

И. А. ЛЬВОВА

Месторождения
вермикулита
СССР

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР
ВСЕСОЮЗНЫЙ ОРДЕНА ЛЕНИНА НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ (ВСЕГЕИ)

Труды

Том 216

п 4

И. А. ЛЬВОВА

Месторождения вермикулита СССР

(Формационные типы
и закономерности размещения)



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА»
ЛЕНИНГРАДСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ЛЕНИНГРАД · 1974



Львова И. А. Месторождения вермикулита СССР. (Формационные типы и закономерности размещения). Л., «Недра», 1974. 231 с. (Труды Всесоюз. ордена Ленина науч.-исслед. геол. ин-та, т. 216).

В книге приведена геологическая характеристика нового перспективного вида минерального сырья — вермикулита. В ней обобщены результаты изучения автором большинства известных отечественных месторождений, а также просуммированы все доступные материалы по другим месторождениям, включая зарубежные.

На основании анализа структурно-вещественных признаков типичных месторождений вермикулита выделены и охарактеризованы формации вермикулит-гидрофлогопитовых и гидробиотитовых руд. Дано описание главнейших вермикулитовых провинций, приуроченных к различным структурам земной коры — складчатым областям, щитам, срединным массивам, со свойственными им ассоциациями формационных типов месторождений.

С учетом экзогенных и эндогенных факторов контроля выявлены региональные и локальные закономерности размещения вермикулитовых месторождений, для каждого формационного типа рассмотрены возможности и условия формирования крупных скоплений высококачественного вермикулитового сырья. Показана зависимость этих параметров от содержания двухвалентного железа и фтора в исходных слюдах.

В заключение охарактеризовано состояние минерально-сырьевой базы страны, произведена прогнозная оценка на вермикулит отдельных регионов и даны практические рекомендации для проведения поисковых работ.

В связи с комплексным характером многих месторождений вермикулита, концентрирующих также флогопит, апатит, железо, редкие элементы, приводимые в книге материалы и обобщения могут быть полезны широкому кругу специалистов по полезным ископаемым.

Таблиц 22, иллюстраций 58, список литературы — 200 назв.

Введение

Вермикулит — один из новых в нашей стране видов минерального сырья, которому суждено в недалеком будущем занять важное место в развитии народного хозяйства. Опыт зарубежных стран, использующих вермикулит с начала текущего столетия, показывает, что он благодаря своим ценным звуко-, теплоизоляционным и огнезащитным свойствам и необычайной легкости, приобретаемым при нагревании, находит широкое применение в ряде отраслей тяжелой и легкой промышленности, строительстве, сельском хозяйстве, садоводстве и декоративном цветоводстве (табл. 1).

Применение вермикулита в СССР началось с 1948 г. на базе единственного известного тогда Булдынского месторождения. Сырье перерабатывалось Московским комбинатом термоизделий, выпускавшим в течение 8 лет асбовермикулитовые плиты для судостроительной промышленности. Плиты эти были также широко использованы при строительстве Дворца культуры в Варшаве и стадиона в Лужниках.

Вермикулит открытого в 1954 г. Ковдорского месторождения выдержал успешные испытания при теплоизоляции газовых турбин. В настоящее время ковдорский вермикулит широко используется в жилищном строительстве Мурманской области для засыпки полов, потолочных перекрытий и стенных перегородок.

С применением вермикулита Ковдорского и Булдынского месторождений на Челябинском заводе крупнопанельного домостроения изготовлены вермикулитобетоны для стеновых панелей выстроенных затем сорока 80-квартирных домов. Стоимость 1 м² такого дома оказалась на 5 руб. ниже, чем обычного [84].

За последние 20 лет в разных районах нашей страны открыто и разведано около 30 месторождений вермикулита, составивших крупную сырьевую базу, которая может служить основой для развития новой вермикулитовой промышленности.

В настоящее время в связи с выполнением девятого пятилетнего плана развития народного хозяйства наиболее перспективной областью применения вермикулита является строительство. Как показывают проведенные в этой области экспериментальные исследования, вермикулит большинства отечественных месторождений может быть использован для производства теплоизоляцион-

Таблица 1
Области применения вермикулита

Отрасль народного хозяйства	Функции, выполняемые вермикулитом
Промышленность (производство оборудования)	Легкая тепловая и звуковая изоляция различных агрегатов, газовых турбин, мартеновских печей, вагонов, кабин самолетов, судов, студий, защитных приспособлений, связанных с расщеплением атомов и т. д. Огнеупорная изоляция в виде вермикулito-асбобитумных плит (для огнезащитных поясов в холодильниках) и вермикулito-бентонито-каолинитовых композиций, выдерживающих температуру более 1100°С.
Строительство	Наполнитель каркасов зданий, позволяющий уменьшить расход и вес стальных конструкций. Наполнитель огнестойких и легких штукатурок и бетонов. Упругосжатая засыпка при изготовлении стеновых панелей, покрытий, полов, перегородок, карнизных плит и других строительных деталей, одновременно обладающих звуко-, теплоизоляционными и декоративными свойствами. Наполнитель легковесного кирпича в шахтном строительстве. Теплоизоляция и звуковая изоляция в домах.
Автомобильная, нефтяная и литейная промышленность	Заменитель графита, не поддающийся истиранию, для охлаждения и смазки трущихся деталей машин, станков, литейных форм. Тепловая изоляция при изготовлении стальных и алюминиевых отливок.
Химия	Адсорбент в установках для улавливания ядовитых газов и дыма, для очистки промышленных вод. Составная часть ядовитых дорогостоящих опрыскивателей, сокращающая их расход и удлиняющая срок действия. Катализатор в нефтеочистительных процессах. Наполнитель кислотостойких композиций, резины, пластмасс, некоторых гербицидов.
Лакокрасочная промышленность	Добавка при изготовлении золотистых и бронзовых типографических красок, красок для набивки обоев, лаков, чернил, туши.
Производство вермикулito-керамики и фарфора	Получение изделий, по своей жаростойкости и звукопоглощающей способности превосходящих обычные.
Сельское хозяйство, декоративное кустарничество, цветоводство, выращивание лекарственных и ароматических растений	Среда для выращивания овощей гидропонным способом в открытых грунтах, удобрение в питомниках и садоводствах, среда для проращивания семян, хранения и транспортировки растений. Добавка в почву для улучшения ее структуры и других физических свойств: тепловых, аэрационных, водопоглощающих. Введение в состав комплексных минеральных удобрений для устранения их слеживающей способности.
Дренажные работы	Производство вермикулитобетонов, обладающих свойствами адсорбентов.

ных, конструктивно-теплоизоляционных, акустических, огнезащитных и кровельных строительных материалов и изделий. Эти материалы и изделия по своим тепло- и звукоизоляционным свойствам не уступают, а по огнестойкости и декоративности превосходят таковые, изготовленные на основе лучших пористых заполнителей. Кроме того, введение вермикулита и вместе с ним песка в состав строительных растворов позволяет сократить в них на 30—40% количество цемента, уменьшить в 2—3 раза усадку изделий и уделить их стоимость [103]. В свете этих данных становится очевидным, что применение вермикулита содержащих строительных материалов в запланированном на текущую пятилетку жилищном строительстве (565—575 млн. м²) даст наибольший экономический эффект как в отношении повышения качества сооружений, так и в экономии денежных средств. В соответствии с этим постановление Госкомитета по науке и технике СССР предусматривает увеличение годового производства вспученного вермикулита с 50—70 тыс. м³, выпускаемых сейчас, до 340 тыс. м³ в 1975 г. и до 500 тыс. м³ в 1980 г.

Наряду со строительством отечественная промышленность сейчас использует вермикулит в составе асбовермикулитовых изделий, выпускаемых как для судостроительной, так и для холодильной и теплоэнергетической промышленности.

Для большинства видов технических и строительных изделий требуется вермикулит с определенными свойствами, отраженными в последнем варианте ГОСТ 12865—67 для марок 100, 150 и 200, цифровые значения которых соответствуют величинам насыпного объемного веса вспученного вермикулита (кг/м³) с размерами чешуек в основном больше 0,6—1,0 мм [15]. Однако, как показывают опыты, проведенные в производственных условиях, для ряда строительных целей (в засыпных конструкциях и в производстве теплоизоляционных изделий) оказывается годным и более мелкий вермикулит с объемным весом от 250 до 450 кг/м³ и даже необогащенная вермикулитовая руда с содержанием 40—45% вермикулита, имеющая объемный вес от 600 до 850 кг/м³. Вермикулит мелких фракций применяется также в литейном производстве и металлургии, способствуя большей продолжительности затвердевания расплава и увеличивая тем самым выход качественных изделий [76]. Пылевидный вермикулит фракции менее 0,15 мм может использоваться для изготовления пластмасс, обладающих высокими электроизоляционными свойствами [68].

По своим техническим свойствам близки или аналогичны типичному вермикулиту и неполно вермикулитизированные слюды — гидрофлогопиты и гидробиотиты. Поэтому термины «вермикулит» и «вермикулитовая руда» в практике в равной мере применяются к тем и другим минералам и рудам.

В настоящее время вермикулит в нашей стране добывается только из богатых руд двух месторождений: Ковдорского и Потанинского. Технико-экономические расчеты показывают, что про-

изводительной мощностью рудников этих месторождений нужды отечественной промышленности могут быть обеспечены только на предстоящие 5—8 лет. В связи с этим первоочередной задачей геологов, занимающихся вермикулитом, на ближайшие годы является как доразведка и подготовка к эксплуатации экономически рентабельных месторождений из числа известных с высоким содержанием вермикулита, так и дальнейшее изучение условий их образования, особенностей строения и закономерностей размещения для выявления новых месторождений и перспективных площадей. Этой цели подчинена и настоящая монография. В ней суммированы как результаты изучения автором большинства отечественных месторождений вермикулита с учетом данных геологоразведочных и эксплуатационных работ, так и весь доступный опубликованный материал по другим известным, в том числе и зарубежным, месторождениям.

Тематические исследования по изучению вермикулитовых месторождений, начатые автором в 1959 г., проводились совместно с доктором геолого-минералогических наук П. П. Боровиковым, который на протяжении многих лет был куратором по слюде Министерства геологии СССР и руководителем этих работ во ВСЕГЕИ. Участие в исследованиях по вермикулиту П. П. Боровикова, необычайного энтузиаста и популяризатора этого вида минерального сырья, активно содействовавшего выявлению, разведке и изучению новых месторождений, способствовало широкому охвату материала практически по всем отечественным месторождениям. Материалы П. П. Боровикова, особенно по оценке минерально-сырьевой базы страны на вермикулит, широко использованы автором при составлении настоящей монографии.

Большая помощь в исследованиях была оказана автору кандидатом геолого-минералогических наук Ю. С. Дьяконовым, разработавшим применительно к гидратированным магнезиально-железистым слюдам методику количественно-рентгенографической оценки степени их гидратации. Использование этой методики при изучении вещественного состава вермикулитовых руд позволяет судить о качестве сырья различных месторождений и дает в руки исследователей надежный критерий при прогнозировании и поисках новых месторождений с определенными качественными параметрами. Постоянную поддержку в процессе своей работы автор получала на протяжении многих лет со стороны геологов территориальных геологических управлений и трестов: Л. П. Гоголя (трест Артемгеология), В. Ф. Антонова (Уральское геологическое управление) и других.

При подготовке рукописи к печати ценные советы и деловые замечания были сделаны автору доктором геолого-минералогических наук В. И. Терновым.

Всем перечисленным товарищам автор выражает глубокую признательность и искреннюю благодарность.

Формационные типы месторождений вермикулита

Вермикулитовые руды представляют собой сложные геологические образования, обязанные своим происхождением благоприятному сочетанию эндогенных факторов, обуславливающих формирование крупных скоплений магнезиально-железистых слюд, и экзогенных процессов, приводящих к их гидратации и превращению в вермикулит. Другими словами, все месторождения вермикулита связаны генетически с корами выветривания обогащенных слюдой пород. Это, в общем случайное совмещение на одном объекте столь разнородных геологических процессов является одной из главных причин большого разнообразия химического и минерального состава вермикулитовых руд, а также физико-химических и технических свойств и, следовательно, качества самого вермикулита.

Различные по перечисленным признакам месторождения вермикулита образуются за счет пород самого разного возраста и встречаются в разнотипных по структурно-геологическим особенностям регионах и их зонах. В связи с этим для прогнозирования и поисков вермикулитовых руд с заданными качественными и количественными параметрами насущной является необходимость их классификации на основе наиболее характерных, определяющих эти параметры признаков, связывающих, кроме того, определенные типы месторождений с определенной геологической обстановкой.

Анализ результатов изучения как отечественных, так и зарубежных месторождений вермикулита свидетельствует о том, что, несмотря на гипергенное происхождение полезного компонента (вермикулита и гидрофлогопита-гидробиотита), ведущая роль в формировании его рудных концентраций принадлежит эндогенным процессам. Это подтверждается, в частности, тем, что при одинаковой степени и характере выветривания слюдоносных, малослюдистых или бесслюдистых пород месторождения вермикулита образуются только в первом случае. Локализация же обогащенных слюдой участков пород, потенциально благоприятных для формирования вермикулитовых руд, подчиняется закономерностям проявления эндогенных процессов, знание которых поэтому совершенно необходимо при прогнозных оценках.

Подчиненное значение факторы гипергенеза имеют и для целей классификации вермикулитовых месторождений, поскольку они довольно однообразно проявлены на всех месторождениях, хотя многие из этих месторождений сильно различаются по самым разным признакам. Все концентрации вермикулита приурочены к средним зонам кор выветривания сиаллитных геохимических типов, являющихся результатом каолинового выветривания. Продукты латеритного выветривания лишены скоплений гидратированных слюд. Мощность коры, естественно, влияет на запасы вермикулита на месторождениях, однако эти запасы не в меньшей мере зависят и от концентрации слюды в породах, на которых эта кора сформирована. К тому же степень вермикулитизации и свойства образующегося полезного ископаемого определяются, как нами установлено и подробнее рассматривается ниже, не только и даже не столько характером и интенсивностью выветривания, сколько особенностями химизма исходных слюд, зависящими в свою очередь от состава пород субстрата и растворов, вызывающих ослаждение. Как показывают исследования, состав этих растворов находит отражение в составе кислых и щелочных пород, с которыми они генетически связаны.

Изложенные выше соображения и привели к выбору именно эндогенных признаков в качестве основы для формационного расчленения месторождений вермикулитовых руд. Главным из этих признаков, как можно заключить из сказанного, является формационная принадлежность исходных при формировании слюд меланократовых пород, геологические особенности и состав которых обусловливают многие черты вермикулитовых месторождений, а структурное положение в значительной мере контролирует размещение последних. В качестве вспомогательного критерия при классификации этих месторождений используется состав и формационное положение щелочных и кислых пород, формирование которых сопровождается ослаждением пород субстрата.

На основании первого из этих признаков все известные месторождения объединены в четыре крупные группы (табл. 2). К первой из них отнесены месторождения с вермикулитовыми рудами, сформировавшимися в коре выветривания массивов ультраосновных щелочных с карбонатами и основных щелочных (калиевых) комплексов платформенного и субплатформенного типа, где образование исходных слюд явилось одним из результатов развития единого эволюционного процесса магматической дифференциации и сопутствовавшего ей метасоматоза. Все месторождения этой группы имеют сходное геолого-структурное положение, обусловленное положением вмещающих их магматических комплексов. Более дробное, собственно формационное разделение месторождений опирается главным образом на различия в составе меланократовых членов этих комплексов, относящихся к двум различным магматическим формациям. В непосредственной зависимости от этого признака, как видно из табл. 2, находится состав исходных

слюд, а следовательно, и качество образующихся при их выветривании вермикулитовых руд. Такое расчленение позволяет, кроме того, уточнить некоторые из региональных закономерностей размещения месторождений этой группы, а также охарактеризовать достаточно специфичные для каждого из выделенных типов месторождений локальные закономерности.

В известной мере аналогами месторождений рассмотренной группы, характерными, однако, для складчатых областей, являются месторождения второй формационной группы. Они приурочены к корам выветривания гипербазитов и базитов формаций геосинклинальных стадий развития. Большинство из этих интрузий не сопровождается, как известно, обогащенными калием дифференциатами. Ослаждение их бывает связано со значительно более поздними гранитоидами (и, возможно, щелочными породами) иной формационной принадлежности, образовавшимися как магматическим путем, так и при процессах ультратаморфизма.

Поскольку ультрабазиты и базиты, с одной стороны, и граниты, с другой — приурочены в общем к разнотипным и разновозрастным структурам, их пространственное совмещение носит в известной мере случайный характер. Однако анализ имеющихся фактических данных позволяет наметить характерные «узлы» (в пределах складчатых областей), которые наиболее благоприятны для такого совмещения и, следовательно, для локализации месторождений рассматриваемой группы формаций.

Как и в первой группе, выделение отдельных формационных типов вермикулитовых руд обусловлено здесь составом материнских пород, связанным с их формационной принадлежностью. Уменьшение основности этих пород сопровождается (также аналогично с месторождениями первой группы) увеличением железистости слюд и в связи с этим ухудшением качества продуктов их гидратации. В слюдах некоторых месторождений этой группы, пространственно ассоциирующих с поздне- или посторогенными флюоритоносными гранитами, отмечается повышенное содержание фтора, отрицательно влияющего на степень их вермикулитизации.

На месторождениях третьей формационной группы слюдоносными являются разнородные метаморфические и метасоматические образования, характерная особенность которых заключается в сочетании магнезиальных карбонатных и алюмосиликатных пород. Выделенные здесь два формационных типа вермикулитовых месторождений существенным образом различаются между собой: первый из них связан с корами выветривания слюдоносных магнезиальных скарнов, второй приурочен к своеобразным диопсидовым породам Алдана и Слюдянки. Последние также заметно различаются между собой по условиям локализации слюдоносных пород, но имеют много общих черт, в том числе близкие минеральные парагенезисы и состав слюд.

Наиболее специфическими и весьма интересными как в научном, так и в практическом отношении являются месторождения

Таблица 2
Характеристика формационных типов месторождений вермикулита

Главные признаки формационных типов вермикулитовых месторождений	Группы рудных формаций				
	Формационные типы месторождений вермикулита				
	1. Вермикулит-гидрофлогопитовая в комплексах ультраосновных щелочных пород и карбонатитов	2. Гидробиотитовый в комплексах щелочных габброндов калиевого ряда, щелочных и нефелиновых сиенитов	3. Вермикулит-гидрофлогопитовый в дунит-тагицбургитовых комплексах	4. Гидробиотитовый в дунит-пироксенит-габбровых комплексах	
Структурно-геологическая позиция месторождений	Зоны глубинных разломов на щитах, платформах, в срединных массивах и в стабилизированных складчатых областях		Зоны глубинных разломов в стабилизированных складчатых областях	Зоны глубинных разломов в эвгесинклинальных частях складчатых областей (антеклинические поднятия и пограничные районы)	Зоны пограничных разломов в складчатых областях; участки их пересечения с секущими разломами в древних стабилизированных областях (на щитах)
Парагенезисы первичных слюд (исходных для образования вермикулита)	Оlivин — диопсид — флогопит Керситит — флогопит Диопсид — апатит — гранат — флогопит (биотит)* Хромдиопсид — ортоклаз — (амфибол — апатит) — флогопит	Альбит — роговая обманка — биотит	Амфибол — плагиоклаз — (щелочная полевая шпат) — флогопит Тальк — хлорит — актинолит — флогопит	Плагиоклаз — роговая обманка — сфеен — биотит (флогопит)	
Локализация слюдяной минерализации	Кольцевые зоны вдоль контактов ультраосновных и щелочных пород, рассеянная вкрапленность и гнезда в линейных телах пироксенитов	Рассеянная вкрапленность и гнезда в щелочных габброндах	Жилы и околопегматитовые оторочки в серпентинитах; рассеянная вкрапленность и гнезда в пироксенитах	Рассеянная вкрапленность, гнезда и линзы в зонах вторичного рассланцевания габброндов	
Типы кор выветривания, перспективных на вермикулит	Сиаллитные коры выветривания, площадные и линейные, развитые на меланократовых слюдами, имеющими невысокое содержание F (не более 1%) и Fe ²⁺ (не более 15% FeO) слюдосодержащих породах со				
Парагенезисы вторичных слюд	Сингулит — гидрохлорит — сапонит (каолинит) — монтмориллонит — гидрофлогопит — вермикулит	Монтмориллонит — гидробиотит	Каолинит — монтмориллонит — нонtronит — гидрофлогопит — вермикулит	Каолинит — монтмориллонит — нонtronит — гидробиотит — вермикулит	
Продуктивные на вермикулите зоны в коре выветривания	Вермикулитовая, гидрофлогопитовая	Гидробиотитовая	Вермикулитовая, гидрофлогопитовая	Гидробиотитовая	
Особенности химизма первичных слюд, обуславливающие степень их гидратации	$f_{\text{общ}} = 9 \div 13$, до 25%, $F = 0 \div 0,9\%$; $f_{\text{общ}} = 25 \div 38\%$, $F = 0 \div 1,78\%$; $f_{\text{общ}} = 17 \div 40$, до 53%, $F = 0 \div 0,3\%$	$f_{\text{общ}} > 35\%$, $F = 0,3\%$	$f_{\text{общ}} = 10 \div 36\%$, $F = 0 \div 0,2\%$, иногда до 3,6%	$f_{\text{общ}} = 29 \div 44\%$, $F = 0 \div 0,7\%$, $\text{FeO} = 13 \div 15\%$	
Степень гидратации слюд (содержание вермикулитовых слоев, %)	100**, 50—30, 30, 10,5	100, 50—30	100, 50, 50—30, 30, 20, 15, 10, 5	100, 50—30, 5—10, 5	
Объемный вес вермикулита, кг/м ³	70—200, (200—400)	75—200 200—460	90—200, (350)	300—450	
Среднее содержание вермикулита в руде, %	7—16, (35—40)*	8—13	50—65, (10—15)	20—25	
Масштабы месторождений	Крупные и средние	Средние	Мелкие, средние, крупные	Средние и крупные	
Примеры месторождений	Ковдорское, Вуорнярви, Африканда (Кольский п-ов); Имаги (Алдан); Кокшаровское (Приморье); Барчийское и др. (Сев. Казахстан); Либби (США); Лулекон (ЮАР)	Кулантау, Ирису и др. (Южн. Казахстан)	Булдыкское (Урал); Карагаское (Мугоджары); Андреевское (Зап. Приазовье); Караганское (Вост. Саян); Дей Бук и др. (США); Чатра и др. (Индия); Юнг Рива (Австралия)	Субутакское (Южн. Урал); Каменные Могилы (Зап. Приазовье); м-ния Центр. Техаса (США)	

* В скобках даны минералы и числовые характеристики, имеющие второстепенное значение.

