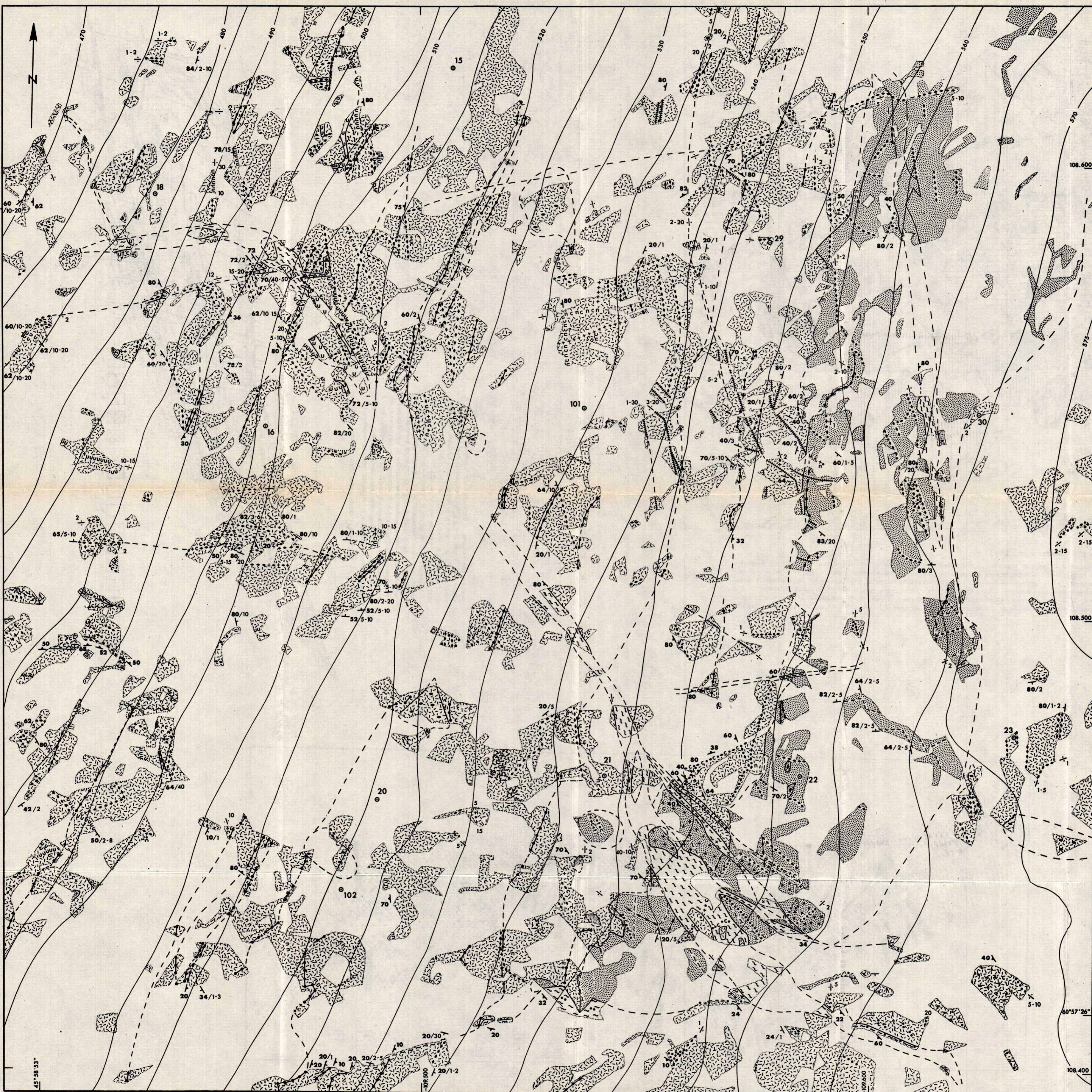
Чилва 144

Якупиранга 147

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3
Раздел первый	
ЩЕЛОЧНЫЕ МАССИВЫ И ИХ МЕСТОРОЖДЕНИЯ	
Введение (Е.И. Семенов)	4
Глава I. Массивы с эгириновыми нефелиновыми сиенитами и их месторождения (Е.И. Семенов)	19
Массивы (1-26)	19
Месторождения	50
Заключение	61
Глава II. Массивы с биотитовыми лейцит-нефелиновыми сиенитами и их месторождения (А.П. Хомяков)	64
Массивы (27-36)	64
Месторождения	75
Заключение	79
Глава III. Массивы с биотитовыми нефелиновыми сиенитами и их месторождения (Е.М. Еськова)	80
Массивы (37-51)	80
Месторождения	100
Заключение	106
Глава IV. Массивы с авгитовыми тералитами и их месторождения (Е.И. Семенов, Е.М. Еськова)	107
Массивы (52-58)	107
Месторождения	116
Заключение	118
Глава V. Массивы с диопсидовыми ийолитами и их месторождения (Ю.Л. Капустин)	119
Массивы (59-96)	119
Месторождения в гипербазитах	155
Месторождения в карбонатитах	158
Заключение	168
Раздел второй	
МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЩЕЛОЧНЫХ МАССИВОВ	
Введение	171
Глава I. Минералы щелочных пород (Е.И. Семенов)	180
Глава II. Химико-минералогический состав щелочных массивов (Е.И. Семенов)	204
Глава III. Парагенетические ассоциации минералов (Е.И. Семенов)	218
Распределение элементов между минералами	218
Условия минералообразования	227
Эволюция минералообразования	229
Литература	235
Алфавитный указатель массивов	247