** Выделены преобладающие разновидности гидратированных слюд.

Продолжение табл. 2

Главные признаки формационных типов вермикулитовых месторождений	Группы рудных формаций				
	В. Вермикулит-гидрофлогопитовая в комплексах магнезиальных карбонатных и алюмосиликатных пород, ассоциирующих с аляскитовыми гранитами		Г. Гидробиотитовая в гнейсово-амфиболитовых и гнейсово-сланцевых комплексах		
Формационные типы месторождений вермикулита					
	5. Вермикулит-гидрофлогопитовый в магнезиальных скарнах	6. Гидрофлогопитовый в комплексах магнезиальных карбонатных и алюмосиликатных пород	7. Гидробиотитовый в гранитизированных гнейсово-амфиболитовых комплексах	8. Гидробиотитовый в сиенитизированных гнейсово-амфиболитовых комплексах	9. Гидробиотитовый в меланократовых биотитовых гнейсах и сланцах
Структурно-геологическая позиция месторождений	Синклинальные зоны в складчатых областях	Шиты и внутригосинклинальные поднятия в древних складчатых областях	Шиты, срединные массивы и антиклинальные стей Антиклинальные поднятия и пограничные с ними участки	Зона интенсивных дислокаций и сжатия в антиклинопорном поднятии	Межкупольные синклинальные зоны в пределах поднятий
Парагенезисы первичных слюд (исходных для образования вермикулита)	Шпинель — диопсид — (роговая обманка) — флогопит	Скалолит — диопсид — (амфибол) — флогопит Апатит — кальцит — диопсид — флогопит	Плагиоклаз — роговая обманка — кварц — биотит	Пироксен — щелочной полевой шпат — нефелин — сфеен — кальцит — биотит	Гранат — ставролит — кварц — олигоклаз — биотит
Локализация слюдяной минерализации	Внешние зоны магнезиальных эндоскарнов	Жилы и метасоматические тела в алюмосиликатных породах, особенно в магнезиальных алюмосиликатных	Протяженные пластообразные зоны существенно биотитовых пород, чередующихся с меланократовыми (амфиболовыми или пироксеновыми) и лейкократовыми породами (гранито- или сиенито-гнейсами)	Протяженные пласти меланократовых биотитовых гнейсов и сланцев, чередующиеся с более лейкократовыми	
Типы кор выветривания, перспективных на вермикулит	Сиаллитные коры выветривания, площадные и линейные, развитые на меланократовых слюдосодержащих породах со слюдами, имеющими невысокое содержание F (не более 1%) и Fe ²⁺ (не более 15% FeO)				
Парагенезисы вторичных слюд	Гидрофлогопит — вермикулит	Гидрофлогопит — вермикулит	Каолинит — гидробиотит — вермикулит	Каолинит — монтмориллонит — гидробиотит — вермикулит	Каолинит — гидробиотит — вермикулит
Продуктивные на вермикулите зоны в коре выветривания	Вермикулитовая, гидрофлогопитовая	Гидрофлогопитовая	Гидробиотитовая		
Особенности химизма первичных слюд, обуславливающие степень их гидратации	$f_{\text{общ}} = 6 \div 14\%$, $F = 0 \div 0,17\%$	$f_{\text{общ}} = 3 \div 19\%$, $F = 0,03 \div 6,8\%$	$f_{\text{общ}} = 20 \div 70\%$, $F = 0,33 \div 0,53\%$, $\text{FeO} = 9 \div 16$, до 20%	$f_{\text{общ}} = 50 \div 60\%$, $F = 0 \div 0,7\%$, $\text{FeO} < 10$, реже 15%	$f_{\text{общ}} = 40 \div 55$, до 77%, $F = 0 \div 1,2\%$, $\text{FeO} = 12 \div 27$, чаще 15—20%
Степень гидратации слюд содержание вермикулитовых слоев, %)	100, 50	10, 20, 30—50, (100)	Нет данных	5, 10, 30, 50, (100)	5, 20, (100)
Объемный вес вермикулита, кг/м ³	70—1000 (без обогащения)	60—400	200—600 (без обогащения)	90—380	110—450, до 840
Среднее содержание вермикулита в руде, %	10—15	3—10, до 18	25—70	25—30	25—40
Масштабы месторождений	Средние	Мелкие и средние	Крупные и средние	Крупные	Крупные и средние
Примеры месторождений	Размановское (Вост. Саян)	Слюдянка; Стенливиль (Канада); Ситарампур (Индия); Пхосу и др. (КНДР)	Тебинское (Зап. Сибирь); Лесозаводское и др. (Приморье); Манзинка (Финляндия); Кинайки (Африка); Кванчхон (КНДР)	Потанинское (Средн. Урал)	Родионовское (Зап. Приазовье); Татьяновское (Приморье) и др.; Прохладное и др. (ЧССР)

четвертой формационной группы. Они локализуются в корах выветривания метаморфических гнейсово-амфиболитовых и гнейсово-сланцевых комплексов, широко распространенных во многих регионах. Последнее обстоятельство обеспечивает широкие перспективы поисков месторождений такого типа. Ограничивающим условием является в основном невысокое качество вермикулитовых руд, образующихся за счет пород с довольно железистыми биотитами. Однако, как показали эксперименты, применение таких руд (иногда даже без обогащения) в строительстве экономически целесообразно. К тому же руды некоторых месторождений этой группы имеют достаточно высокое качество.

При формационном расчленении месторождений последней группы учитывались интенсивность и характер процессов ультраметаморфизма, находящие отражение в масштабах проявления и в составе его продуктов — гранитов или сиенитов.

Как следует из табл. 2 и приведенных выше кратких пояснений к ней, месторождения каждого формационного типа характеризуются специфическими чертами структурно-геологического положения, приуроченностью к определенным формационным типам изверженных и метаморфических пород, особенностями минеральных парагенезисов первичных и отчасти вторичных слюд, составом и качеством вермикулитовых руд, а также их запасами. Все это с учетом имеющихся, хотя и разноречивых, определений понятий о рудных формациях [14, 49, 53, 58, 91, 115] дает известные основания рассматривать предложенные классификационные единицы в качестве формационных типов. Следует при этом отметить, что используемая в работе классификация относится не только к вермикулитовым месторождениям; некоторые из формационных типов, а именно 1, 5 и 6, являются одновременно и флогопитовыми.

Таким образом, в основу выделения формационных типов вермикулитовых месторождений положены вещественно-структурные признаки и в соответствии с ними под рудной формацией понимается естественная ассоциация минеральных парагенезисов с определенным видом структурных связей, в которой те или иные компоненты содержатся в промышленном количестве. Очевидно, что рудная формация является одной из разновидностей геологической формации. Вместе с тем специфика ее, не позволяющая проводить полную аналогию, например, с магматической или метаморфической формацией, заключается, в частности, в том, что один из главных ее признаков — промышленное содержание полезного компонента — не является собственно геологическим.

В соответствии с изложенным выше при выделении формационных типов вермикулитовых месторождений, их характеристике и описании вермикулитовых провинций соблюдена определенная соподчиненность признаков. Как уже отмечалось, связь месторождений отдельных формационных групп с теми или иными магматическими и метаморфическими формациями обуславливает их наиболее общую структурную позицию: приуроченность к щитам,

платформам, складчатым областям, срединным массивам, а в их пределах — к зонам глубинных разломов или крупным пликативным структурам и т. д. На основании этих признаков устанавливаются достаточно определенные региональные закономерности размещения месторождений различных формационных типов. С другой стороны, месторождения каждого формационного типа в пределах этих групп, отличаясь от других особенностями вещественного состава (иными парагенетическими ассоциациями минералов), характеризуются и своеобразным структурным положением в пределах конкретных магматических и метаморфических комплексов и массивов, различной формой рудных зон и тел, специфическим распределением в них полезных компонентов и т. д. Большая часть этих особенностей отражается на закономерностях размещения локального порядка, хотя, несомненно, часть из них имеет и региональное значение.

Выявленные в ходе рассмотрения формационных типов месторождений и вермикулитовых провинций региональные и локальные закономерности размещения вермикулитовых месторождений подтверждают, как нам представляется, правильность общих принципов классификации. Последняя, безусловно, далека от совершенства, а имеющиеся трудности и неясности при определении формационного положения отдельных месторождений свидетельствуют о необходимости продолжения работы по ее улучшению.

Группа А. Вермикулит-гидрофлогопитовые и гидробиотитовые формации в комплексах ультраосновных щелочных пород и карбонатитов и калиевых основных щелочных пород

В группе рассматриваются месторождения двух формационных типов, которые связаны с вполне самостоятельными геологическими комплексами (формациями), имеющими, однако, известную близость в ассоциациях и последовательности формирования пород, сходство в их геолого-структурной позиции и нередко отмечаемую пространственную, а иногда, возможно, и генетическую общность входящих в их состав интрузивных образований.

Формационный тип 1 — вермикулит-гидрофлогопитовый в комплексах ультраосновных щелочных пород и карбонатитов. Месторождения вермикулит-гидрофлогопитовой формации, связанные с комплексами ультраосновных щелочных пород и карбонатитов, приурочены к корам выветривания обогащенных слюдой пород, возникших при метасоматическом преобразовании главным образом оливинитов, дунитов и пироксенитов. Эти комплексы образуют своеобразную магматическую формацию платформенного типа [12, 41, 118], проявляющуюся в виде центральных кольцевых, реже линейных интрузий в зонах глубинных разломов, имеющих развитие в тектонически стабилизированных участках земной коры (на щитах, платформах, в срединных массивах и областях

завершенной складчатости). Образования этой магматической формации известны от докембрая и до настоящего времени.

Среди пород этой формации самыми ранними являются ультраосновные породы (оливиниты, дуниты, пироксениты), более поздними — щелочные (якупирангиты, мельтейгиты, ийолиты, различные сиениты, шонкиниты и другие щелочные габброиды) и карбонатиты, а также породы дайковой серии и пегматиты преимущественно щелочного состава. С формированием щелочных пород и карбонатитов связано широкое развитие метасоматических процессов: нефелинизации, мелилитизации, флогопитизации и карбонатизации в породах ранних интрузивных фаз и фенитизации в экзоконтактовых ореолах массивов. Этими процессами обусловлено появление разнообразной и весьма специфической рудной минерализации и промышленных скоплений флогопита и вермикулита.

Концентрации последних встречаются в массивах с разным набором различающихся по составу пород и в зависимости от вещественно-структурных особенностей последних характеризуются соответствующим качеством, масштабами проявлений и общей промышленной ценностью. При обычно существующих колебаниях состава и структурных особенностей концентраций слюд и вермикулитов наиболее резки они между флогопит-вермикулитовыми ассоциациями сложных по составу пород кольцевых интрузий с широким развитием среди них оливинитов, с одной стороны, и линейных существенно пироксенитовых массивов — с другой. Ниже это иллюстрируется рассмотрением ряда типичных примеров.

Месторождения в оливинитах содержащих комплексы ультраосновных щелочных пород и карбонатитов. Яркими примерами этих месторождений являются Ковдорское на Кольском полуострове, изученное лучше других и охарактеризованное особенно полно в монографическом описании [102], и достаточно хорошо освещенное в литературе Инаглинское на Алданском щите [54, 55]. Поэтому здесь приводятся лишь самые характерные особенности этих месторождений, обуславливающие их формационную принадлежность и положение в пределах выделенного типа.

Ковдорское месторождение расположено в юго-западной части Кольского полуострова. Оно приурочено к одноименному массиву ультраосновных щелочных пород и карбонатитов раннепалеозойского возраста, прорывающему нижнеархейскую толщу гнейсов и гранито-гнейсов в месте пересечения тектонических нарушений в зоне глубинного разлома (рис. 1).

Массив площадью 40,5 км² имеет концентрически-зональное строение с расположением вокруг оливинитового ядра последовательно внедрившихся по кольцевому разлому ийолитов, ийолит-мельтейгитов, ийолит-уртитов и турияитов и сформировавшихся на контакте ультраосновных и щелочных пород апооливинитовых метасоматитов — пироксенитов, слюдитов, флогопит-оливиновых, флогопит-диопсидовых и других пород [102].

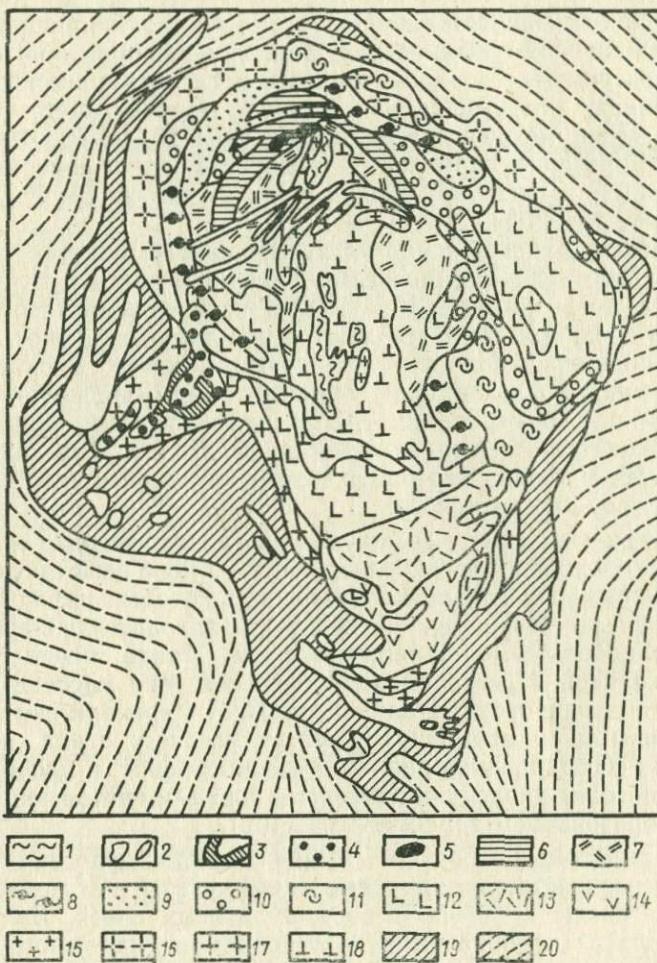


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Ковдорского массива (по В. И. Терновому, Б. Ф. Афанасьеву, Б. И. Сулимову [102]).

1 — сунгилитовые образования; 2 — карбонатиты; 3 — апатит-форстеритовые породы; 4 — магнетитовые руды; 5 — флогопит-диопсид-оливиновые породы гигантозернистые; 6 — те же породы, среднезернистые и крупнозернистые; 7 — флогопитизированные и диопсидизированные оливиниты; 8 — гранатовые скарны; 9 — монтчеллитовые породы; 10 — мелилититы; 11 — турьятиты; 12 — пироксениты; 13 — слюдиты и слюдяно-пироксеновые породы; 14 — яку-пираниты; 15 — полевошпатовые ийолиты и нефелиновые сиениты; 16 — крупнозернистые ийолит-уртиты; 17 — среднезернистые ийолит-мельтиты; 18 — оливиниты; 19 — фениты; 20 — гнейсы.

Наиболее крупные концентрации слюд, среди которых промышленное значение имеют и флогопитовые, и вермикулитовые, сосредоточены в северной полукольцевой зоне массива. Протяженность этой зоны около 8 км, ширина от 0,1—0,2 до 1,0—1,5 км. В составе ее выделяется большое количество жилообразных тел флогопид-диопсид-оливиновых пород, изменяющихся по структуре от мелкозернистых до пегматоидных и гигантозернистых. Наиболее крупная, так называемая Главная залежь имеет длину несколько сотен метров и мощность от 10—20 до 80—100 м. Для слюды характерно вкрапленное распределение с содержанием от 5—6 до 30% в пределах продуктивной зоны; среднее содержание составляет 15—25%.

Флогопит рудной зоны является маложелезистой разновидностью ($f_{общ}=12\div 13\%$) с размером кристаллов от долей миллиметра до 1—2 м, реже 10—15 м в поперечнике. Промышленногодными среди флогопита являются пластинки не менее 4 см², составляющие обычно часть слюдитовых залежей. Весь остальной более мелкий флогопит приобретает промышленную ценность только в коре выветривания, где он, как и крупный, гидратируется и превращается в вермикулит и гидрофлогопит. Для каждой рудной залежи площадь вермикулитового оруденения поэтому всегда больше, чем флогопитового.

Крупные скопления вермикулита и гидрофлогопита на Ковдорском месторождении установлены также в коре выветривания флогопитизированных оливинитов, флогопит которых имеет более высокую железистость ($f_{общ}=17\div 25\%$) и находится в парагенезисе с авгит-диопсидом и титаномагнетитом. Такие породы широко распространены в северной полукольцевой зоне массива (см. рис. 1). Флогопитизированные оливиниты В. И. Терновой считает апо-оливиновыми метасоматитами магматического этапа, сопровождающими формирование ранних щелочных пород, в противоположность флогопит-диопсид-оливиновым породам, которые он связывает с образованием карбонатитов [102].

При выветривании за счет маложелезистых флогопитов возникают преимущественно типичные вермикулты и в меньшей мере гидрофлогопиты с 30—50% вермикулитовых слоев. Более железистые слюды преобразуются в основном в гидрофлогопиты, характеризующиеся также высокой степенью гидратации.

Главные запасы вермикулита и гидрофлогопита на месторождении приурочены к линейно-площадной коре выветривания, сформировавшейся на флогопитовых породах северной полукольцевой части массива (рис. 2). Благоприятным условием для развития здесь мощной коры выветривания послужило существование зоны разлома, прослеживающегося в субмеридиональном направлении. Центральная часть этой зоны фиксируется полосой сунгулит-идингситовых пород длиной 5 км и шириной от 50 до 800 м, уходящих на глубину до 100—150 м, иногда до 300—400 м. Симметрично к востоку и западу от сунгулитовой полосы прослеживаются по-

следовательно сменяющие друг друга и также углубляющиеся до 80—100 м вермикулитовая и гидрофлогопитовая (продуктивные) зоны коры выветривания и зона дезинтеграции (рис. 3).

Площадная кора выветривания здесь представлена тремя зонами (сверху вниз): вермикулитовой, гидрофлогопитовой и зоной дезинтеграции. Мощность каждой из них очень непостоянна. Са-

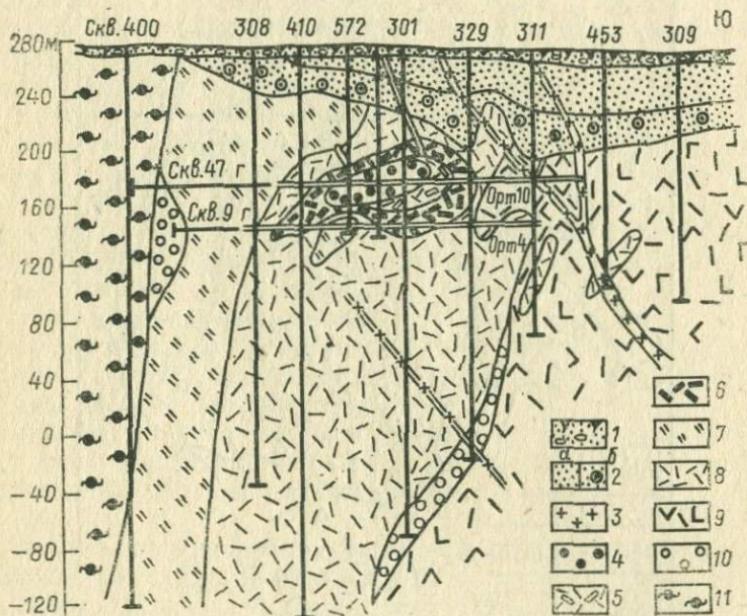


Рис. 2. Геологический разрез через Главную флогопитовую залежь Ковдорского месторождения (по В. И. Терновому, Б. Ф. Афанасьеву, Б. И. Сулимову [102]).
 / — четвертичные отложения; 2 — кора выветривания слюдоносных пород (а — вермикулитовая, б — гидрофлогопитовая зоны); 3 — дайки полевошпатовых ийолитов; 4 — оливиновые породы с флогопитом гигантозернистые; 5 — флогопит-оливиновые породы гигантозернистые; 6 — флогопит-диопсидовые породы гигантозернистые с оливином; 7 — флогопит-диопсид-оливиновые породы мелко- среднезернистые; 8 — флогопит-диопсид-оливиновые породы крупнозернистые; 9 — флогопитизированные и диопсидизированные оливиниты; 10 — мелиниловые породы; 11 — гранатовые скарны.

мая верхняя, вермикулитовая зона (глинисто-песчанистая по степени дезинтеграции пород) имеет мощность от 1—2 до 30—60 м, в среднем 15—25 м. Вермикулит здесь встречается в парагенезисе с сунгулитом, иддингситом, гидрохлоритом, сапонитом и монтмориллонитом. Гидрофлогопитовая зона, характеризующаяся песчано-щебечатым сложением, варьирует по мощности от первых метров до 35 м со средним значением 15—20 м. Общая мощность продуктивных зон составляет в разных промышленных участках месторождения от 20 до 80 м, в среднем сколько 40 м. На большей же части флогопитсодержащих пород Ковдорского массива площадная кора выветривания уничтожена эрозией и представляет собой

обычно только зону дезинтеграции, например на широкой площади слюдитов и слюдяно-пироксеновых пород на юге массива.

Содержание вермикулита и гидрофлогопита в продуктивных зонах коры выветривания изменчиво, как и содержание флогопита

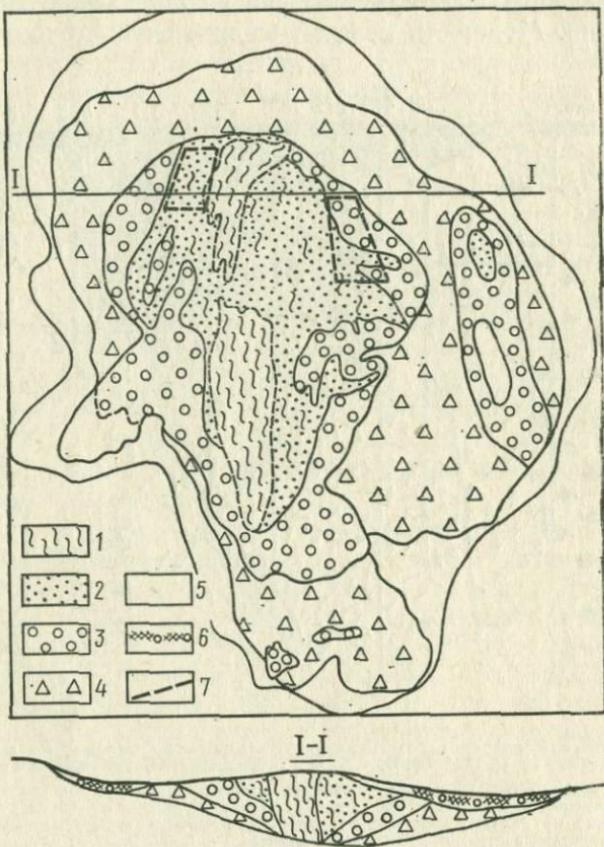


Рис. 3. Схематический план и разрез коры выветривания щелочных ультраосновных пород в пределах Ковдорского массива (по В. И. Терновому, Б. В. Афанасьеву, Б. И. Султанову [102]).

1 — сунгилитизированные оливиниты; 2 — вермикулитовые породы; 3 — гидрофлогопитовые породы; 4 — дезинтегрированные породы; 5 — неизмененные материнские породы; 6 — четвертичные отложения; 7 — границы участков с богатым содержанием гидрофлогопита.

в монолитных породах. Однако установленное для рудной зоны постепенное обеднение пород слюдой с удалением от центральной части позволило оконтурить богатые (20%), средние (10—20%) и бедные (5—10%) руды. Суммарные запасы вермикулита и гидрофлогопита по категориям А+В+C₁ на 1.1 1971 г. составили 22,9 млн. т со следующим распределением их по типам руд: бога-

тые — 7,4, средние — 8,9 и бедные — 6,6 млн. т. В настоящее время добыча идет в небольших масштабах и эксплуатируются только богатые руды.

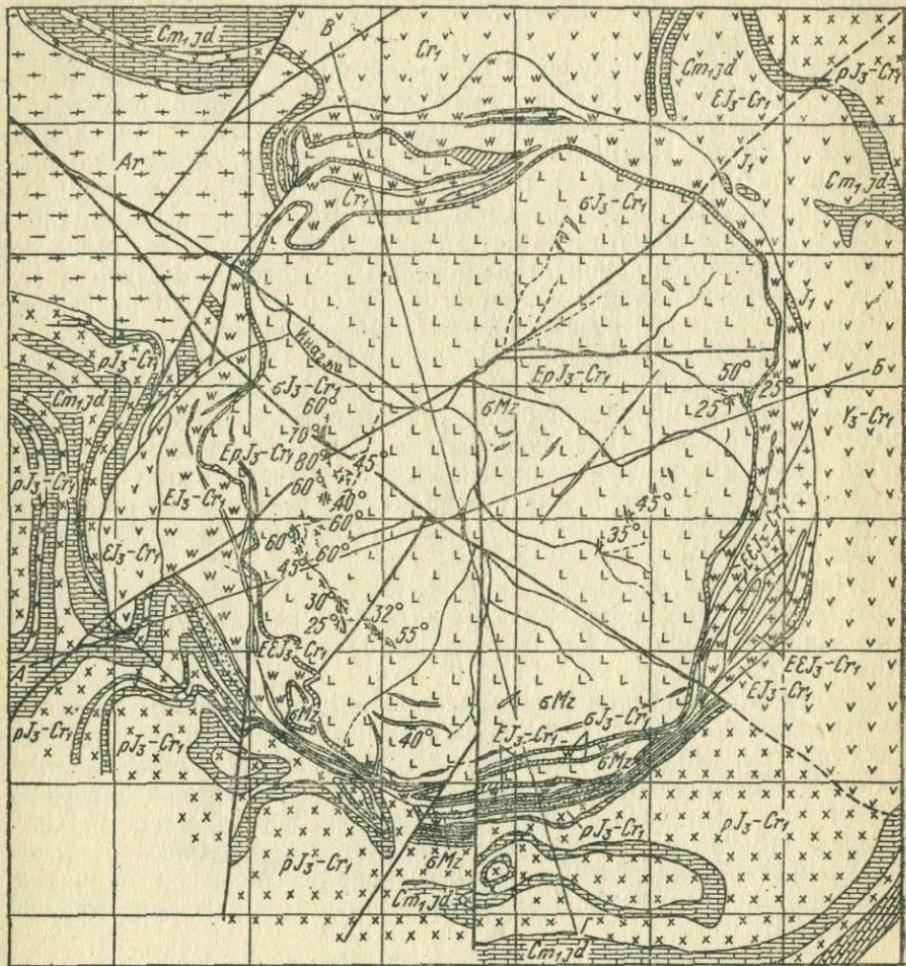
Ковдорский вермикулит и гидрофлогопит в зависимости от степени гидратации слюд и крупности фракций характеризуются значениями насыпного объемного веса после обжига в пределах от 90 до 250 кг/м³. Наименьшим объемным весом обладают типичные вермикулты. Валовый вермикулит — гидрофлогопитовый концентрат с размером чешуек более 0,5 мм — имеет объемный вес 135 и 112 кг/м³ при обжиге соответственно в муфельной и трубчатой печи. Концентрат крупностью менее 0,5 мм после обжига в муфеле обладает объемным весом около 150 кг/м³. По значениям объемного веса, коэффициента теплопроводности [0,0522—0,0530 ккал/(м·ч·градус)] и сорбционной влажности (2,8—3,9%) ковдорский вермикулит вполне соответствует требованиям ГОСТ 12865—67, предъявляемым к промышленным маркам. В процессе лабораторных и полузаводских исследований он зарекомендовал себя как высококачественный эффективный тепло- и звукоизолятор, может использоваться практически во всех областях народного хозяйства, потребляющих вермикулит, и отвечает соответствующим требованиям экспорта.

Инаглинское месторождение приурочено к массиву ультраосновных щелочных пород того же названия, расположенному в северо-западной части Алданского щита, к западу от г. Алдана (рис. 4).

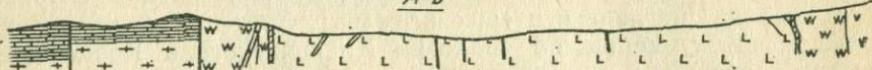
Ранее это месторождение рассматривалось нами отдельно от месторождений ковдорского типа, несмотря на большое сходство их строения, типа и качества руд, что было связано с распространенным представлением о связи этого месторождения с интрузивными породами различной формационной принадлежности. Считалось, что ультраосновные породы Инаглинского массива имеют позднепротерозойский — раннепалеозойский возраст, а окружающие их по периферии щелочные породы — раннемезозойский [6, 54, 55].

В результате проведенной в последние годы на Алдане геологической съемки, сопровождавшейся палеомагнитными исследованиями, получены данные об одинаковом раннемезозойском возрасте всех пород Инаглинского массива [105]. Эти данные позволяют склониться к мнению об аналогии Инаглинского и Ковдорского месторождений.

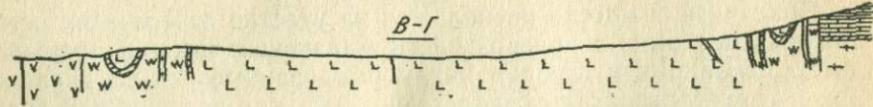
Инаглинский массив расположен на участке пересечения региональных разломов в краевой части Алданского щита и прорывает дислоцированные и глубоко метаморфизованные гнейсы и сланцы архея и субгоризонтально залегающие на них песчаники и гравелиты синия, доломиты и доломитизированные известняки кембрия. Центральная часть массива представляет собой шток форстеритового дунита с платино-хромитовой минерализацией. Площадь штока около 16 км², всего массива — 20 км². По периферии шток



A-B



B-F



- | | | | | | | | |
|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 |
| L L | L L | L L | L L | L L | L L | L L | L L |
| 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 40° | 14 | 15 |

окаймлен внедрившимися по кольцевому разлому щелочными габброидами и сиенитами, отделенными от дунитов узкой оторочкой (5—25 м) аподунитовых пироксен-оливиновых пород, а весь массив окружен сиенит-порфирами и сиенит-диорит-порфиритами. Все породы массива секутся по серии кольцевых и радиальных разломов и оперяющих их тектонических нарушений пуласкитовыми (сиенитовыми) пегматитами, пироксен- или амфибол-ортоклазовыми и микроклин-арфведсонитовыми. Наибольшее количество пегматитов приурочено к дунитам, в которых наиболее широко развиты связанные с пегматитами контактово-реакционные образования.

Среди аподунитовых метасоматитов промышленно интересны явления флогопитсодержащие их разновидности, связанные с диопсид-ортоклазовыми пегматитами. По типу строения различаются метасоматиты первого вида (без центральной пегматитовой жилы), образовавшиеся в результате слияния призальбандовых хромдиопсид-флогопитовых оторочек штокверковых пегматитовых прожилков (рис. 5), и метасоматиты второго вида с симметричной зональностью относительно пегматита (рис. 6).

Призальбандовые оторочки штокверковых пегматитов имеют мощность от 1 до 30 см и состоят в основном (на 80—90%) из равновеликих количеств флогопита и хромдиопсида с примесью калиевого полевого шпата, щелочного амфиболя и апатита. Метасоматиты второго типа — это более крупные тела мощностью от десятков сантиметров до 20 м и протяженностью иногда до 20 м. Содержание флогопита в них варьирует от 5 до 60%, составляя в среднем не менее 15—20%. Флогопит характеризуется невысокой железистостью ($f_{\text{общ}}=11 \div 15\%$) и размером чешуек от долей миллиметра до 10 см и более, из которых наиболее крупные могут иметь практическое применение. Мелкочешуйчатый флогопит (фракции 0,5—20 мм) приобретает промышленную ценность лишь в коре выветривания, где он превращается в типичный вермикулит и гидрофлогопит, имеющий в своем составе 30—50% вермикулитовых слоев.

Главные концентрации вермикулит-гидрофлогопитовых руд приурочены к линейным корам выветривания, развивающимся вдоль кольцевых и радиальных разломов и оперяющих их трещин и установленным на глубинах до 140 м, иногда 200 м. В интервале

Рис. 4. Схематическая карта Инаглинского массива (по А. М. Корчагину [55]).

1 — щелочные пегматиты пуласкитового состава (Cr_1); 2 — контактово-реакционные образования пегматоидной стадии хромдиопсид-полевошпат-слюдянного состава (Cr_2); 3 — породы, по составу отвечающие шонкинитам с участками мелакократовых пироксеновых сиенитов ($EJ_3-\text{Cr}_1$); 4 — породы, по составу отвечающие перидотиту (верлиту) и пироксениту с различным количеством биотита ($\sigma J_3-\text{Cr}_1$); 5 — щелочные сиениты (пуласкиты) ($EJ_3-\text{Cr}_1$); 6 — порфировидные сиениты (граносиениты, кварцевые сиениты, сиениты, сиенит-диориты) ($EJ_3-\text{Cr}_1$); 7 — сиенит-диорит-порфиры силлов ($\rho J_3-\text{Cr}_1$); 8 — дуниты (M_2); 9 — гравелиты, песчаники (M_2); 10 — карбонатные породы (доломиты, доломит-кальцитовые породы с маломощными прослоями мергелей и оолитовых известняков) (Cm/fd); 11 — песчаники и конгломераты базального слоя (σJ_3-Cm_1); 12 — кристаллические сланцы, гнейсы, метасоматические диопсид-флогопитовые породы, граниты, мигматиты (Ag); 13 — линии разломов; 14 — элементы залегания пород; 15 — линия разрезов.

140—50 м преобладающее развитие имеет гидрофлогопит, от 50 м и выше — вермикулит, ассоциирующий с каолинитом, сепиолитом, монтмориллонитом и другими характерными глинистыми минералами коры выветривания. Площадные коры выветривания не бла-

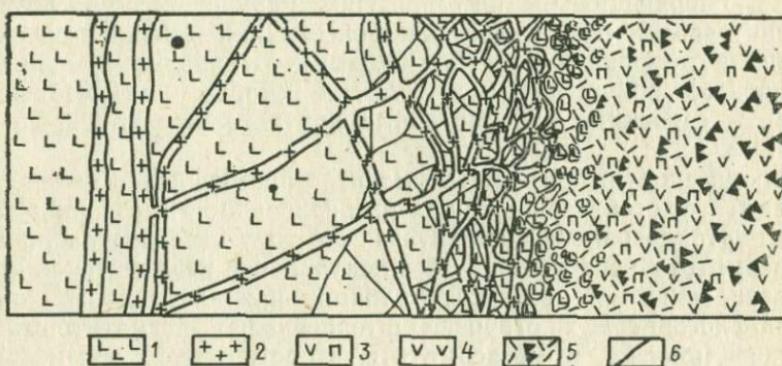


Рис. 5. Схема строения метасоматитов первого вида на Инаглинском месторождении [55].
1 — дунит; 2 — пегматит; 3 — хромдиопсид-полевошпатовая порода; 4 — хромдиопсид; 5 — кристаллы слюды; 6 — хромдиопсид-слюдяные оторочки пегматитовых жилок и самостоятельные хромдиопсидовые прожилки с тем или иным количеством слюды.

гоприятны в отношении вермикулитовых руд, так как в большинстве участков массива размыты или представлены лишь нижними горизонтами дезинтегрированных пород с неизмененным флогопитом.

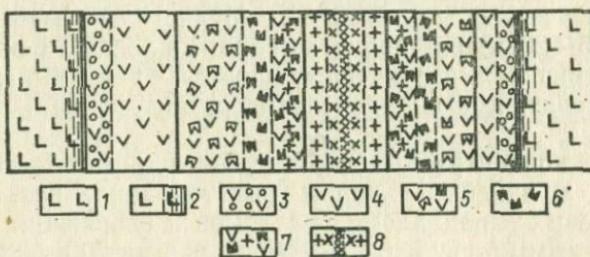


Рис. 6. Схема строения метасоматитов второго вида на Инаглинском месторождении [55].
1 — дунит измененный; 2 — дунит «отемненный» (сильнo серпентинизированный и обогащенный магнетитом); 3 — зона «леопардита» — породы, состоящей из реликтов дунита и замещающего их хромдиопсида; 4 — мономинеральная хромдиопсидовая зона; 5 — хромдиопсид-слюдяная зона; 6 — мономинеральная слюдяная зона; 7 — хромдиопсид-полевошпат-слюдяная зона; 8 — пегматитовая жила.

Для промышленных проявлений вермикулита и гидрофлогопита характерен гнездовой и жильный тип оруденения. Гнездовое оруденение развито почти повсеместно как в аподунитовых слюдитовых метасоматитах, так и в апогаббровых на контакте шонкини-

тов с сиенитами. Жильные вермикулитовые тела распространены во внутренней кольцевой зоне дунитового штока. Жилы прослеживаются на десятки и первые сотни метров при мощности от нескольких сантиметров до 15—17 м. Содержание гидратированных слюд, как и флогопита, колеблется в широких пределах, составляя в пределах кольцевой зоны в среднем 16%. Основная масса их (около 75%) представлена фракциями крупнее 0,5 мм.

Вермикулит и гидрофлогопит Инаглинского месторождения имеют объемный вес после обжига от 72 до 210 кг/м³, в большинстве случаев — 100—110, коэффициент теплопроводности — 0,0522—0,0530 ккал/(м·ч·градус), сорбционную влажность — 2,8—3,9%, что полностью отвечает техническим требованиям ГОСТ. Утвержденные запасы месторождения составляют 200 тыс. т, прогнозные — 1,5 млн. т. Запасы могут быть увеличены за счет более низкосортных существенно гидробиотитовых руд в щелочных габброидах, для которых характерно равномерновкрапленное и гнездовое распределение слюды. Специально эти руды не изучались, но, судя по сходству их с гидробиотитовыми рудами месторождений в щелочных габброидах калиевого ряда, могут иметь промышленную ценность.

Сравнение приведенных фактических данных по Ковдорскому и Инаглинскому месторождениям показывает ряд их общих характерных особенностей. Наиболее общей из них является приуроченность этих месторождений к массивам специфической формации ультраосновных щелочных пород и карбонатитов, сочетающим в своем составе высокомагнезиальные разновидности ультраосновных пород со щелочными. В обоих массивах промышленные скопления гидратированных слюд расположены в существенно оливиновых породах, контактирующих с внедрившимися по кольцевому разлому интрузиями щелочного состава. И в том и в другом случае гидратированные слюды образовались за счет маложелезистых флогопитов и представляют собой главным образом вермикулит, что обусловливает высокое качество сырья каждого из этих месторождений.

Месторождения в существенно пироксенитовых комплексах ультраосновных щелочных пород и карбонатитов. Вермикулит-гидрофлогопитовые руды этих месторождений в отличие от рассмотренных ранее связаны с комплексами ультраосновных щелочных пород и карбонатитов, в которых оливиниты отсутствуют и ультраосновные породы представлены исключительно пироксенитами. Эти комплексы также приурочены к крупным разломам, прослеживающимся в пределах щитов, срединных массивов или в осевых частях сводовых поднятий областей завершенной складчатости, но для них не характерно концентрически-зональное строение. Пироксенитам, составляющим главную часть пород массивов, свойственна линейно-трещинная форма тел с удлинением вдоль зон тектонических нарушений. Щелочные породы, количественно резко подчиненные пироксенитам,

распределены среди них неравномерно в виде даек, по составу отвечающих ийолит-мельтейгитам, щонкинитам, фойяитам, щелочным и нефелиновым сиенитам. С формированием даек связана интенсивно проявленная на широкой площади флогопитизация пироксенитов, сопровождающаяся одновременным появлением ряда других характерных минералов: апатита, керсунита, граната-шорломита и др.

Типичными представителями вермикулитовых месторождений в пироксенитах являются Кокшаровское в Приморье и Красномайская группа месторождений в Северном Казахстане.

Кокшаровское месторождение расположено в Приморье, к югу от села Кокшаровки. Месторождение открыто и предварительно изучено в процессе поисково-разведочных работ геологами Приморского геологического управления, данные которых в основном и приводятся [38, 99].

Месторождение приурочено к Кокшаровскому массиву пироксенитов с дайками щелочных пород и карбонатитов, внедрившимся в раннем мезозое (на участке пересечения региональных разломов) в консолидированную толщу верхнепалеозойских вулканогенно-осадочных образований южной приосевой части мезозойского антиклиниория Сихотэ-Алиня.

Массив, вытянутый вдоль разлома, имеет длину около 15 км и ширину от 200 до 1500 м (рис. 7). Около 90% его площади приходится на пироксениты, среди которых преобладают метасоматически измененные их разновидности, в первую очередь флогопит-керсунитовые, в меньшей мере нефелинизированные (якупирангиты) и первовскитсодержащие [38]. Из пород дайковой серии, представленной ийолит-мельтейгитами, нефелиновыми и щелочными сиенитами, наибольшее распространение имеют эгириновые лужирыты и нефелиновые сиенит-легматиты и сиенит-аплиты. Основная масса даек ориентирована согласно с удлинением массива.

Флогопит-керсунитовые пироксениты являются основными слюдосодержащими породами массива, за счет которых сформировалось Кокшаровское месторождение. Они занимают центральную часть массива, выделяясь среди остальных пироксенитов более крупнозернистым, до пегматоидного, сложением (с размером отдельных минералов до 10—20 см) и повсеместным распространением флогопита. Содержание последнего колеблется в разных участках от нескольких процентов до 80—90 и составляет в среднем 6—8% [38]. Флогопит распределяется в виде рассеянной вкрапленности или концентрируется в гнезда, линзы и жилообразные тела, ориентированные согласно с тектоническими нарушениями и дайками щелочных пород. Наиболее крупные скопления имеют длину до 30—60 м. На месторождении отмечено несколько групп таких скоплений, сосредоточенных в основном на участках ключей Масленникова, Старикова и Гарнизонного. Флогопит всюду представлен железистой разновидностью, переходной к биотиту ($f_{общ}=25\div38\%$) с высоким в большинстве случаев содержанием

TiO_2 (до 3,6—6,0%). В некоторых флогопитах установлено повышенное до 1,78% содержание фтора [38]. Для флогопита характерен парагенезис с титанистой роговой обманкой — керсунитом, вместе с которым он часто образует гнездо-, линзо- и жилообразные обособления.

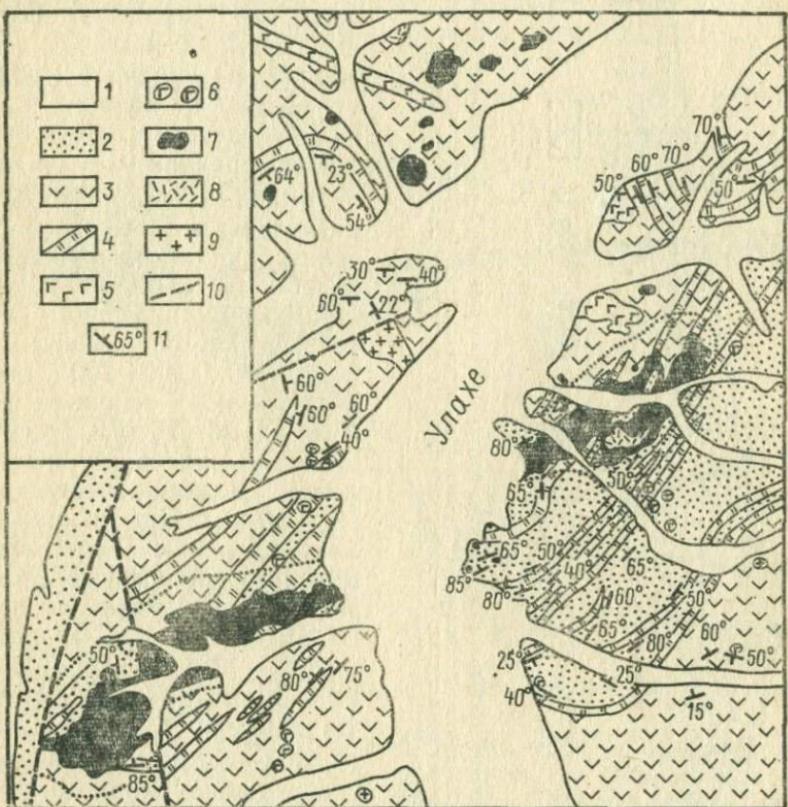


Рис. 7. Схематическая геологическая карта района Кокшаровского массива (по Б. Л. Защицаку [38]).