1094

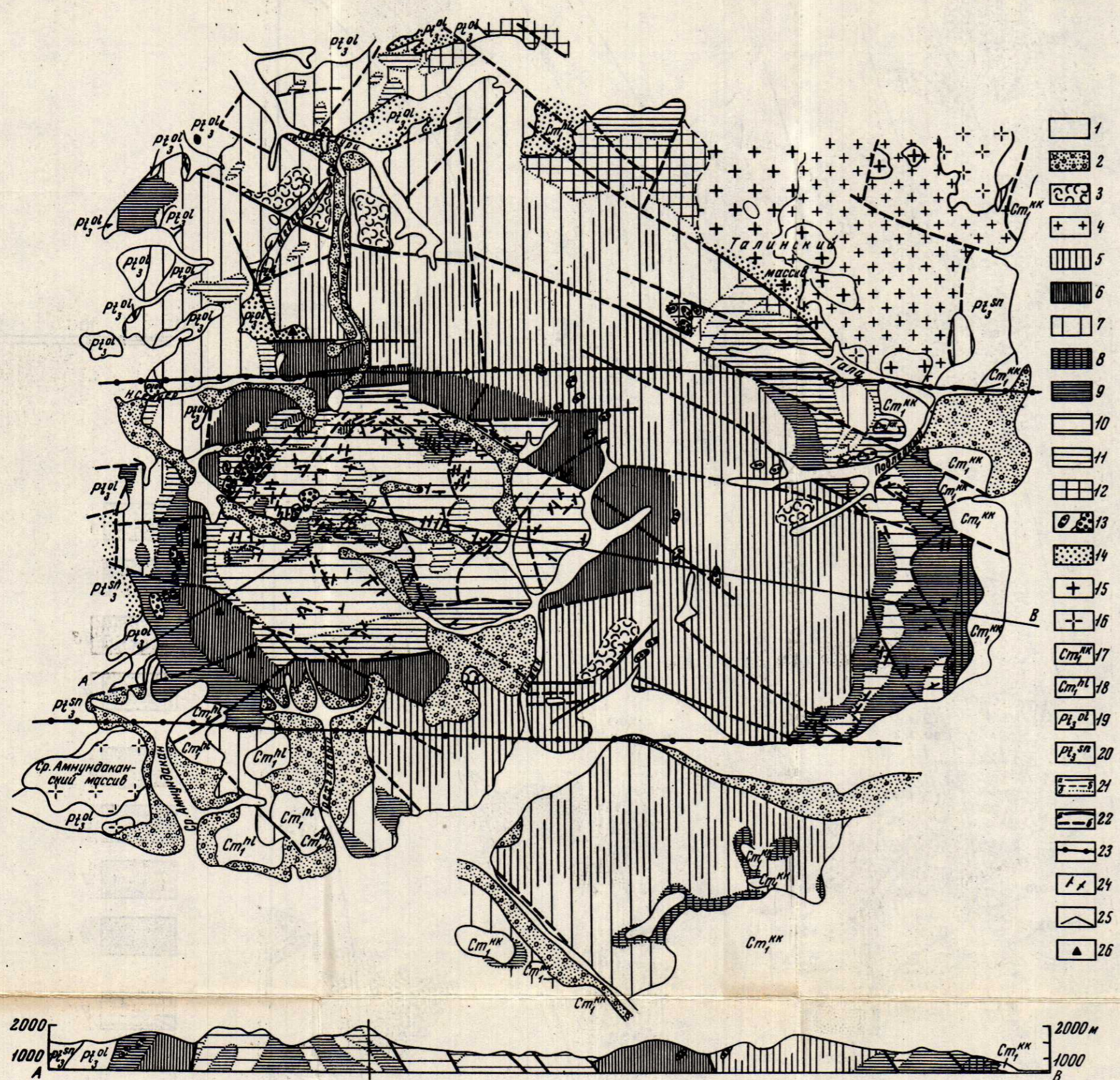


- 1
- 2
- 3
- 4
- 5
- 6
- 7
- 8
- 9
- 10
- 11
- 12
- 13
- 14
- 15
- 16
- 17
- 18
- 19
- 20
- 21
- 22
- 23
- 24
- 25
- 26
- 27
- 28
- 29

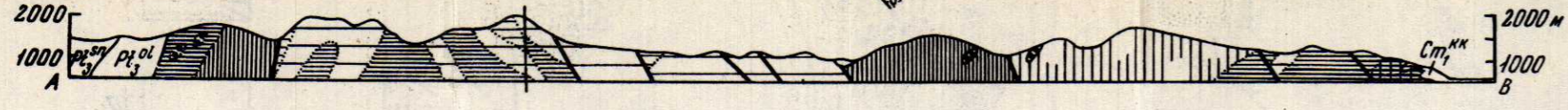
Фиг.14. Чкаловитовое месторождение Тазек (Engell a.o., 1971)

1 - науциты; 2 - лувритизированные науциты; 3 - альбитизированные науциты; 4 - анальцитизированные науциты; 5 - сиениты; 6 - лувритизированные сиениты; 7 - альбитизированные сиениты; 8 - анальцитизированные сиениты; 9 - арфведсонитовые лувриты (с науказитом); 10 - четвертичные осипы; 11 - эгириновые жилы; 12 - арфведсонитовые жилы; 13 - незональные эгирин-анальцит-

мюевые жилы; 14 - альбит; 15 - анальцит; 16 - натролит; 17 - содалит; 18 - усингитовые жилы; 19 - чкаловит; 20 - эвклидит и эпидидмит; 21 - тугтунит; 22 - зоны деформации; 23 - слоистость изверженных пород; 24 - пегматиты; 25 - простирание и падение слоистости изверженных пород; 26 - простирание, падение и мощность жил (см); 27 - тахиметрические пункты; 28 - границы установленные; 29 - границы предполагаемые



- 1
- 2
- 3
- 4
- 5
- 6
- 7
- 8
- 9
- 10
- 11
- 12
- 13
- 14
- 15
- 16
- Ст^м 17
- Ст^м 18
- Ст^м 19
- Ст^м 20
- 21
- 22
- 23
- 24
- 25
- 26