1 — современные аллювиальные отложения; 2 — верхнепалеозойские песчано-глинистые породы; 3 — верхнепалеозойские порфиры и их туфы; 4 — прослои яймовидных и кремнистых пород в верхнепалеозойских отложениях; 5 — зеленокаменно измененные габброниты (верхний палеозой); 6 — даеки основных и средних пород; 7 — ультраосновные и щелочные породы Кокшаровского массива (нижний мезозой); 8 — карбонатиты; 9 — гранитоиды (верхний мел — палеоген); 10 — разрывные нарушения; 11 — элементы залегания.

В коре выветривания, развитой на всей площади пироксенитового массива, флогопит гидратирован с превращением в гидрофлогопит с самым разным соотношением вермикулитовых слоев: около 5, 5—10, 30 и 30—50%. Встречен также типичный вермикулит, но он не является характерным продуктом выветривания слюд на этом месторождении. Мощность коры выветривания колеблется от 1—3 м на водораздельных участках до 25—30 м в пониженных (рис. 8), где развиты все основные ее зоны: глинистая (до 1—3 м),

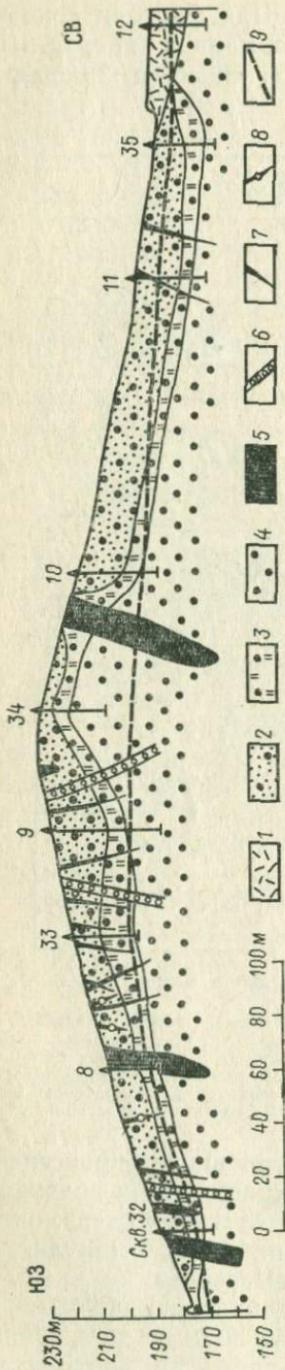


Рис. 8. Геологический разрез через Кокшаровское месторождение, участок ключа Масленикова (по Б. Л. Залищаку [38]).
1 — флювиально-аллювимальные отложения; 2 — древесно-пироксениты; 3 — зоны щелочного метасоматоза в пироксенитах; 4 — свежие пироксениты; 5 — рудные пироксениты; 6 — зоны щелочного метасоматоза в пироксенитах; 7 — дайки нефелиновых сиенитов мощностью не более 1—2 м; 8 — нефелиновые сиенит-пегматиты и сиенит-амфиболиты; 9 — уровень грунтовых вод.

глинисто-песчанистая (до 8—9 м) и песчанисто-щебенистая зона дезинтеграции (до 25—30 м). Средняя мощность продуктивной гидрофлогопитовой зоны составляет 10—20 м; содержание гидрофлогопита в ней пропорционально содержанию неизмененной слюды в невыветрелых породах. Среди гидратированных слюд преобладает фракция 0,3—1,0 мм.

Валовый объемный вес не разделенных на фракции вспученных гидратированных слюд колеблется от 140 до 400 кг/м³. Наименьшие значения, характерные для кондиционных концентратов (90—200 кг/м³), свойственны в основном фракциям +1,0—25 мм, уступающим по распространности более мелким чешуйкам — 0,5—1,0 мм. Подсчитанные по месторождению запасы кондиционного гидрофлогопита составляют по сумме категорий В+С₁ 1027 тыс. т, по категории С₂—1384 тыс. т. Прогнозные запасы оцениваются в 1,5—2,0 млн. т.

Исследование технических свойств кондиционного кокшаровского гидрофлогопита показало возможность эффективного применения его при производстве качественных теплоизоляционных изделий, а также для декоративной отделки поверхностей общественных зданий. Несортовой гидрофлогопит можно использовать в качестве легкого заполнителя бетонов, а для некоторых строительных целей — даже необогащенную руду [98].

Красномайская группа ме-

сторожений расположена в Северном Казахстане, в пределах Кокчетавского срединного массива, в зоне, находящейся к юго-западу и юго-востоку от гор. Кокчетав.

Входящие в ее состав Красномайское, Барчинское и Павловское месторождения, известные как вермикулит-апатитовые, изучены геологами Южно-Казахстанского геологического управления и КАЗИМС в процессе поисково-разведочных работ на апатит и вермикулит. Опубликованные данные по результатам этих работ

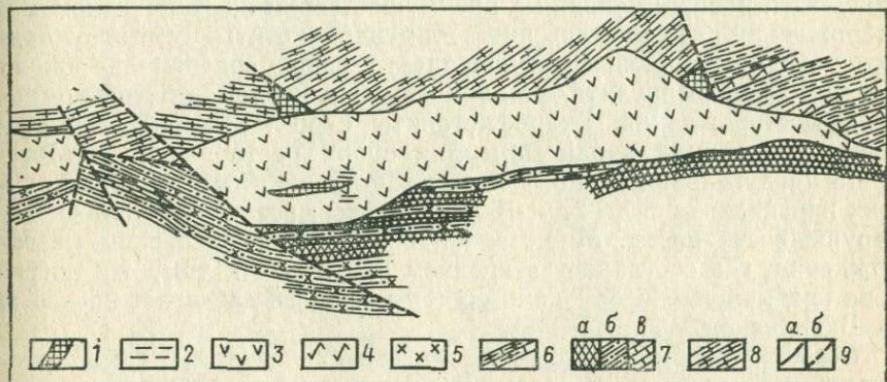


Рис. 9. Схема геологического строения Барчинского месторождения (по В. П. Яковенко, 1966 г.).

1 — выветрельные апатито-магнетитовые породы; 2 — щелочные и нефелиновые сиениты; 3 — биотитовые пироксениты, пироксено-шорломитовые породы; 4 — фенитизированные породы; 5 — окварцованные породы; 6 — кальцифиры; 7 — вмещающие породы: а — кварциты (Pt_1), б — серпентино-хлорито-кварцевые, серпентино-хлорито-кварцевые сланцы (Pt_1), в — мраморы (Pt_1); 8 — гнейсы и гранито-гнейсы; 9 — контакты массива с вмещающими породами: а — установленные, б — предполагаемые.

[122] использованы в приводимой ниже краткой характеристике этих месторождений.

Все названные вермикулит-апатитовые месторождения приурочены к одноименным массивам пироксенитов с секущими их дайками щелочных габброидов (шонкинитов), щелочных и нефелиновых сиенитов, лампрофиров и жилами карбонатитов (рис. 9). Размещение массивов контролируется субширотной зоной глубинного разлома, проходящего по границе архейской и верхнепротерозойской толщ и прослеженного на 25—30 км. Все массивы ориентированы удлинением вдоль этой зоны и прослеживаются на глубину до 500 м и более. Площадь Красномайского массива 6 км², Барчинского 2,5 км².

Пироксениты, составляющие главную разновидность пород в пределах каждого массива, всюду интенсивно изменены с превращением в флогопит (биотит), апатит- и гранат-пироксеновые породы с содержанием в отдельных участках до 30—40% апатита и 75—80% флогопита или граната. Среднее содержание слюд в пироксенитах составляет 8—12%. По характеру их распределения различаются рассеянно-вкрапленный, линзо- и гнездообразный типы.

пы оруденения. Слюда представлена в основном железистым флогопитом, в меньшей мере биотитом ($f_{общ}=17\div40$, до 53%) с повышенным обычно количеством TiO_2 (до 1,5—2,0%). Более высокая железистость характерна для слюд Красномайского месторождения ($f_{общ}=17\div40$, до 53%) по сравнению с Барчинским ($f_{общ}=20\div30\%$). Основная масса слюд имеет размеры кристаллов не более 10—15 мм в поперечнике, 90—95% из них приходится на фракции менее 5 мм.

В коре выветривания слюды преобразованы в типичные вермикулиты, распространенные преимущественно на Барчинском месторождении, и гидрофлогопиты или гидробиотиты. При этом наименее гидратированные разновидности слюд, содержащие около 5 или 10% вермикулита, установлены в основном на Красномайском месторождении. Гидрофлогопиты с 30 и 30—50%-ной степенью гидратации характерны для обоих месторождений. Мощность продуктивной толщи в коре выветривания варьирует в больших пределах: от 5 до 70 и 100 м в зависимости от тектонической нарушенности пород. Минимальна она на Красномайском месторождении, где составляет в среднем 8—10 м и к тому же погребена под мощным слоем наносов (50—60 м), и достигает 25—30 м на Барчинском.

Вермикулитовые и гидрофлогопитовые концентраты самых распространенных фракций +0,5—5,0 мм имеют объемный вес после обжига от 100 до 180 кг/м³, удовлетворяющий требованиям ГОСТ на вспученный вермикулит всех промышленных марок. Ориентировочно подсчитанные запасы высокосортного вермикулита составляют на Красномайском месторождении 2,4 млн. т, на Барчинском — 1,5—2,0 млн. т, из которых балансом учтены по сумме категорий $A+B+C_1+C_2$ 538 тыс. т. По Барчинскому месторождению приняты к сведению также запасы более низкосортных гидрофлогопитовых руд со средним содержанием в них гидрофлогопита 25—35% и с объемным весом его после обжига от 200 до 400 кг/м³, по категориям C_1+C_2 около 1,7 млн. т. На Красномайском месторождении такой гидрофлогопит не учитывался. Запасы вермикулита Павловского месторождения определены по категории C_2 в 174 тыс. т. Прогнозные запасы всех гидратированных слюд в месторождениях Красномайской группы оцениваются около 19 млн. т. Общие перспективы месторождений повышает комплексный вермикулит-апатитовый характер оруденения, обуславливающий большую целесообразность и рентабельность их разработки.

Эффективность использования высококачественных вермикулит-гидрофлогопитовых руд этих месторождений не вызывает сомнений. Наряду с этим опытно-промышленными исследованиями показана рациональность применения для некоторых целей строительства (производство теплоизоляционных, конструктивно-теплоизоляционных, акустических, огнезащитных и кровельных материалов) также мелкочешуйчатого вермикулита и гидрофлогопита

(до 0,14 мм) непромышленных марок с объемным весом 250—350 кг/м³ [57].

Аналогом Кокшаровского и месторождений Красномайской группы за рубежом являются крупное месторождение Либби (рис. 10) и меньшее по масштабам Гамильтон, расположенные в США, в штате Монтана [4, 130]. На месторождении Либби наряду с рассеянно-вкрапленным распределением слюды широко-

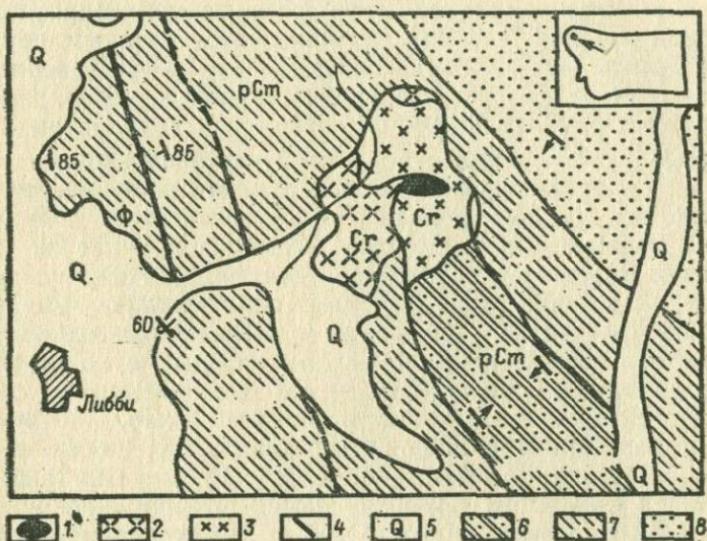


Рис. 10. Схематическая геологическая карта района месторождения Либби (по Е. С. Перри [174]).

1 — вермикулит; 2 — интрузивные породы; 3 — пироксенит, 4 — метадиорит; 5 — осадочные породы; 6 — аллювиальные и ледниковые отложения; докембрийские отложения серии Белт; 6 — кварциты, артиллиты, 7 — сланцы, доломиты, 8 — кварциты.

развит линзообразный и гнездовый типы. Основные запасы вермикулита и гидрофлогопита сосредоточены на площади длиной около 3,5 км и шириной более 600 м, где они сконцентрированы в телах, имеющих размеры по длинной и короткой оси от 6—12 до 30 м. При этом гидратация слюд прослежена до глубины более 60 м без заметного изменения количественных соотношений гидратированных слюд и не затронутых выветриванием. Месторождение Либби начиная с 1923 г. и до настоящего времени является главным поставщиком вермикулита в США, часть сырья экспортируется в Канаду.

Рассмотренные месторождения вермикулита в существенно пироксенитовых комплексах ультраосновных щелочных пород и карбонатитов между собой почти полностью тождественны, начиная от сходства в составе и локализации меланократовых пород и

кончая сходством вещественно-структурных особенностей руд и их качеством. В то же время эти месторождения существенным образом отличаются от приуроченных к оливинитам. Главным из этих отличий является значительно большая в месторождениях из пироксенитов железистость исходных слюд, представленных не только флогопитами, но и биотитами ($f_{общ}=17\div40$, до 53% по сравнению с $f_{общ}=12\div15\%$ в оливинитах). Это делает такие слюды непригодными для промышленного использования в качестве флогопитов и является причиной менее совершенной гидратации их в коре выветривания, где они преобразуются главным образом не в вермикулиты, а в гидрофлогопиты с 30 и 30—50% вермикулитовых слоев; нередки среди гидрофлогопитов и менее измененные разновидности с 5, 10 и 10—30%-ной степенью гидратации.

Промежуточное положение между месторождениями оливинитовых и пироксенитовых комплексов занимают месторождения в массивах, где пироксениты резко преобладают над оливинитами. Первичные слюды здесь имеют $f_{общ}=15\div20$, до 30%, что ограничивает их использование как флогопитов: стойкие к нагреванию и хорошо расщепляемые, они обладают минимальной величиной пробивного напряжения и оказываются годными только для производства чешуйки и молотой слюды [1]. Гидратированные разновидности таких слюд резко различаются по соотношению флогопитовых и вермикулитовых слоев и характеризуются колеблющимися также в широких пределах значениями объемного веса после обжига (от 80 до 400 кг/м³). Примерами таких месторождений в Советском Союзе являются Вуориярвинское и Африканское на Кольском полуострове, за рубежом — месторождение Лулекоп в северо-восточном Трансваале (ЮАР). Из них последнее наиболее полно сочетает в себе особенности, присущие всем ранее рассмотренным месторождениям.

Месторождение Лулекоп приурочено к существенно пироксенитовому массиву (рис. 11), окруженному по периферии шонкинитами и сиенитами и содержащему штокообразное тело карбонатитов с оторочками магнетит-оливин-апатитовых и пегматоидных флогопит-оливин-диопсидовых пород на юге и такое же по форме тело пегматоидных флогопит-оливиновых пород с каймой флогопит-оливин-диопсидового состава на севере.

На месторождении наблюдается промышленная вермикулитовая минерализация двух типов. Один из них, наиболее интересный, ассоциирует с пегматоидными оливинсодержащими породами северной части массива, где расположена самая крупная вермикулитовая залежь (типа ковдорской), имеющая протяженность в самой богатой зоне около 1 км [191]. На ее долю приходится основная часть запасов месторождения, которые по состоянию на 1958 г. оценивались в 10 млн. т. Основу вермикулитовых руд этой залежи составляет типичный вермикулит, для которого исходной слюдой явился маложелезистый флогопит ($f_{общ}=9\div12\%$).

Минерализация другого типа локализуется в периферической части пироксенитов и в шонкинитах близ контакта их с сиенитами. Это более низкие по качеству гидрофлогопитовые и гидробиотитовые руды, сформировавшиеся за счет концентраций железистых флогопитов и частично биотитов ($f_{общ} = 17 \div 30\%$ и выше); наиболее близкими аналогами их являются, вероятно, руды Красномайского или Кокшаровского месторождений.

Подводя итог общей характеристики вермикулитовых месторождений рассмотренного формационного типа, следует подчеркнуть их первостепенное промышленное значение среди месторождений всех остальных типов, обусловленное сочетанием высокого качества руд с большими масштабами их проявлений. Из известных в мире четырех значимых месторождений вермикулита (Ковдорское, Лулекоп, Либби и Потанинское) три принадлежат к этому типу. В то же время, как показало проведенное сопоставление, не все месторождения этого типа равнозначны. Наиболее перспективными из них являются месторождения, приуроченные к массивам кольцевого строения с полно проявленным набором интрузивных пород, где широкое развитие имеют оливиниты. В таких массивах благодаря наличию крупных кольцевых нарушений, служивших путями поступления расплава и сопровождающих его растворов, на широкой площади интенсивно развивалось как ослюдение меланократовых пород, так и последующая гидратация слюд в коре выветривания.

Возможности выявления новых месторождений ковдорского типа на территории СССР велики вследствие широкого распространения в ряде регионов аналогичных платформенных комплексов пород с развитыми на них корами выветривания (Карело-Кольская, Алданская, Маймеч-Котуйская и другие провинции). В некоторых массивах этих провинций установлены проявления

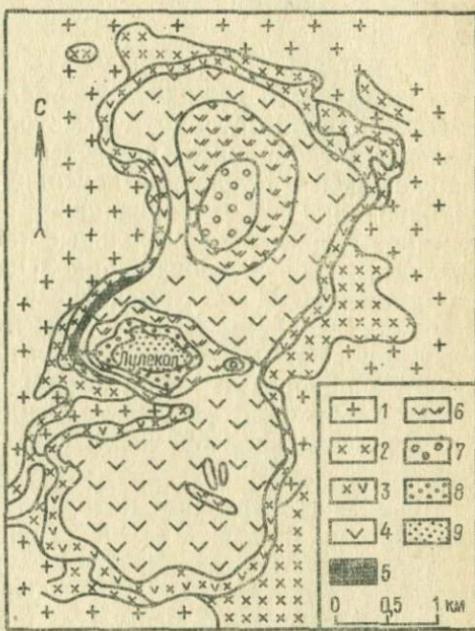


Рис. 11. Геологическое строение комплекса Палаибора (Лулекоп, ЮАР) (по Х. Расселу, С. А. Хаймстру, Д. Грунвельду [184]).

1 — древние граниты, 2 — сиениты, 3 — полевошпатовые пироксениты (шонкиниты), 4 — пироксениты, 5 — глиссимериты (слидельные породы), 6 — пироксен-вермикулит-оливиновые пегматиты, 7 — оливин-вермикулитовые пегматиты, 8 — магнетит-оливин-апатитовые породы, 9 — карбонатиты.

вермикулита, одни из которых совсем не изучались (Арбарастихский и Горноозерский массивы на Алдане), другие изучены слабо (Себльярский, Салмагорский, Салланлатвинский и другие на Кольском полуострове). Не исключена возможность выявления новых массивов с более полным набором пород также в провинциях, где развиты существенно щелочные породы и карбонатиты (Восточно-Саянская, Сетте-Дабанская, Чадобецкая, Южно-Верхоянская и др.).

Формационный тип 2 — гидробиотитовый в комплексах щелочных габброидов калиевого ряда, щелочных и нефелиновых сиенитов. Гидробиотитовые руды этого типа связаны с комплексами щелочных габброидов, щелочных и нефелиновых сиенитов, формирующимиися в условиях консолидации складчатых областей или активизации стабилизированных зон. Породы этих комплексов слагают мелкие гипабиссальные тела и более крупные интрузивы средних глубин конфокально-кольцевого строения. Характерна пространственная и генетическая связь этих интрузий с эфузивами щелочно-базальтоидного состава и приуроченность их к разрывным нарушениям в жестких структурах. В состав комплексов входят разнообразные породы: пироксениты, перidotиты, габбро, шонкиниты, монцониты, кенталлениты, эсекситы, щелочные, нефелиновые и псевдолейцитовые сиениты, лейцитовые и другие порфиры и базальты.

Зональное строение интрузий обусловлено их многофазным внедрением. В одних случаях наиболее ранние меланократовые разновидности слагают центральные части интрузивных тел, в других они располагаются в периферических концентрических ореолах. Породы первой фазы имеют существенно щелочно-габброидный состав (шонкиниты, эсекситы, монцониты) с подчиненным развитием бесполовошпатовых биотитовых пироксенитов, ийолитов, мельтейгитов и нефелиновых сиенитов. Со второй фазой связано образование лейкократовых пород (сиенитов), с третьей — даек того же состава, распространенных главным образом среди габброидов.

Формирование сиенитов обычно сопровождается преобразованием пород первой интрузивной фазы в сложный комплекс метасоматитов, среди которых широко развиты и слюдистые метасоматиты, преобразующиеся затем в коре выветривания в вермикулит-гидробиотитовые руды. Примерами месторождений с рудами такого типа являются месторождения Кулантау, Жиланды и участок Ирису в Южном Казахстане, на территории юго-восточных отрогов хребта Карагатай. В опубликованной литературе приводятся очень краткие сведения по этим месторождениям, основанные на результатах поисково-разведочных работ [86]. Согласно этим данным, все месторождения приурочены к штокообразным интрузиям щелочных габброидов, щелочных и нефелиновых сиенитов, наиболее крупная из которых (Ирису) имеет площадь около 7 км².

Интузивы, имеющие пермский возраст, расположены в местах пересечения региональных и более мелких разломов и прорывают известняки кембрия, ордовика и карбона (рис. 12).

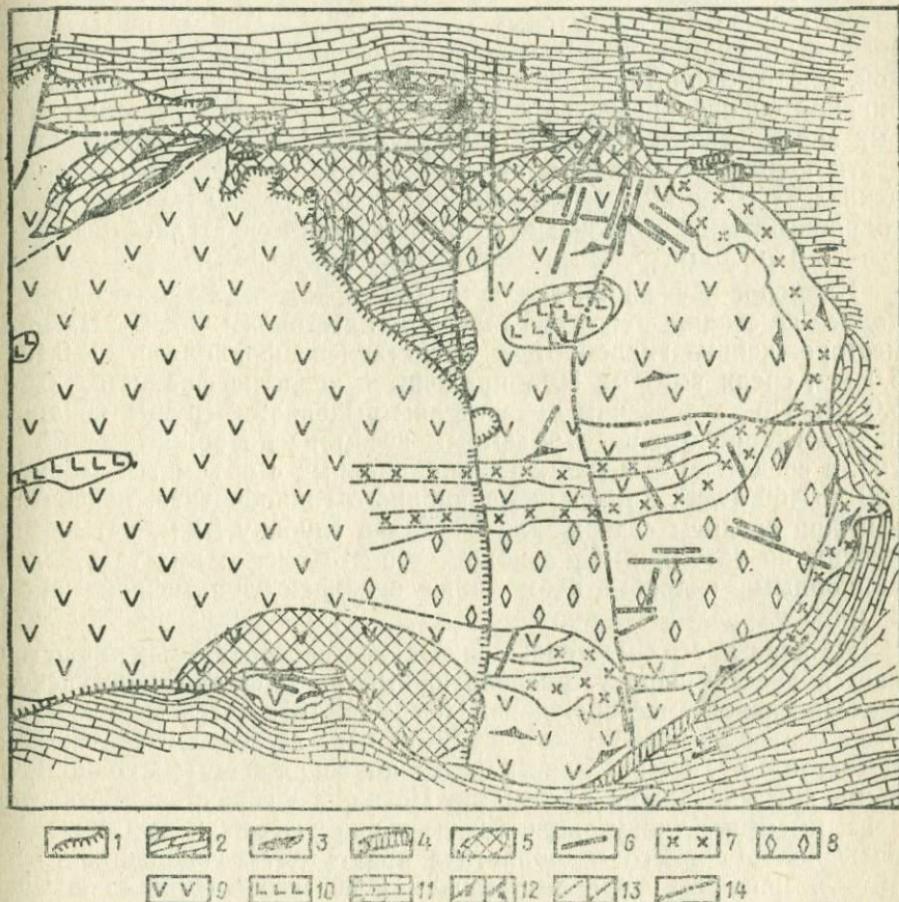


Рис. 12. Схема геологического строения массива Ирису (по данным А. А. Куденко, В. А. Левченко, В. А. Степенюк и др. [20] с дополнениями М. П. Орловой).

1 — граница распространения четвертичных конгломератов; 2 — мергелистые известняки, третичные; позднепалеозойский щелочно-габброндый комплекс Ирису; 3 — магнетитовые руды; 4 — диопсид-гранатовые скарны, 5 — зоны ослаждения и вермикулитизации, 6 — дайки сиенит-аплитов, сиенитов, шонкинитов и лампрофиров, 7 — щелочные сиениты, 8 — шонкиниты и эсексты, 9 — биотитизированные монцониты, 10 — биотитизированные пироксениты; 11 — известняки нижнего карбона; 12 — элементы залегания, 13 — контакты (проложенные и предполагаемые), 14 — зоны тектонических нарушений.

Среди щелочных пород преобладают меланократовые разновидности щелочно-габброндного (шонкиниты, монцониты и др.) и ультраосновного состава (пироксениты, ийолиты, мельтейгиты), ко-

торым подчинены лейкократовые щелочные и нефелиновые сиениты. Меланократовые породы секутся дайками сиенитов.

Связанное с формированием щелочных пород ослаждение габброидов и пироксенитов установлено на большей площади их развития, в зонах, имеющих длину от 0,4 до 1,2 км и ширину от 40 до 400 м. Слюдитовые метасоматиты имеют альбит-амфибол-биотитовый и альбит-биотитовый состав, где амфибол представлен обыкновенной, актинолитовой и баркевикитовой роговой обманкой. Биотит характеризуется $f_{\text{общ}} > 35\%$ и $F = 0,3\%$. В коре выветривания он преобразуется в гидробиотит с 30—50% вермикулитовых слоев, реже в типичный вермикулит. Мощность продуктивной части коры выветривания при колебаниях на разных месторождениях от 10 до 40 м в среднем составляет 15—20 м. Содержание гидробиотита по отдельным рудным зонам меняется от 5—10 до 25—35 и 70% со средними значениями от 8 до 13%.

Наиболее изученным является месторождение Кулантау, разведенное до стадии подсчета запасов по категориям $C_1 + C_2$. На этом месторождении гидробиотит представлен фракциями +0,15—5,0 мм, среди которых 80% приходится на долю фракций +0,5—5,0 мм. По техническим показателям выделяется группа кондиционных гидробиотитов с объемным весом после обжига от 75 до 200, в среднем 135 кг/м³, и некондиционных с объемным весом от 200 до 460 кг/м³. Запасы кондиционного гидробиотита, подсчитанные при среднем содержании 12,6% на глубину 20 м, учтены балансом по категории C_2 в количестве 218 тыс. т; вместе с некондиционным гидробиотитом они оцениваются цифрой около 1 млн. т.

Из двух других месторождений более перспективным представляется участок Ирису, расположенный на площади Ирисуйского железо-медного месторождения (см. рис. 12). Здесь выделено четыре перспективные на вермикулит зоны: Аксуйская, Карагауская, Четвертая и Первая, пространственно сопряженные с одноименными железорудными участками. По наиболее крупной Четвертой зоне, имеющей длину около 1,2 км и ширину от 0,2 до 0,4 км, запасы кондиционного гидробиотита при среднем содержании 10—15% и мощности коры выветривания 20 м оцениваются в 1,2—1,5 млн. т. Общие запасы по всем участкам могут составить первые десятки миллионов тонн.

Опытные исследования по применению гидробиотита Кулантауского месторождения показали возможность эффективного использования его в строительстве для получения прочных и легких (с объемным весом 340—550 кг/м³ и прочностью на сжатие 2—14 кгс/см²) теплоизоляционных изделий и в сельском хозяйстве в качестве стимулятора в фиксации растениями атмосферного азота и в повышении усваемости хлопчатником фосфорных удобрений.

Группа Б. Вермикулит-гидрофлогопитовые и гидробиотитовые формации в гипербазитах и базитах складчатых областей в ассоциации с более молодыми гранитоидами и щелочными породами

В противоположность рудам охарактеризованной выше группы формаций, развитых в областях платформенного типа, близкие им по составу и качеству руды в складчатых областях связаны с разновозрастными, но пространственно сопряженными породами — ультраосновными или основными и обычно значительно более поздними гранитами или сиенитами. Меланократовые породы принадлежат дунит-гарцбургитовой и дунит-пироксенит-габбровой формациям, характерным для ранних стадий развития эвгеосинклинальных зон складчатых областей преимущественно уральского и саянского типов. Для каждой из них предполагается связь с региональными разломами (для дунит-пироксенит-габбровой — меньшей глубинности), вдоль которых и крупные массивы, и мелкие пластиобразные интрузии образуют протяженные на десятки и сотни километров пояса, наиболее четко выраженные в фанерозойских областях.

В интрузивах дунит-гарцбургитовой формации по составу резко преобладают гарцбургиты, которым подчинены дуниты, лерцолиты, верлиты, пироксениты и габбро, обычно более поздние по отношению к ультраосновным породам. Массивы дунит-пироксенит-габбровой формации, напротив, сложены преимущественно габбро, в которых в виде «ядер» иногда обособляются ультраосновные породы, или пироксенитами. Ультраосновные породы обычно интенсивно серпентинизированы, иногда до полного превращения в серпентиниты.

Вермикулит-гидрофлогопитовые и гидробиотитовые руды в меланократовых породах образуются за счет флогопитовых, реже биотитовых метасоматитов, возникающих при воздействии на эти породы существенно калиевых щелочных растворов, связанных с процессами гранитизации и формирования интрузивных нормальных и субщелочных гранитов или щелочных пород.

С учетом вещественно-структурных особенностей гипербазитов, гранитоидов и слюдистых метасоматитов, в совокупности определяющих состав, качество и общую промышленную ценность вермикулитовых руд и сопутствующей минерализации, ниже приводится характеристика формационных типов этих руд.

Формационный тип 3 — вермикулит-гидрофлогопитовый в дунит-гарцбургитовых комплексах в ассоциации с более молодыми гранитоидами и щелочными породами. Руды этой формации пользуются по сравнению с рудами других типов чрезвычайно широким распространением. Они известны во многих регионах Советского Союза и зарубежных стран как в областях гранитизации, так и в контактовых ореолах интрузивных массивов плагиомикроклино-

вых (нормальных) и субщелочных гранитов и щелочных пород. В одних случаях эти руды связаны с существенно гарцбургитовыми или серпентинитовыми массивами, в других — с массивами, сочетающими эти породы с пироксенитами или габбро. Наиболее многочисленны месторождения и особенно проявления вермикулита в серпентинитах, в большинстве случаев ассоциирующие с месторождениями антофиллит-асбеста, а также тальк-магнезитового камня, корунда, нефритоподобных пород (жадеититов). Месторождения и проявления вермикулита в ассоциации с антофиллит-асбестом известны на Урале (Сысертское, Савелькульское, Увильдинское и др.), в Мугоджахах (Бугетысайское, Китарсайское, Олыталдыкское и др.), в Западном Приазовье (Андреевское, Куйбышевское, Петровское, Николаевское и др.) [26]. За рубежом аналогичными являются месторождения восточных штатов Северной Америки (Тайгервиль, Энори, Лоурене в Южной Каролине и Сал Маунтин и Холливуд в Джорджии) [134, 175], Хафафит в Египте [125], Одако, Удзумине и Вакаматсу в Японии [155, 172], Вежна в Западной Моравии [137], Ступне и Кремзе в Южной Чехии [186], Гудас, Чатра и другие в Индии [74, 142, 182], Юнг Рива, Булонг и другие в Австралии [135, 153, 165].

Вместе с корундом вермикулит отмечается на Борзовском и Каслинском месторождениях корунда на Урале [50] и на многих месторождениях в США: Кэрол, Патрик, Франклин и другие в Виргинии, Корундум-хилл, Дей Бук, Фрэнк, Эллиджей и другие в Северной Каролине, Конли, Монтчелло, Лауреп Крик, Бетти Крик и другие в Джорджии, Дадливилл и Талбипоза в Алабаме [66, 133, 150].

Ниже на отдельных примерах рассматриваются основные геологические особенности различных месторождений этого формационного типа, из которых одни по условиям своего образования связаны с явлениями гранитизации, другие — с процессами формирования интрузивных нормальных и субщелочных гранитов. Из числа известных месторождений и проявлений вермикулита, тяготеющих к участкам проявления гранитизации, наиболее крупным и промышленно интересным является Андреевское месторождение в Западном Приазовье.

Андреевское месторождение расположено в бассейне р. Кильтичии и ее притоков, к северо-востоку от пос. Андреевка. Оно приурочено к небольшим межпластовым телам ультраосновных пород (так называемый Андреевский массив), залегающим в составе древнеархейской толщи в чередовании с амфиболитами, биотит-амфиболовыми гнейсами и мигматитами (рис. 13).

Амфиболсодержащие породы вмещающей толщи, связанные между собой постепенными переходами, являются, по-видимому, преобразованными в процессе регионального метаморфизма и ультраметаморфизма первично эфузивными образованиями. Ультрабазиты представляют собой оливин-пироксеновые (энстатитовые или

бронзитовые) породы, вероятно регенерированные. Поэтому к дунит-гарцбургитовой формации они отнесены нами условно.

Почти повсеместно оливин-пироксеновые породы превращены в породы тремолит-актинолитового состава, подвергшиеся затем

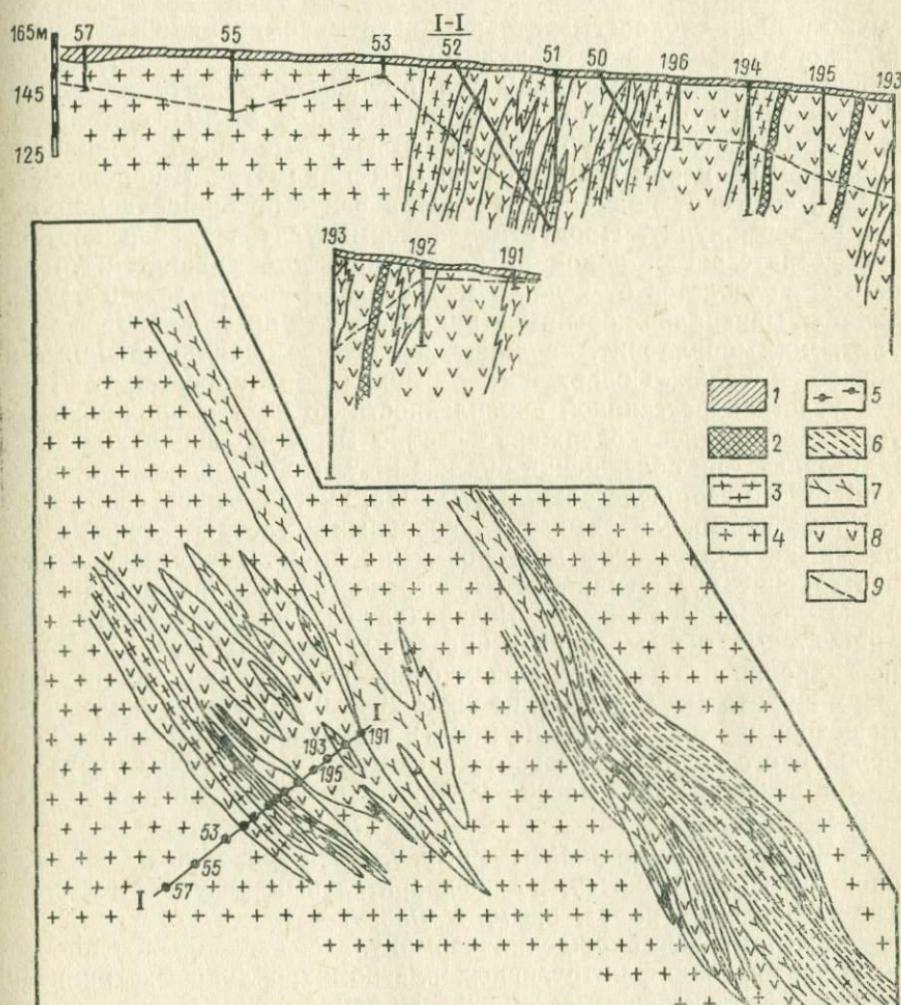


Рис. 13. Схематическая геологическая карта Андреевского месторождения (по А. А. Бочкину, 1967 г.).

1 — суглинок; 2 — пегматит; 3 — мигматит; 4 — нерасчлененные мигматиты и гранодиориты;
5 — гнейс биотитовый; 6 — гнейс биотит-амфиболовый; 7 — амфиболит; 8 — гипербазит; 9 —
граница зоны выветривания.

локально проявленной серпентинизации и автофиллитизации и более широко — флогопитизации. Наиболее интенсивная флогопитизация отмечается при непосредственной ассоциации или близком расположении гипербазитов с жильными гранитоидами — аплита-

ми и пегматитами, приуроченными к зонам рассланцевания первых. Пегматиты инъецируют также вмещающую гнейсово-мigmatитовую толщу, вызывая в ней биотитизацию амфиболсодержащих пород.

В tremolit-актинолитовых породах флогопит наблюдается обычно в виде околовегматитовых почти мономинеральных оторочек, иногда вместе с антофиллитом и хлоритом; по первому он развивается, а вторым замещается. Мощность слюдитовых оторочек различна: от нескольких сантиметров до 1 м. Флогопит представлен маложелезистой разновидностью ($f_{общ}=10\div 15\%$) с максимальным размером чешуек около 1 см в диаметре. В коре выветривания флогопит полностью гидратирован с превращением в типичный вермикулит. Продуктивная вермикулитовая зона по степени дезинтеграции пород является глинисто-песчанистой. Мощность ее колеблется от 2 до 40 м, в среднем составляет 10—12 м. Из числа минералов коры выветривания в ней преобладают вермикулит, монтмориллонит, каолинит, в качестве небольшой примеси отмечается тальк. Содержание вермикулита изменяется от 10—15 в участках рассеянной вкрапленности до 95% в прожилковых оторочках; среднее содержание его по месторождению 20—25%. Полученный при обогащении руд вермикулитовый концентрат имеет объемный вес после обжига 130—175, иногда до 250—350 кг/м³.

Кроме вермикулитовых руд, связанных с ультраосновными породами, на Андреевском месторождении имеют значительное распространение руды гидробиотитового состава, сформировавшиеся за счет преобразованных в меланократовые амфибол-биотитовые и биотитовые гнейсы гранитизированных амфиболитов. Содержание гидробиотита в таких рудах очень непостоянно, так же как в вермикулитовых, и обычно не ниже 20—30%. Судя по железистости исходных слюд ($f_{общ}=30\div 60\%$) и значениям объемного веса обожженного гидробиотитового концентрата (150—400 кг/м³), эти руды в основной своей массе отличаются от вермикулитовых более низким качеством.

Общие прогнозные запасы вермикулита и гидробиотита на месторождении оцениваются, по предварительным результатам поисково-разведочных работ, около 1 млн. т.

Примерами месторождений вермикулита, связанных с процессами формирования интрузивных плагиомикроклиновых гранитов, являются Караганское месторождение в Восточном Саяне и Караганское в Западном Казахстане.

Караганское месторождение расположено в пределах Канской глыбы, в бассейне правых притоков р. Кан (Большое Кузье, Кингаш, Караган и др.). Оно относится к числу слабо изученных, и приводимая ниже характеристика основана главным образом на результатах поисково-оценочных работ геологов Красноярского геологического управления 1960—1962 гг.

Месторождение состоит из семи участков, приуроченных к небольшим массивам серпентинитов, залегающих в виде межпласто-

вых тел в толще гнейсов, амфиболитов и сланцев раннего протерозоя. Среди серпентинитов и на контактах их с вмещающими породами широко развиты жильные гранитоиды сложного состава и строения, включающие участки гранит-аплитов и пегматитов с дифференцированными полевошпатовыми зонами и кварцевыми ядрами. По своим геологическим особенностям эти гранитоиды близки к плагиомикроклиновым гранитам, которые в районе месторождения представлены двумя возрастными группами — раннепротерозойскими и раннепалеозойскими. С пегматитами ассоциирует большая часть проявлений флогопита, образующего околопегматитовые оторочки, а также гнезда, линзы и прожилки внутри пегматитовых тел. Мощность слюдитовых оторочек измеряется сантиметрами и десятками сантиметров, максимальная достигает 70—100 см; наиболее крупные гнезда и линзы имеют мощность до 50 см. Содержание флогопита в оторочках составляет 70—95, внутри пегматитов — от долей процента до 70 %. Размер чешуек флогопита варьирует от долей миллиметра до 5 мм; крупные кристаллы внутри пегматита имеют до 10—30 и реже 100 мм в попечнике.

Помимо пегматита и околопегматитовой оторочки флогопит отмечается также в составе актинолитовой и тальк-карбонатной зон, последовательно сменяющих слюдитовую зону в направлении к неизмененному серпентиниту (рис. 14). В этих зонах количество флогопита при вариациях от 0,5 до 40 % иногда достигает 50—70 %. В коре выветривания весь флогопит гидратирован с превращением его в типичный вермикулит и гидрофлогопит. Среднее содержание гидратированных слюд на месторождении составляет около 4 %. Нижняя граница распространения их в коре выветривания не установлена, так как месторождение разведано главным образом канавами. Качество вермикулита не изучено вследствие трудностей обогащения руд с низким содержанием полезного компонента. Объемный вес обожженных грубых концентратов показал значения, превышающие требования ГОСТ. Все это, несмотря на значительные запасы месторождения (около 2 млн. т), исключает целесообразность его эксплуатации в настоящее время.

Каратасское месторождение приурочено к одноименному массиву ультраосновных пород, входящему в состав одного из гипербазитовых поясов в пределах Текельдытауского антиклиниория. Оно расположено в 35 км к северу от пос. Карабутак. Большая часть массива сложена серпентинитами, окаймленными по периферии породами габброидного состава (рис. 15 и 16). Среди серпентинитов, габброидных пород и в зоне контакта последних с вмещающей толщей докембрийских биотит-роговообманковых гнейсов развиты плагиоклазовые и плагиомикроклиновые пегматиты. Плагиомикроклиновые пегматиты по своему составу сходны с нормальными гранитами позднепалеозойского возраста, имеющими широкое распространение в районе месторождения. Крупный массив таких гранитов находится к северу от месторождения, в пределах

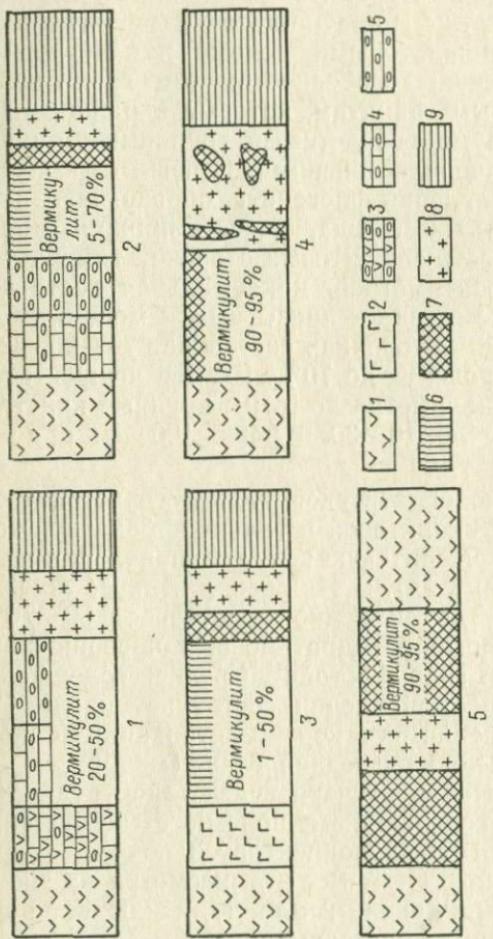


Рис. 14. Метасоматическая зональность на Караганском месторождении.