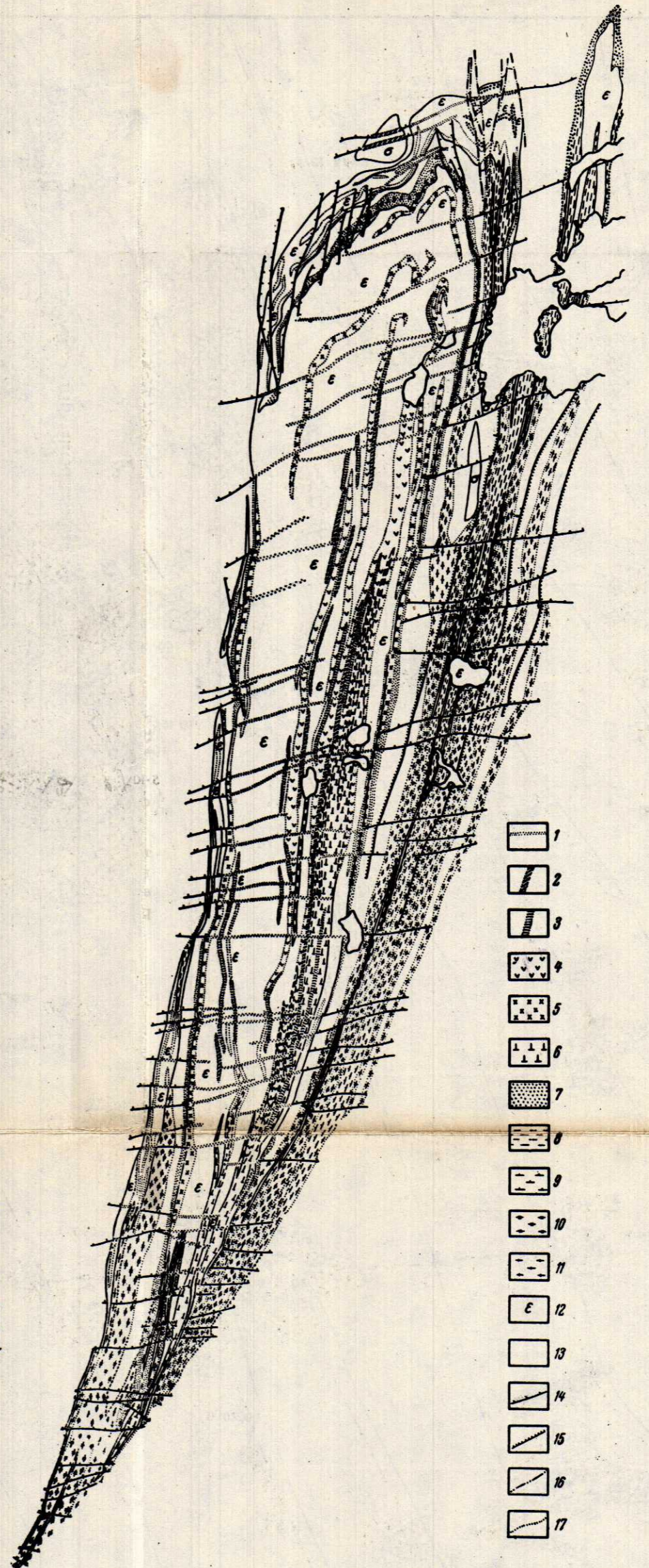


25. Сынйрский массив (Тихоненкова и др., 1971)