1 — serpentinit; 2 — габбро; 3 — огалькованный и карбонатизированный серпентинит; 4 — тальк-карбонатная порода; 5 — галлькит; 6 — актинолитовая порода; 7 — слюдит; 8 — пегматит; 9 — амфиболит, гнейс.

той же структурно-формационной зоны. Для гранитов отмечена связь с региональными разломами, в том числе и системами, к которым приурочены гипербазиты. Кроме региональных разломов в районе развиты многочисленные более мелкие тектонические нарушения. Последние контролируют размещение жильных гранитоидов, сопровождающихся обычно ореолами ослюдения вмещающих амфиболсодержащих пород.

Каратасское месторождение — одно из многих недавно выявленных, изучение которых только начато. Здесь приводится его характеристика по данным автора и М. М. Некрасовой, детально изучавшей это месторождение в 1968—1973 гг. в процессе поисково-разведочных работ. Согласно этим данным, промышленная вермикулитовая минерализация на месторождении приурочена к метасоматическим существенно роговообманковым породам, подразделенным на две зоны: ближайшую к серпентинитам массива флогопит-роговообманковую и удаленную от них в сторону вмещающих пород флогопит-плагиоклазово-роговообманковую. В обеих зонах роговая обманка является светло-окрашенной, почти

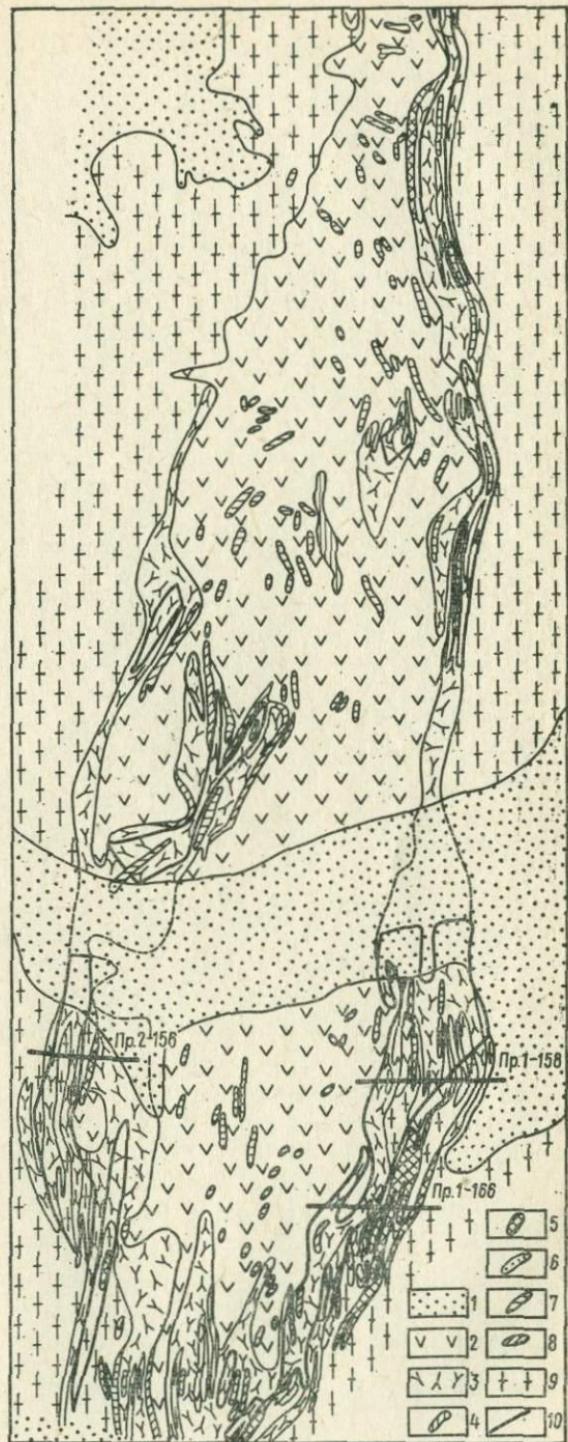


Рис. 15. Схематическая геологическая карта Карагаского месторождения (по А. И. Никулину, В. М. Крамару, В. А. Зотову и др., 1972 г.).

1 — глины и пески ($N_2^3-Q_1$);
2 — серпентиниды; 3 — плагиоклаз - роговообманковые породы; 4 — пироксениты амфиболизированные; 5 — пегматитовые жилы; 6 — кварцевые жилы; 7 — габбро-амфиболиты; 8 — пироксениты; 9 — гнейсы биотит-роговообманковые; 10 — контуры рудных залежей.

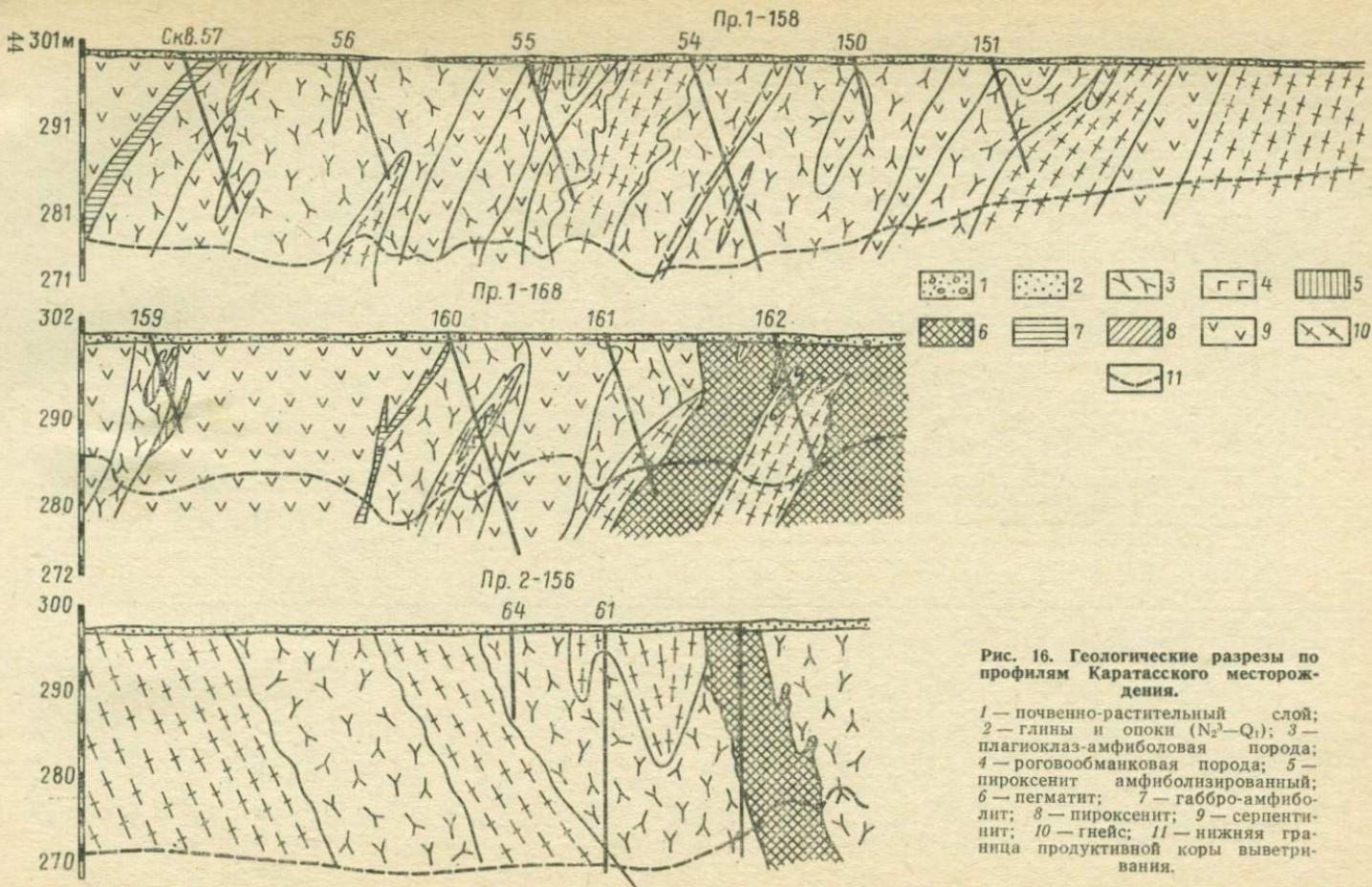


Рис. 16. Геологические разрезы по профилям Каратацкого месторождения.

1 — почвенно-растительный слой;
2 — глины и опоки ($N_2^3-Q_1$); 3 —
плагиоклаз-амфиболовая порода;
4 — роговообманковая порода; 5 —
пироксенит амфиболизированный;
6 — пегматит; 7 — габбро-амфиболи-
лит; 8 — пироксенит; 9 — серпенти-
нит; 10 — гнейс; 11 — нижняя гра-
ница продуктивной коры выветри-
вания.

бесцветной маложелезистой разновидностью типа эденита, имеющей с приближением к серпентинитам более высокую магнезиальность (83,8—84,4%), чем на удалении от них (60,6—66,6%). Кроме магнезиальной роговой обманки в составе слюдитовых метасоматитов в парагенезисе с флогопитом отмечаются богатые алюминием минералы: ромбический амфибол (жедрит), корунд, сапфирин и шпинель (плеонаст). Преимущественное распространение эти минералы имеют в зоне плагиоклазово-рогообманковых пород, особенностю минерального состава которых является также основной состав плагиоклаза (№ 50—90) и наличие реликтов клинопироксена, замещаемого роговой обманкой. Установленный к настоящему времени минеральный состав продуктивных зон слюдитовых метасоматитов позволяет, таким образом, высказать предположение о формировании их в основном за счет пород габбрового состава близ контакта с богатыми магнием серпентинитами.

Крупные скопления слюды в рогообманковых и плагиоклазово-рогообманковых породах имеют форму линзообразных и неправильных жильных тел мощностью от нескольких сантиметров до нескольких метров (в раздувах до 20 м) и длину от 5—10 до 100 м. Серии сближенных жил образуют залежи общей мощностью около 100 м и длиной около 600 м. Содержание слюды в залежах колеблется от нескольких процентов до 70—90%, составляя в среднем не менее 50%. Во внешних их зонах, для которых характерно рассеянно-вкрапленное распределение слюды, среднее содержание ее снижается до 15—20%. Достоверных данных о химическом составе первичных слюд Карагасского месторождения нет, так как они в пределах разведанной до глубины 20—25 м коры выветривания превращены в типичный вермикулит и гидрофлогопит с 30—50% вермикулитовых слоев. Размер кристаллов слюды варьирует от долей миллиметра до 10—20, реже 50—60 мм.

Главная масса руд (75—85%) содержит вермикулит и гидрофлогопит с размером чешуек более 0,3 мм. Основные концентрации гидратированных слюд приурочены к средней глинисто-песчанистой зоне коры выветривания, мощность которой, по-видимому, превышает 20—25 м; из них в интервале до 10—15 м преобладает вермикулит, ниже — гидрофлогопит. Верхняя глинистая зона практического значения не имеет из-за небольшой мощности (несколько метров), невысокого содержания и мелкочешуйчатости вермикулита. Здесь вермикулит количественно подчинен минералам монтмориллонит-бейделлит-нонтронитового ряда и хлориту, образующемуся, по мнению М. М. Некрасовой, при выветривании вермикулита.

Вермикулит-гидрофлогопитовые руды месторождения относятся к категории богатых высококачественных руд с объемным весом обожженного концентрата в пределах 90—250 кг/м³. Запасы вермикулита, по данным предварительной разведки, составляют на площади около 1 км² и до глубины 20 м от 0,7 до 1,6 млн. т при

бортовом и среднем содержании 1 и 49% и 7 и 67% соответственно.

От охарактеризованных выше месторождений по особенностям геологического строения и общей промышленной ценности отличаются месторождения, локализующиеся в различной степени измененных ультраосновных породах, в том числе и в серпентинитах, где концентрации первичных слюд формируются в связи с субщелочными гранитами. Примером таких месторождений является сравнительно хорошо изученное [2] и к настоящему времени практически выработанное Булдымское месторождение на Среднем Урале.

Булдымское месторождение располагается в районе г. Вишневогорска, к югу от оз. Булдым. Оно приурочено к небольшому массиву серпентинитов с оторочкой актинолитовых пород по периферии. Массив залегает в виде межформационного пластового тела среди позднепротерозойско-раннепалеозойских амфиболитов, гнейсов, гранитогнейсов и кварцитов в ядре пологой синклинальной складки (рис. 17). Длина и ширина массива около 1 км, мощность 200 м. По данным структурно-геологического бурения, серпентиниты на глубине подстилаются щелочными сиенитами и миаскитами, крупный Вишневогорский массив которых расположен непосредственно к югу от месторождения.

Рис. 17. Схема геологического строения Булдымского месторождения (по П. П. Токмакову [104]).

1 — миаскиты; 2 — биотитовые гнейсы; 3 — серпентиниты; 4 — актинолитовые породы; 5 — вермикулитовые жилы; 6 — рыхлые отложения. Цифры указывают номера скважин.

В районе месторождения распространены также микроклиновые амазонитовые пегматиты, сопоставимые по составу и времени образования с послемиаскитовыми микроклиновыми гранитами Ильменских гор [89]. Вероятно, с формированием этих субщелочных гранитоидов и следует связывать ослаждение Булдынского месторождения, слюды которого характеризуются повышенным содержанием фтора.

Вся слюда на месторождении сконцентрирована в линзо- и жилообразных телах, приуроченных к зонам рассланцевания и брекчирования. Наиболее крупными являются жилы № 1 и 2, представляющие собой продолжение одна другой. Общая длина их около 650 м, мощность от 0,5 до 18—25 м в местах раздузов. Остальные девять жил имеют не больше 30 м по простиранию и 1—5 м по мощности. Бурением установлена такая же невыдержанность размеров жил и на глубину. Жилы характеризуются зональ-

ным строением, обусловленным наличием крупночешуйчатой слюды в центре и мелкочешуйчатой по периферии с рядом симметрично расположенных оторочек — ближайшей к жиле тремолит-актинолитовой и сменяющей ее тальк-карбонатной. Мощность ото-

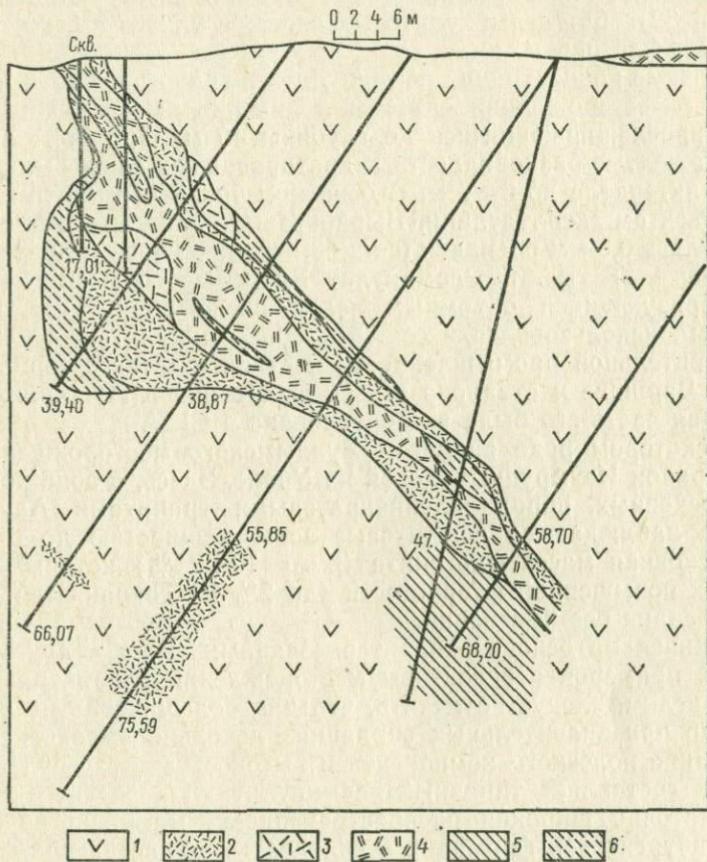


Рис. 18. Геологический разрез жилы № 1 Булдымского месторождения (по Г. А. Лухминскому, 1956 г.).

1 — серпентиниты; 2 — биотит мелкочешуйчатый; 3 — биотит крупно-чешуйчатый, 4 — вермикулит, 5 — амфиболиты, 6 — роговообманковая порода.

рочек не превышает нескольких десятков сантиметров, реже 1 м (рис. 18).

Слюдя представлена нормальным и железистым флогопитом ($f_{\text{общ}} = 13 \div 36\%$) с размером кристаллов от долей миллиметра до 40 см. Некоторым разновидностям флогопита свойственно повышенное содержание фтора (до 2,0—3,6%). Последним объясняется чрезвычайно неоднородная гидратация различнофтористых слюд в коре выветривания, что дало повод геологам, изучавшим это ме-

сторождение в годы его освоения, выделять в его пределах до 22 разновидностей вермикулита и даже присвоить ему название «булдымит». Как показало проведенное много лет спустя изучение гидратированных слюд, отобранных из карьера по выработанной жиле № 1—2, среди них оказались гидрофлогопиты, содержащие 5, 10, 15, 30 и 30—50% вермикулитовых слоев, а также и совсем неизмененные флогопиты.

Основные концентрации вермикулита и гидрофлогопита на Булдымском месторождении связаны с линейными корами выветривания, прослеживающимися до глубины 40 м. При этом лучшие, латунно-желтые разновидности гидратированных слюд были встречены в интервале до 6—7 м. В основном такой вермикулит и служил объектом эксплуатации. Выработанные запасы его для фракций крупнее 0,5 мм оцениваются в 63,1 тыс. т, менее гидратированных слюд — 78 тыс. т. Вермикулит Булдымского месторождения, характеризующийся объемным весом после обжига от 109 до 350 кг/м³, использовался в составе асбовермикулитовых плит для судостроительной промышленности и строительства Дворца культуры в Варшаве и стадиона им. В. И. Ленина в Лужниках. Значительная часть его была экспортирована в США.

В некотором роде аналогом Булдымского месторождения является район Изумрудных Копей на Урале. Здесь, в зоне контакта ультраосновных пород с лейкократовыми гранитами Адуйского массива наблюдаются слюдитовые зоны мощностью до 6—12 м [16], основная масса флогопита ($f_{\text{общ}} = 10 \div 24\%$) которых вследствие их повышенной фтористости (до 2% F) сохраняется в коре выветривания без изменений.

Оценивая на основе охарактеризованных выше и других конкретных примеров перспективы месторождений рассматриваемого типа в целом, следует отметить, что для большинства из них характерно при значительных вариациях довольно высокое среднее содержание полезного компонента и высокое качество руд, основу которых составляет типичный вермикулит.

Достаточно широкая распространенность массивов пород дунит-гарнцбургитовой формации в складчатых областях как фанерозойского, так и докембрийского возраста обуславливает возможность обнаружения подобных месторождений во многих регионах. Определенным преимуществом при этом обладают массивы неоднородных по составу высокомагнезиальных пород, сильно варьирующих по содержанию Si и Al.

Вместе с тем из анализа фактических данных следует, что качество руд и их запасы в значительной мере зависят от особенностей вещественного состава гранитоидов, с которыми прямо или косвенно связывается ослаждение гипербазитов. Так, в ассоциации с существенно плагиоклазовыми гранитоидами (как гранитационного, так и интрузивного происхождения) возникают нормальные малофтористые флогопиты, преобразующиеся в коре выветривания и типичные вермикулиты и гидрофлогопиты с высокой

степенью гидратации. Однако крупных скоплений вермикулита при этом не образуется (Андреевское месторождение).

В связи с позднеорогенными плагиомикроклиновыми гранитами, представленными обычно крупными массивами, в экзоконтактах последних устанавливаются значительные концентрации малофтористых слюд и формирующиеся на их основе в коре выветривания промышленные месторождения вермикулита с большими запасами и высоким качеством руд (Каратасское месторождение).

В то же время крупные скопления слюд, наблюдающиеся в экзоконтактовых ореолах посторогенных субщелочных лейкократовых или аляскитовых гранитов, оказываются малоперспективными или совсем бесперспективными на вермикулит, так как присущая этим слюдам высокая фтористость (до 2,0—3,6% F) препятствует их гидратации в коре выветривания (Изумрудные Копи).

Формационный тип 4 — гидробиотитовый в дунит-пироксенит-габбровых комплексах в ассоциации с более молодыми гранитоидами. Месторождения вермикулит-гидрофлогопитовых и гидробиотитовых руд этой формации приурочены в большинстве своем либо к существенно пироксенитовым массивам, либо к массивам габбро с постепенными переходами к пироксенитам. Появление в пироксенитах и габброидах крупных слюдяных концентраций сопряжено с формированием гранитов, в одних случаях плагиомикроклиновых позднеорогенных, в других — аляскитовых, связанных с постконсолидационной активизацией складчатой области, вступившей в платформенное развитие. Связь с гранитами обычно устанавливается по наличию среди гипербазитов и габброидов жильных дериватов этих гранитов в ореолах ослюденелых пород.

Из известных месторождений вермикулита к этому формационному типу относятся Субутакское месторождение на Южном Урале и Каменномугильское в Западном Приазовье.

Субутакское месторождение, находящееся к юго-востоку от г. Магнитогорска, приурочено к одноименному массиву пироксенитов с оторочкой габбро и габбро-диоритов по периферии и редкими участками серпентинитов и дайками мелкозернистых габбро и микрогранитов внутри. Массив, имеющий площадь около 3—3,5 км², входит в состав одного из южноуральских гипербазитовых поясов, прослеживающегося вдоль зоны региональных разломов в восточном борту Магнитогорского прогиба и по границе его с Восточно-Уральским поднятием (рис. 19). В этой же пограничной зоне расположены массивы позднепалеозойских гранитоидов (Кацбахский и др.), варьирующих по составу от гранодиоритов до аляскитовых гранитов. Преобладают в них, как и в находящемся несколько восточнее (в пределах Восточно-Уральского поднятия) крупном Джабык-Карагайском массиве, двуслюдяные плагиомикроклиновые граниты, с формированием которых, вероятно, и связано ослаждение пироксенитов Субутакского массива.

По данным В. И. Быкова, проводившего на массиве в 1966 г. поисково-разведочные работы на вермикулит, ослаждением затро-

нуты все пироксениты, но распределено оно неравномерно как по площади, так и на глубину. Наиболее интенсивное ослаждение установлено в центральной части массива, в средне- и крупнозернистых пироксенитах, где на фоне равномерно рассеянной вкрапленности наблюдаются гнезда, линзы и жилообразные обособления слюды.

Слюда, встречающаяся в парагенезисе с обычной роговой обманкой и акцессорным апатитом, реже со щелочным полевым шпатом, представлена в основной своей массе чешуйками менее 3 мм в диаметре. По составу она отвечает железистому флогопиту ($f_{общ} = 30\%$ для наименее гидратированных разновидностей). Содержание флогопита в породах варьирует в широких пределах — от долей до 50—60%, составляя в среднем около 15%. В коре выветривания, развитой на месторождении повсеместно до глубины от 1 до 35 м, в среднем до 15—20 м, вся слюда гидратирована с превращением в типичный вермикулит и гидрофлогопит с 30—50%-ной степенью гидратации. Представление о строении профиля коры выветривания и распределение в ней гидратированных слюд дает составленный В. И. Быковым типовой разрез, который выглядит следующим образом (сверху вниз): 1) охристые и пестроцветные глины (0—12 м) с содержанием вермикулита от 0 до 16,5%, в среднем 1%; 2) пескообразные глины (5—25 м) с содержанием вермикулита и гидрофлогопита от 0 до 60%, в среднем 10—15%; 3) глинисто-щебенистые образования (0—17 м, в среднем 7—8 м) с содержанием вермикулита и гидрофлогопита от 23 до 43%, в среднем 18,8%; 4) щебенисто-дресвянистые осладенные пироксениты (0—28 м, в среднем 5—6 м).

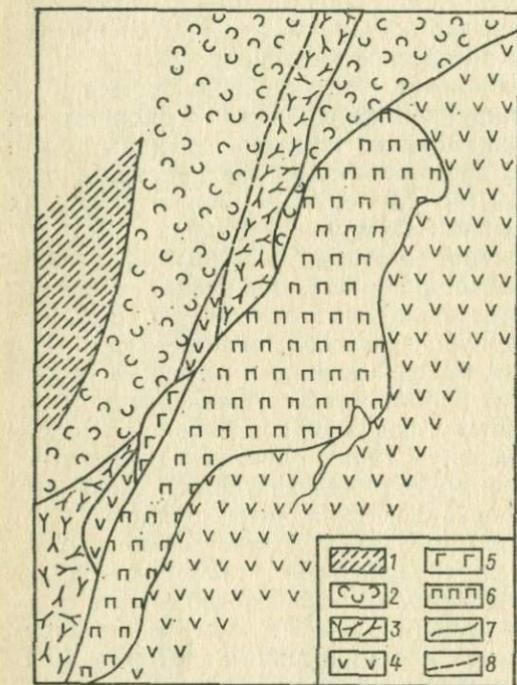


Рис. 19. Схематическая геологическая карта Субутакского массива (по В. И. Быкову, 1966 г.).

1 — кремнисто-хлоритовые сланцы; 2 — туфы и туфобрекции основного состава; 3 — плагиоклавовые порфириты; 4 — пироксен-плагиоклавовые и диабазовые порфириты; 5 — габбро-диориты; 6 — пироксениты и габбро-пироксениты вермикулите содержащие; 7 — контакты пород; 8 — тектонические контакты.

ратированных слюд дает составленный В. И. Быковым типовой разрез, который выглядит следующим образом (сверху вниз): 1) охристые и пестроцветные глины (0—12 м) с содержанием вермикулита от 0 до 16,5%, в среднем 1%; 2) пескообразные глины (5—25 м) с содержанием вермикулита и гидрофлогопита от 0 до 60%, в среднем 10—15%; 3) глинисто-щебенистые образования (0—17 м, в среднем 7—8 м) с содержанием вермикулита и гидрофлогопита от 23 до 43%, в среднем 18,8%; 4) щебенисто-дресвянистые осладенные пироксениты (0—28 м, в среднем 5—6 м).

Мощность продуктивных зон коры выветривания варьирует в широких пределах в зависимости от характера трещиноватости:

слюдосодержащих пород и степени сохранности верхних частей профиля, составляя в сумме в среднем обычно не менее 20 м. Вермикулит и гидрофлогопит здесь имеют размер чешуек в основном от 0,5 до 2,5 мм. В перекрывающей глинистой зоне, где они ассоциируют с минералами монтмориллонит-бейделлит-нонтронитового ряда, каолинитом, карбонатами, гидроокислами железа и марганца, размер их частиц не превышает 0,5 мм, и они не представляют практической ценности.

На месторождении выделена одна рудная зона, вытянутая согласно с удлинением массива на 4 км при ширине от 100 до 600 м. Содержание в ней вермикулита и гидрофлогопита при колебаниях от долей процента до 63,5 % в среднем составляет 12 %. Подсчитанные для этой площади запасы при бортовом содержании полезного компонента 6 % оцениваются около 1,7 млн. т. Технологические испытания вермикулит-гидрофлогопитовых руд фракции 0,5—2,5 мм и крупнее показали, что они в зависимости от содержания полезного компонента имеют объемный вес после обжига от 156 до 336 кг/м³, а полученный при их обогащении концентрат — от 90 до 200 кг/м³ (в среднем 150—160 кг/м³), соответствуя, таким образом, маркам действующего ГОСТ.

Каменномуогильское месторождение расположено в бассейне р. Берды, к юго-западу от г. Волноваха, ассоциирует с небольшими межпластовыми телами меланократовых габбро, залегающими среди пород гнейсово-мигматитовой толщи архея (рис. 20). Краевые части наиболее крупных тел сложены габбро-амфиболитами, амфиболитами, амфибол-пироксеновыми и биотит-амфиболовыми гнейсовидными породами, возникшими при процессах регионального метаморфизма и гранитизации габбро. Все разновидности пород связаны между собой постепенными переходами. В центральных частях тел габброидов иногда встречаются шлироподобные обособления оливин-гиперстенового состава и многочисленные дайки и жилы гранит-аплитов, аплит-пегматитов и пегматитов, обнаруживающие сходство с микроклиновыми гранитами расположенного в 1,0—1,5 км южнее Каменномуогильского массива. Массив имеет форму небольшого штока (7,5 км²), внедрившегося в консолидированную архейскую толщу в протерозое на участке пересечения разломов [35]. По особенностям минерального и химического состава каменномуогильские граниты относятся к субшелочным разновидностям аляскитового типа, отличающимся от архейских более высоким содержанием SiO₂, K₂O и F и меньшим — TiO₂, Fe₂O₃, FeO, MgO и CaO.

Жильные дериваты аляскитовых гранитов, прорывающие габброиды, расположены в них вдоль зон вторичного рассланцевания, контролирующих размещение и крупных скоплений первичных слюд, и продуктов их гидратации в коре выветривания. Ослюдение габброидов — наиболее характерный и интенсивно проявленный процесс их метасоматического преобразования, связанного с формированием субшелочных гранитов. Оно наблюдается по всей

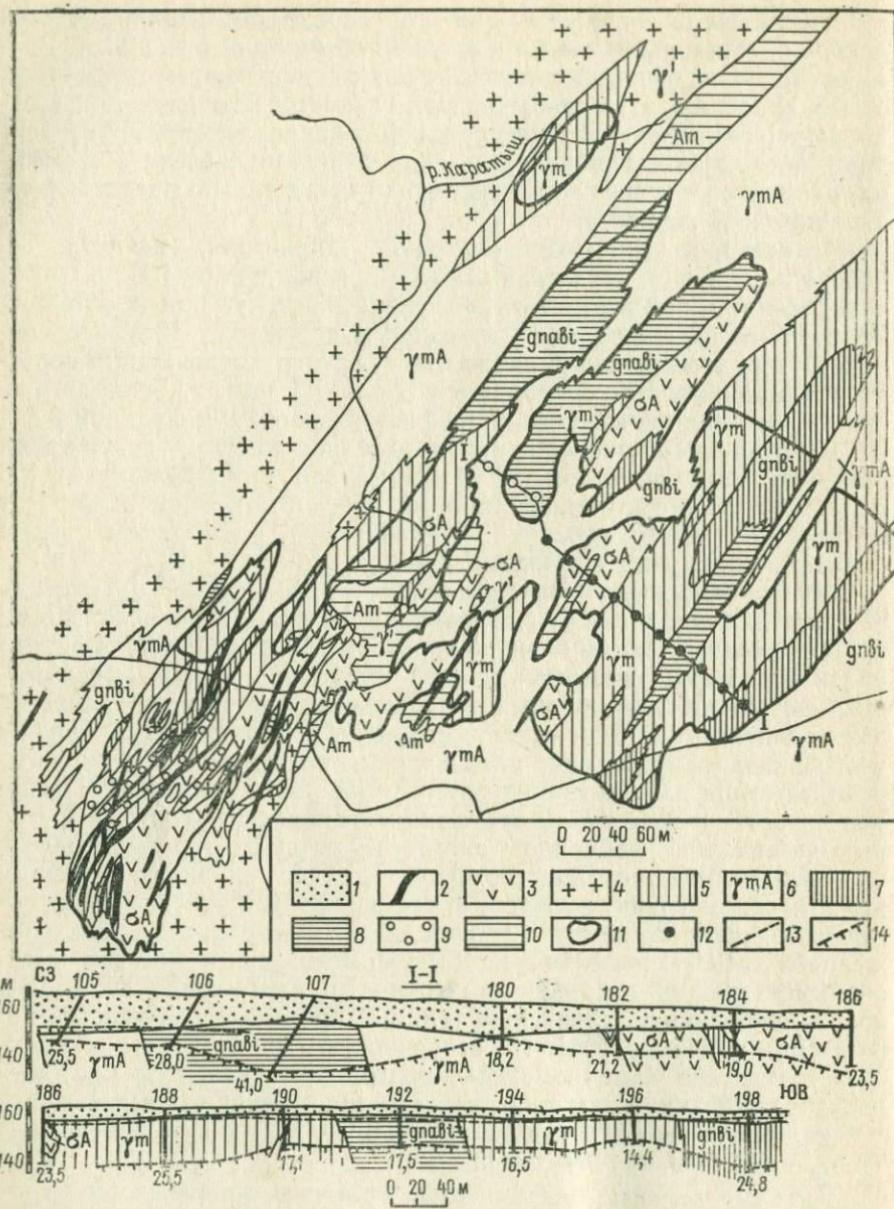


Рис. 20. Схематическая геологическая карта Камениномогильского месторождения (по Л. П. Гоголю, М. А. Коваленко, А. А. Бочкову, 1968 г.).

1 — почвенно-растительный слой; 2 — пегматитовые жилы; 3 — габбро и габбро-амфиболиты (продуктивная толща); 4 — граниты; 5 — мигматиты биотитовые; 6 — мигматиты амфиболовые; 7 — гнейсы биотитовые; 8 — гнейсы амфибол-биотитовые; 9 — гнейсы графито-биотитовые; 10 — амфиболиты; 11 — контуры рудных тел; 12 — скважины; 13 — уровень грунтовых вод; 14 — границы коры выветривания.

площади тел, особенно в центральных частях, не затронутых архейским ультраметаморфизмом. Распределение слюды крайне неравномерно, содержание ее колеблется от нескольких процентов до 50% и более, составляя в среднем по месторождению 20—25%. Слюда представлена в основном биотитом ($f_{общ} = 29 \div 44\%$), особенностью которого является сравнительно высокое содержание Fe^{2+} ($\text{FeO} = 13 \div 15\%$) и постоянное присутствие летучих — фтора и хлора, составляющих в сумме обычно 0,5—0,7%.

Скопления биотита имеют форму рассеянной вкрапленности, гнезд, линз, неправильных жильных тел, из которых наиболее крупные прослеживаются на десятки и сотни метров по простиранию и до десятков метров по падению при мощности 15—20 м. В парагенезисе с биотитом отмечаются зеленая роговая обманка, перититовый калинатровый полевой шпат, реже кварц и акцессорный апатит. Отдельные участки габбро, обогащенные щелочным полевым шпатом (до 44—57%), приобретают состав габбро-сиенита. Обычными реликтовыми минералами биотитовых метасоматитов являются моноклинный пироксен диопсид-геденбергитового ряда и плагиоклаз (от № 56 до № 24), более редким — гиперстен, характерный для перидотитовых шлиров.

В коре выветривания слюдитовые метасоматиты преобразуются в вермикулитовые руды, основу которых составляет гидробиотит с очень небольшим количеством вермикулитовых слоев (5—10%). Типичный вермикулит редок и не дает больших скоплений. Мощность продуктивной зоны коры выветривания колеблется от 10 до 30 м в зависимости главным образом от трещиноватости пород. По характеру дезинтеграции это в основном глинисто-песчанистые образования. Верхние горизонты имеют существенно гидробиотит-нонтронит-монтмориллонитовый состав. Содержание гидробиотита всюду пропорционально содержанию слюд в неизмененных породах. Преобладают чешуйки гидробиотита размером не более 1—2 мм в поперечнике; наиболее крупные из них не превышают 5—7 мм.

Наряду с концентрациями гидробиотита, образовавшимися за счет апогаббровых слюдитовых метасоматитов, на месторождении распространены также гидробиотиты, возникшие при выветривании вмещающих биотитсодержащих гнейсов. Разделить эти типы вермикулитовых руд практически невозможно вследствие их обычной перемежаемости и внешнего сходства продуктов выветривания в продуктивной зоне. Однако доля руд второго типа в общем балансе запасов месторождения невелика, так как содержание биотита в гнейсах, претерпевших неоднократную гранитизацию, низкое (5—10% и менее), и гнейсы не имеют большого распространения.

Технологические испытания качества гидробиотитовых руд Каменногольского месторождения, проведенные в лабораторных условиях и на промышленных установках, показали, что из них может быть получен вспушенный термовермикулит с объемным ве-

сом 140, 212, 306 и от 350 до 500 кг/м³ при соответствующем вы-
ходе 5,8; 14,4; 20,5 и 25—30% [76]. Это означает, что содержание
вермикулита промышленных марок (150 и 200) в этих рудах очень
невелико, а высокосортных руд (марки 100) нет вообще. Основная
масса вермикулита, вернее гидробиотита, не отвечает техническим
условиям ГОСТ 12865—67. Но, как свидетельствуют эксперимен-
тальные исследования, такой гидробиотит может найти примени-
ние в сельском хозяйстве, литейном производстве [76] и особенно
широкое в строительстве при изготовлении теплоизоляционных,
конструктивно-теплоизоляционных и кровельных материалов [34].
Запасы гидробиотита на месторождении, по данным последних
разведочных работ, составляют около 2 млн. т.

Рассмотренные Субутакское и Каменномогильское месторож-
дения, несмотря на некоторые различия, объединяет ряд важных
черт, позволяющих относить их к одному формационному типу. Это
прежде всего приуроченность того и другого к меланократовым
существенно пироксеновым породам, принадлежащим к одной ин-
трузивной формации — дунит-пироксенит-габбровой, проявляющейся
в ранние этапы геосинклинального развития складчатых областей.
На обоих месторождениях ослаждение связано с формированием
значительно более поздних по отношению к меланократовым
породам нормальных или субщелочных гранитов. Имеется
сходство и в проявлении других метасоматических преобразований.
Различная интенсивность последних, особенно калишпатизации,
объясняется, вероятно, разным составом и интенсивностью воз-
действия щелочных растворов, связанных с формированием раз-
личающихся по своему составу гранитов. Следствием этого, может
быть, является и большее содержание хлора и особенно фтора
(в 2—3 раза) в биотитах Каменномогильского месторождения по
сравнению с Субутакским, что наряду с повышенным содержа-
нием Fe²⁺ препятствует более совершенной гидратации этих биоти-
тов в коре выветривания.

Сравнительная оценка охарактеризованных месторождений по-
казывает, что из них Субутакское представляется более перспек-
тивным, поскольку обладает при соизмеримых запасах сырья бо-
льше высоким его качеством. Однако при определенных условиях
для нужд местной промышленности могут найти широкое приме-
нение и некондиционные в основной своей массе гидробиотиты ка-
менномогильского типа, как об этом свидетельствуют результаты
экспериментальных исследований [76].

В настоящее время, кроме Субутакского и Каменномогильского,
промышленные месторождения рассматриваемого формационного
типа в Советском Союзе не известны. Из зарубежных аналогами
Каменномогильского месторождения являются, судя по литератур-
ным данным, месторождения Центрального Техаса [138], сформи-
ровавшиеся сходным путем в ходе последовательного преобразо-
вания древних габброидов. Перспективы выявления новых подоб-
ных месторождений в известных и других регионах Советского Со-

юза обуславливаются благоприятным сочетанием указанных комплексов пород контрастного состава, среди которых гранитоиды представлены нормальными плагиомикроклиновыми разновидностями.

Как можно видеть из приведенного описания, месторождения формационных типов второй группы имеют много общих черт, сказывающихся вещественного состава их руд, локализации, внутреннего строения и условий формирования. Основной причиной этого является известное сходство ассоциаций пород дунит-гарцбургитовой и дунит-пироксенит-габбровой формаций, которые и служат первоосновой вермикулитовых руд на этих месторождениях. В некоторых случаях в связи с недостаточной четкостью критерии расчленения этих пород или из-за сильных изменений, затрудняющих определение их первичных особенностей, отнесение гипербазитовых массивов к одной из этих формаций вообще производится условно. Это непосредственно отражается и на достоверности установления формационной принадлежности приуроченных к ним вермикулитовых месторождений. При таких условиях возникает вопрос о правомерности и целесообразности выделения рассмотренных третьего и четвертого типов. Однако, несмотря на остающиеся сомнения, вероятно, необходимо сохранить эти типы в классификации, поскольку типичные представители каждого из них характеризуются достаточно определенными отличительными свойствами, определяемыми спецификой материнских пород. При этом характерными особенностями месторождений третьего типа следует считать лучшее качество вермикулитового сырья и более высокую концентрацию его в рудах. С другой стороны, ослаждение на месторождениях четвертого типа проявляется обычно более широко, что в общем случае обуславливает их более крупные запасы.

Характеризуя в целом месторождения группы Б, следует отметить связанные с особенностями формирования специфику их геологического положения. Хотя эти месторождения в отличие от месторождений группы А и являются наиболее типичными для складчатых областей, некоторые из них расположены в стабилизованных структурах. Такое положение не является парадоксальным, поскольку образование материнских меланократовых пород и в этих случаях связано с геосинклинальными стадиями развития территорий, а ослаждение их, происходящее значительно позже, может быть вызвано различными из многократно проявленных региональными и локальными процессами калиевого метасоматоза, в том числе и имевшим место в постконсолидационный период развития складчатой области.

Эта специфика геологической позиции рассмотренных месторождений существенным образом отличает их от сходных по ряду вещественно-структурных особенностей, и в частности по качеству руд месторождений первой группы, в которых формирование ме-

ланократовых пород и слюдяных концентраций происходит в одних и тех же тектонических условиях активизации жестких структур.

Группа В. Вермикулит-гидрофлогопитовые формации в комплексах магнезиальных карбонатных и алюмосиликатных пород, ассоциирующих с аляскитовыми гранитами

В эту группу объединены довольно разнородные проявления вермикулитовой и гидрофлогопитовой минерализации (типы 5 и 6), различающиеся между собой по условиям образования и геологической позиции в структурах земной коры. Сюда включены руды как типичных магнезиальных скарнов контактовых зон интрузивных гранитоидных массивов, так и флогопитоносных диопсидовых пород и флогопитовых жил глубоко метаморфизованных комплексов, известных как зонально-гнейсовая и карбонатно-гранулитовая метаморфические формации [28]. Вопросы генезиса флогопит-диопсидовых пород, несмотря на долгую историю изучения связанных с ними крупнейших промышленно-ценных месторождений флогопита, остаются во многом дискуссионными до настоящего времени. Однако сходство их, если не полная аналогия с типичными магнезиальными скарнами отмечались многими исследователями [51, 61, 73, 87].

Объединяет их при всем разнообразии близость минеральных парагенезисов и состава слюд, а также приуроченность к геологическим структурам или комплексам, в которых сочетаются (контактируют, чередуются) магнезиальные карбонатные породы, с одной стороны, и алюмосиликатные — с другой. Характерной особенностью является также ассоциация тех и других образований с лейкократовыми существенно калишпатовыми (аляскитовыми) гранитами, с формированием которых связывают процесс слюдообразования. Все это обусловливает и соответствующее сходство условий локализации руд, масштабов ослюденения и качества гидратированных слюд, как это показано ниже на примерах тех и других типов месторождений.

Формационный тип 5 — вермикулит-гидрофлогопитовый в магнезиальных скарнах. В настоящее время известно только одно месторождение вермикулит-гидрофлогопитовых руд этого типа — Размановское в Восточном Саяне, характеризующееся весьма своеобразными условиями формирования.