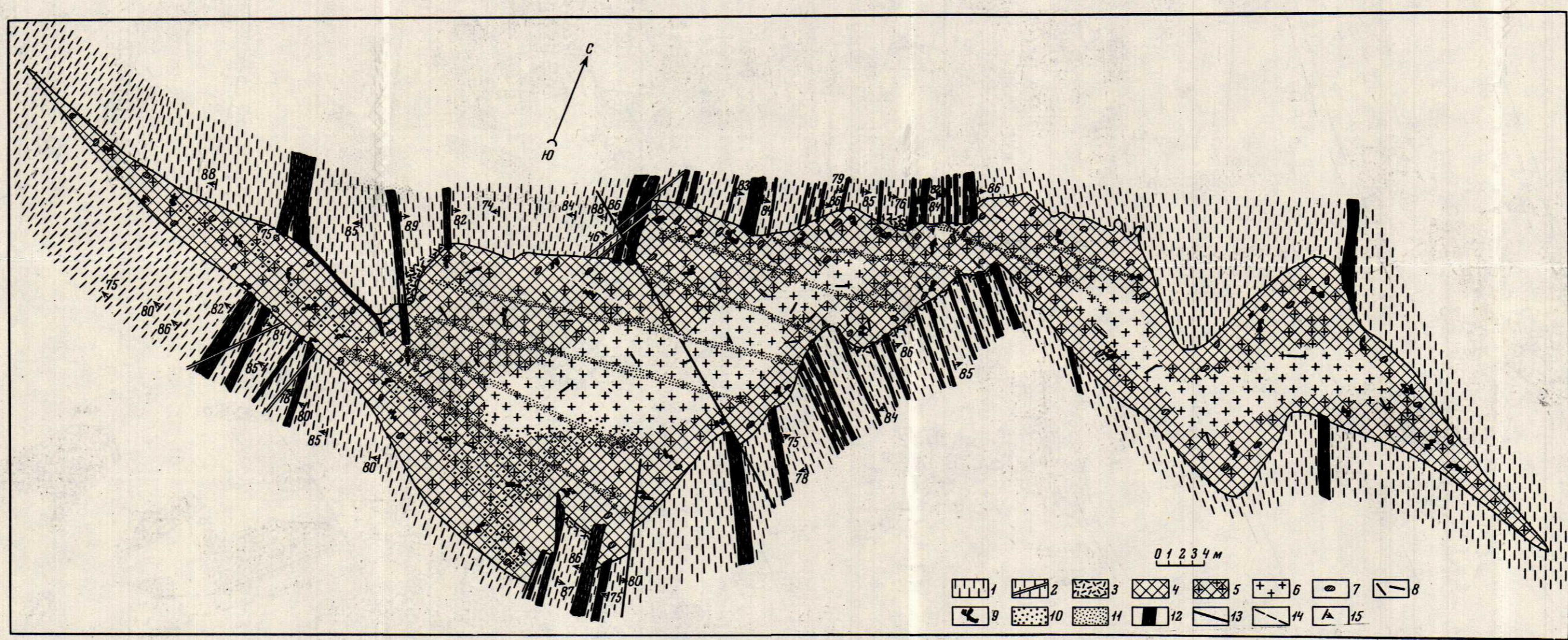
1-3 - четвертичные отложения; 4 - молодые граниты; 5,6 - нефелиновые, псевдолазит - нефелиновые и псевдолейцитовые слениты главной интрузивной фации; 7-12 - нефелиновые и щелочные слениты эндоконтактной фации; 13,14 - фениты и фенитизированные вмещающие породы; 15 - биотитовые граниты витимаканского комплекса; 16-20 - нижнекембрийские и верхнепротерозойские осадочно-метаморфические породы; 21 - геологические границы: а - прослеженные, б - предполагаемые, в - границы фациальных разностей; 22 - тектонические нарушения: а - прослеженные, б - отшлифованные; 23 - контуры субширотного сдвига; 24 - элементы залегания пород по трахитоидности; 25 - линия разреза; 26 - места находок щелочных эффузивов кровли

Фиг. 26. Вишневогорский массив (Романова, 1966)

1 - либегитовые слениты; 2 - биотит-кальцитовые породы с пироксеном и амфиболом; 3 - биотит-кальцитовые породы с пироксеном и амфиболом; 4 - пероксид-альбитовые миециты; 5 - альбитизированные породы и амфибиты; 6 - биотит-либегитовые и пироксен-либегитовые породы; 7 - либегитовые фениты; 8 - биотитовые фениты; 9 - амфиболовые миециты; 10 - амфиболовые миециты; 11 - слениты и валеры с биотитом; 12 - слениты и валеры с биотитом; 13 - кристаллические слениты; 14 - слениты и валеры с биотитом; 15 - слениты и валеры с биотитом; 16 - слениты и валеры с биотитом; 17 - границы разностей интрузивных, конглоидных и постмагматических пород



- 1
- 2
- 3
- 4
- 5
- 6
- 7
- 8
- 9
- 10
- 11
- 12
- 13
- 14
- 15
- 16
- 17



- 1
- 2
- 3
- 4
- 5
- 6
- 7
- 8
- 9
- 10
- 11
- 12
- 13
- 14
- 15

Фиг. 37. Пегматитовая жила Курочкина Лога Вишневых Гор (Еськова и др., 1964)

1 - миециты; 2 - дайки миецит-альбитов; 3 - эгиринизированные миециты на контакте с пегматитом; 4 - микроклиновая зона; 5 - микроклин-нефелиновая зона; 6 - нефелиновая зона; 7 - канкринит; 8 - эгирин; 9 - биотит; 10 - крупнозернистый таблитчатый альбит; 11 - мелкозернистый сахаровидный альбит; 12 - зоны карбонатизации; 13 - зоны нарушения; 14 - линии разрезов; 15 - элементы залегания