Размановское месторождение находится в горно-таежной части Восточного Саяна, на расстоянии 50—70 км к юго-востоку от ближайших населенных пунктов и от железнодорожной станции Хайдак. В геологическом отношении оно расположено в пределах внешнего прогиба салаирской геосинклинальной области. Прогиб выполнен нижнекембрийскими доломитами и доломитизированными известняками, прорванными гранитами раннепалеозойского воз-

растя, становление которых связано со средними этапами развития соседней каледонской складчатой области. Краевые зоны массива сложены породами габбрового, диоритового и сиенитового

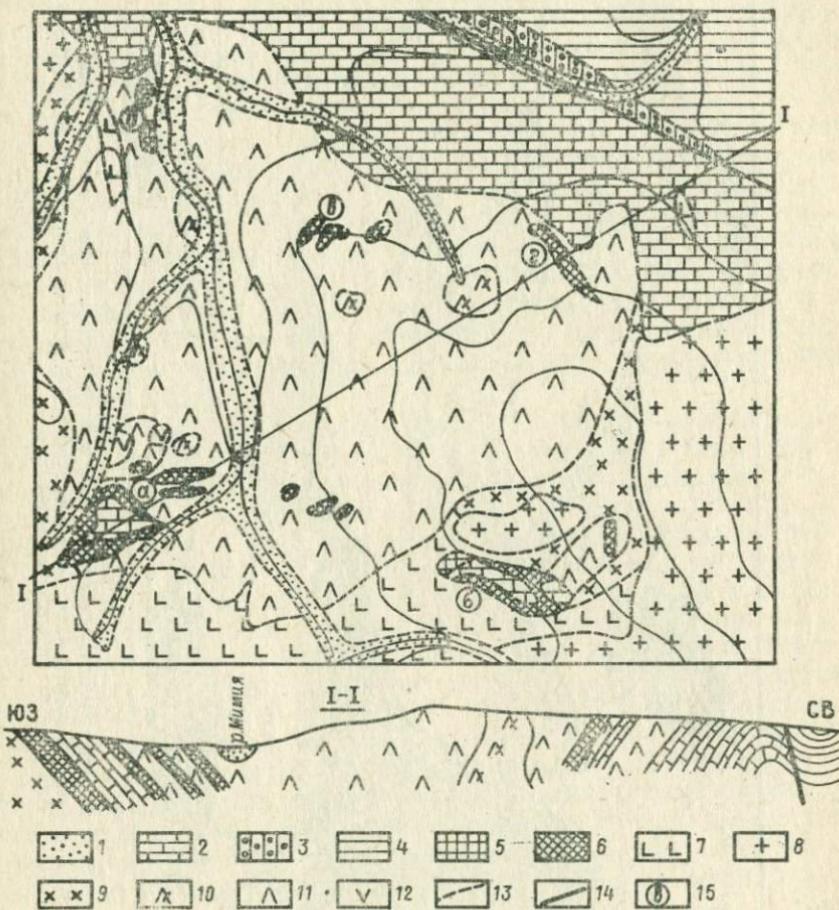


Рис. 21. Схематическая геологическая карта Размановского месторождения (по Э. М. Борц, 1961 г.).

1 — аллювий; 2 — мраморы, известняки, известково-глинистые сланцы; 3 — кварциты; 4 — амфиболиты; 5 — роговики; 6 — диопсидовые, вермикулит-диопсидовые, вермикулит-плагиоклаз-пироксеновые породы; 7 — сиениты; 8 — граниты; 9 — диориты; 10 — габбро нормальные; 11 — габбро измененные; 12 — пикриты; 13 — границы пород; 14 — тектонические нарушения; 15 — участки Размановского месторождения: а — Соседний, б — Таборный, в — Противоположный, г — Верхнекерженский, д — Дыроватый.

состава, в центре развиты субщелочные лейкократовые и аляскиевые граниты.

Месторождение состоит из пяти участков, приуроченных к контактам меланократовых габбродиоритовых пород с заключенными в них ксенолитами доломитов (рис. 21, 22). По мере удаления от кон-

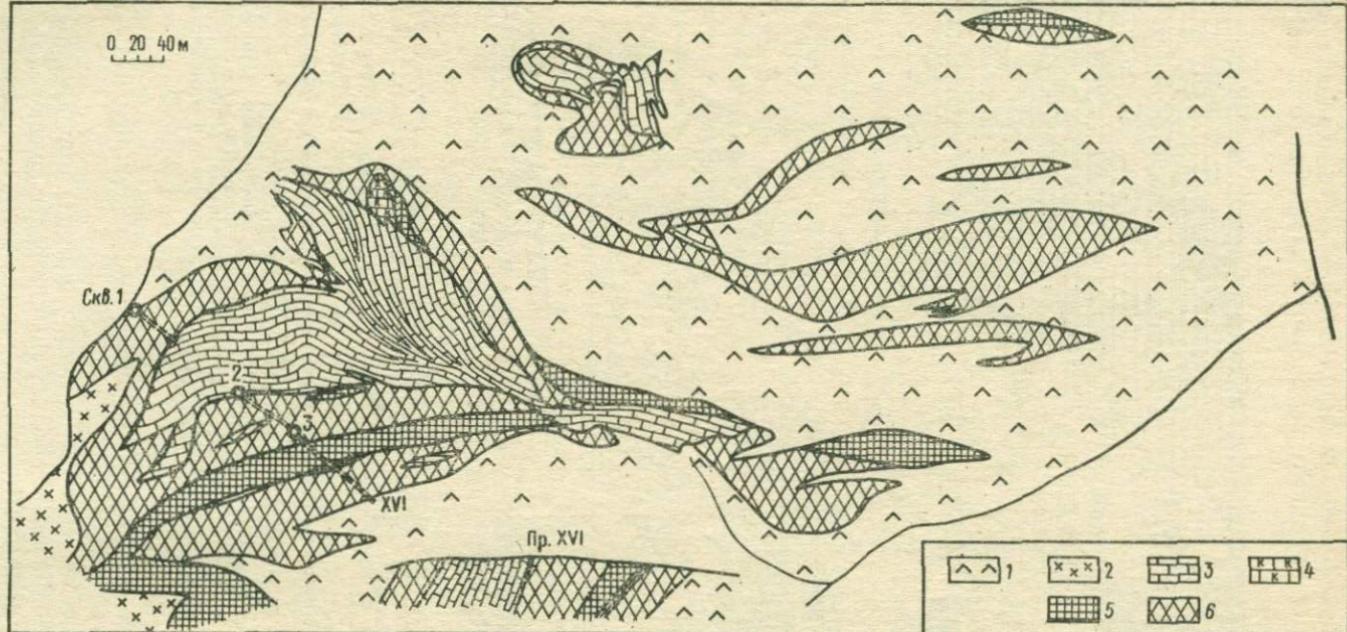


Рис. 22. Схематическая геологическая карта участка Соседнего, Размановское месторождение (по Э. М. Борц, 1961 г.).
1 — габбро (Pz_1); 2 — сиениты (Pz_2); 3 — известняки, доломиты (Cm_1); 4 — кальцифиры; 5 — пироксен-плагиоклазовые породы; 6 — вермикулит-диопсидовые породы.

тактов в сторону карбонатных пород наблюдаются последовательно сменяющие друг друга следующие зоны: плагиоклаз-пироксеновая, скаполит-пироксеновая, шпинель-диопсидовая с флогопитом и иногда паргаситом, диопсидовый кальцифир с флогопитом и паргаситом и форстеритовый кальцифир с флогопитом, корундом и пирохлором. Первые две из них не всегда отчетливо выражены и устанавливаются как реликты в породах сменяющих их зон. Вполне вероятно, что эти две зоны, возникшие, как и остальные, в стадию магматического скарнирования доломитов, были в значительной мере замещены внедрившимся затем гранитным расплавом, результатом контаминации и кристаллизации которого явились гибридные породы габбро-пироксенитового и сиенитового состава. Появление флогопита связано с более поздним метасоматическим преобразованием скарнов, очевидно совпадающим по времени с кристаллизацией субщелочных гранитов центральных частей массива. Схематически этот процесс изображен в табл. 3, подробнее он рассмотрен в специально посвященной этому месторождению работе автора [62].

Из всех зон магнезиальных скарнов практически интересной является шпинель-диопсидовая, к которой приурочены крупные скопления флогопита и вермикулита. Флогопит-диопсидовые породы в этой зоне имеют форму линз или неправильных жил, прослеживающихся, как показали геологоразведочные работы Э. М. Борц в 1964 г., согласно с простиранием известняков на десятки и сотни метров (до 700 м) при мощности от 5 до 120 м. Присутствующий в их составе пироксен представлен диопсид-авгитом, шпинель соответствует плеонасту с 25—30% железистого компонента, флогопит характеризуется невысокой железистостью ($f_{общ}=6\div14\%$) и фтористостью ($F=0,0\div0,23\%$). Содержание флогопита колеблется от долей процента до 50—60, иногда 95%, в среднем не превышая 10—15%. Кристаллы его образуют рассеянную вкрапленность, группируются в гнезда или составляют оторочки пегматитовых жил, секущих скарны. Мощность слюдяных обособлений, как правило, не превышает 15—20 см, в оторочках — 50—70 см. Кристаллы флогопита имеют размер в основном не более 0,5—1,0 см в диаметре, иногда достигают 2—3 см и только в околовегматитовых оторочках — до 10—15 см.

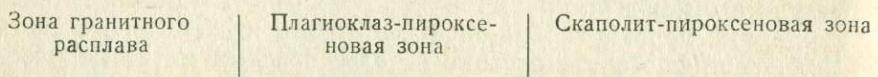
Наиболее крупнопластинчатый флогопит, связанный с околовегматитовыми оторочками, встречен на участке Противоположном в контакте доломитов и кальцифиров с пегматитами существенно плагиоклазового состава. Определение качества этой слюды показало, что она может использоваться для электроизоляции, выдерживает пробивное напряжение 3,8 кв. Но, так как в близповерхностной зоне даже наименее измененный флогопит уже при 250° С частично вспучивается, к нагревостойкому он относиться не может. К тому же и масштабы проявления крупнопластинчатого флогопита ничтожны.

Таблица 3

Схема
стадийности образования магнезиальных скарнов и связанной
месторождения

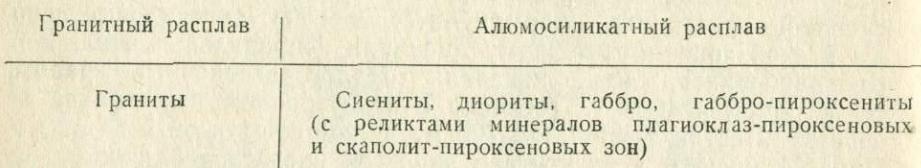
I. Перемещение элементов и зональность

Инфильтрация сквозьмагматиче-



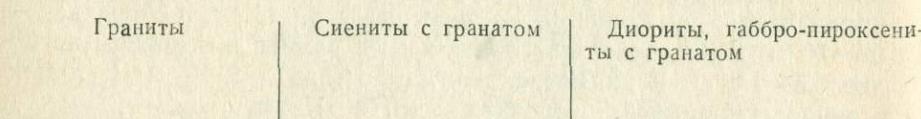
II. Перемещение элементов и зональность

Отраженная волна Na, K

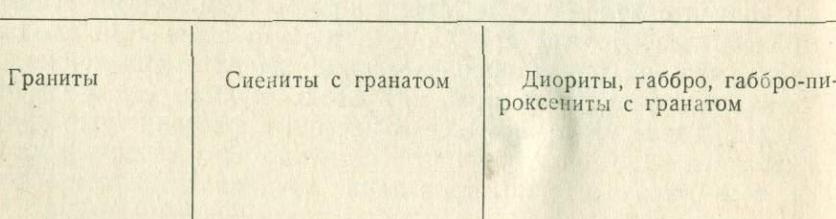


III. Перемещение элементов и зональность скарнов в резуль-

Инфильтрация Na и K с постмаг-



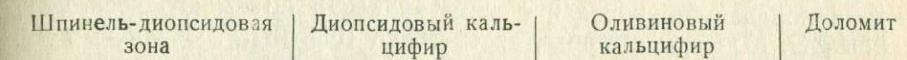
IV. Зональность флогопитсодержащих скарнов в коре выветривания, возник-



с ними флогопит-вермикулитовой минерализации Размановского

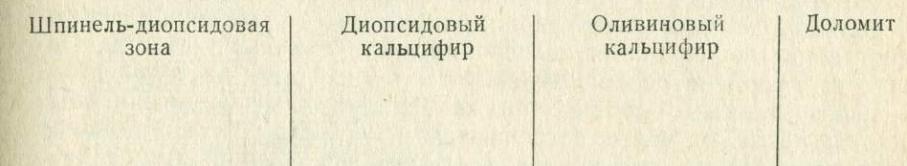
ность скарнов магматического этапа

ских растворов с Si, Al, Fe, Na



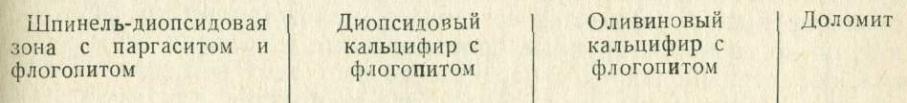
скарнов этапа магматического замещения

Диффузия Ca, Mg

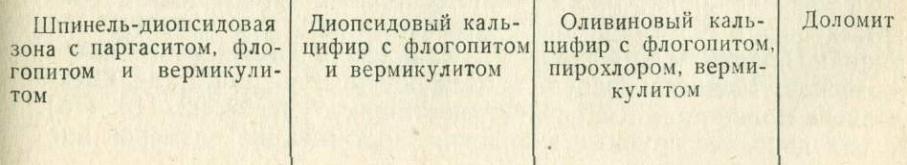


тате постмагматического этапа их преобразования

матическими растворами



шая в результате выноса K и Na из слюд с образованием вермикулита



Промышленную ценность концентрации флогопита приобретают в коре выветривания, где флогопит весь превращен в типичный вермикулит или гидрофлогопит с 50%-ной степенью гидратации. Глубина распространения гидратированных слюд резко различна — от 10 до 30 м и более в зависимости от трещиноватости пород (рис. 23).

Имеющиеся результаты технологических определений качества термовермикулита из вермикулит-гидрофлогопитовых руд скарнов не могут быть признаны удовлетворительными, так как испытанию подвергались как обогащенные, так и необогащенные пробы, зачастую содержащие только доли или несколько процентов вермикулита и показавшие в связи с этим значения объемного веса, по данным Э. М. Бориц, в пределах от 70 до 1058 кг/м³. Согласно же данным количественного рентгеновского анализа вермикулит и гидрофлогопит в рудах этого месторождения по качеству близки к таковым в оливинсодержащих породах интрузивных комплексов платформенных и складчатых областей.

Запасы вермикулита и гидрофлогопита Размановского месторождения, подсчитанные по категории С₂ при среднем содержании 10% и варьирующей на разных участках от 10 до 30 м мощности продуктивной коры выветривания, составляют около 350 тыс. т. Небольшие запасы и труднодоступность месторождения исключают в настоящее время целесообразность его эксплуатации. Однако это не дает оснований считать данный тип месторождений бесперспективным вообще, так как аналогичные магнезиальные скарны довольно часто встречаются во многих других регионах Советского Союза (на контактах доломитов с сиенитами, гранитами, гипербазитами), где при их специальном изучении могут быть выявлены промышленные концентрации вермикулита и гидрофлогопита.

Формационный тип 6 — вермикулит-гидрофлогопитовый в магнезиальных карбонатных и алюмосиликатных метаморфических комплексах. С метаморфическими комплексами магнезиальных карбонатных и алюмосиликатных пород связаны крупнейшие в мире месторождения высококачественного маложелезистого флогопита, но не известны крупные промышленные скопления вермикулита, несмотря на широкое развитие во всех этих регионах мощных площадных кор выветривания. Эта необычная для маложелезистых слюд ($f_{общ}=3\div19\%$) устойчивость к выветриванию объясняется, по-видимому, присущей флогопитам большинства месторождений метаморфических комплексов повышенной фтористостью ($F=2,0\div7,0\%$), препятствующей развитию их вермикулитизации.

Небольшие концентрации, иногда только отдельные находки вермикулита и гидрофлогопита отмечены в ряде флогопитовых провинций: Слюдянской, Алданской, Канадской, Индийской, Северо-Корейской, Мадагаскарской, причем на тех участках, где имеют развитие малофтористые разновидности слюд [21, 27, 92, 113, 176]. Из них наиболее крупные скопления, достигающие размеров про-

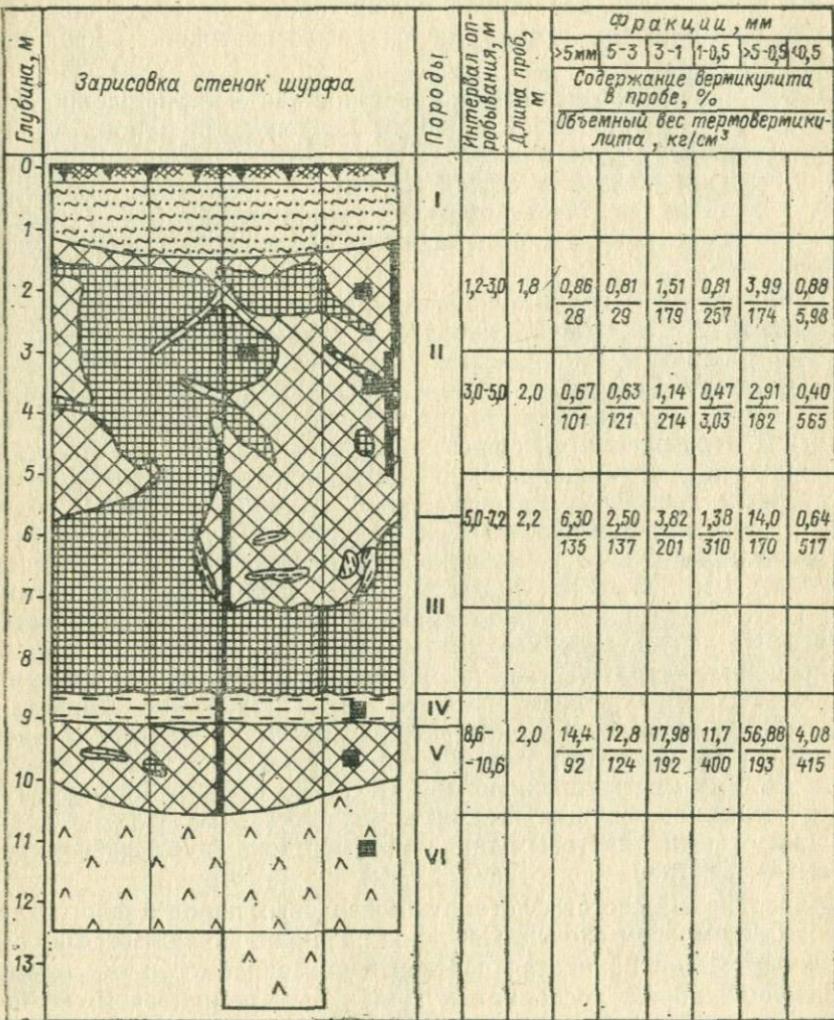


Рис. 23. Зарисовка шурфа 83, Размановское месторождение (по Э. М. Борц, 1961 г.).

Породы: I — почвенно-растительный слой; 0,25—1,2 — суглинок покровный буровато-коричневый с обломками подстилающих пород; II — вермикулит-диопсидовая порода, зеленовато-бурая, равномернозернистая с размерами зерен до 1—2 мм, рыхлая; содержание вермикулита 10—15%, размер частиц 5 мм и более, местами наблюдаются линзы и гнезда, на 70—90% сложенные вермикулитом, размеры таких включений достигают 20 мм в поперечнике; повсеместно наблюдаются включения плагиоклаз-пироксеновой породы; III — плагиоклаз-пироксеновая порода, темно-серая с зеленым оттенком, средне- и крупнозернистая, массивная; состав — 10—20% полевого шпата и 80—90% пироксена (диопсид-геденбергита); IV — слюдит, состоящий из 85—90% вермикулита и 10—15% диопсида и кальцита; V — вермикулит-диопсидовая порода с единичными включениями спутанно-волокнистого tremolит-асбеста; VI — габбро, темно-серое, мелкозернистое.

мышленных месторождений, установлены на отдельных рудниках Слюдянского месторождения, приводимое ниже рассмотрение которого может дать достаточно полное представление о специфических особенностях вермикулит-гидрофлогопитовой минерализации этого типа.

Слюдянское месторождение, известное как месторождение флогопита, представляет собой крупный слюдоносный район, объединяющий около десятка рудников и несколько десятков рудопроявлений, насчитывающих в общей сложности свыше 500 крупных и мелких рудных тел. Месторождение расположено у юго-западной оконечности оз. Байкал, вблизи железнодорожной станции Слюдянка.

Район месторождения приурочен к зоне пересечения внутригеосинклинального поднятия, сложенного докембрийскими породами, мезо-кайнозойским Байкальским сводовым поднятием. Появление и размещение флогопитовой минерализации контролируется благоприятным сочетанием литолого-стратиграфических, магматических и тектонических факторов. В соответствии с этим площадь ее проявления ограничивается областью распространения алюмо-силикатных (особенно магнезиальных алюмосиликатных) пород (биотитовых и пироксен-амфиболовых гнейсов), чередующихся с доломитизированными известняками и развитыми среди этих пород богатыми калием гранитами и их жильными дериватами [19, 114]. В пределах этой площади промышленное флогопитовое оруденение, представленное телами метасоматических флогопит-диопсидовых пород и главным образом флогопитовыми жилами, занимает строго определенное структурное положение. Диопсидовые породы тяготеют к тектоническим зонам на контактах алюмосиликатных и магнезиальных карбонатных пород, жилы выполняют систему лестничных, поперечных относительно простирания пород, реже кососекущих трещин в гнейсах и залегающих в чередовании с ними пластовых телах метаморфизованных габброидов (рис. 24).

Минеральный состав флогопит-диопсидовых пород и флогопитовых жил во многом сходен. Основное различие заключается в том, что в первых он находится в отчетливой зависимости от состава вмещающих пород, тогда как в жилах выполнения этого не наблюдается. Подмечено также, что при свойственной слюдянским флогопитам невысокой железистости вообще ($f_{общ}=3\div19\%$), наименее железистые разновидности характерны для диопсидовых пород, что делает этот тип оруденения достаточно перспективным. Обогащенные флогопитом участки диопсидовых пород имеют длину до десятков и сотен метров и несколько меньших размеров ширину. Большинство жил прослеживается на десятки метров вдоль трещин при мощности в несколько метров. Уникальная по размерам жила «Гигант», выполнившая кососекущую тектоническую зону, имела длину около 130 м и мощность до 18 м, а слагающие

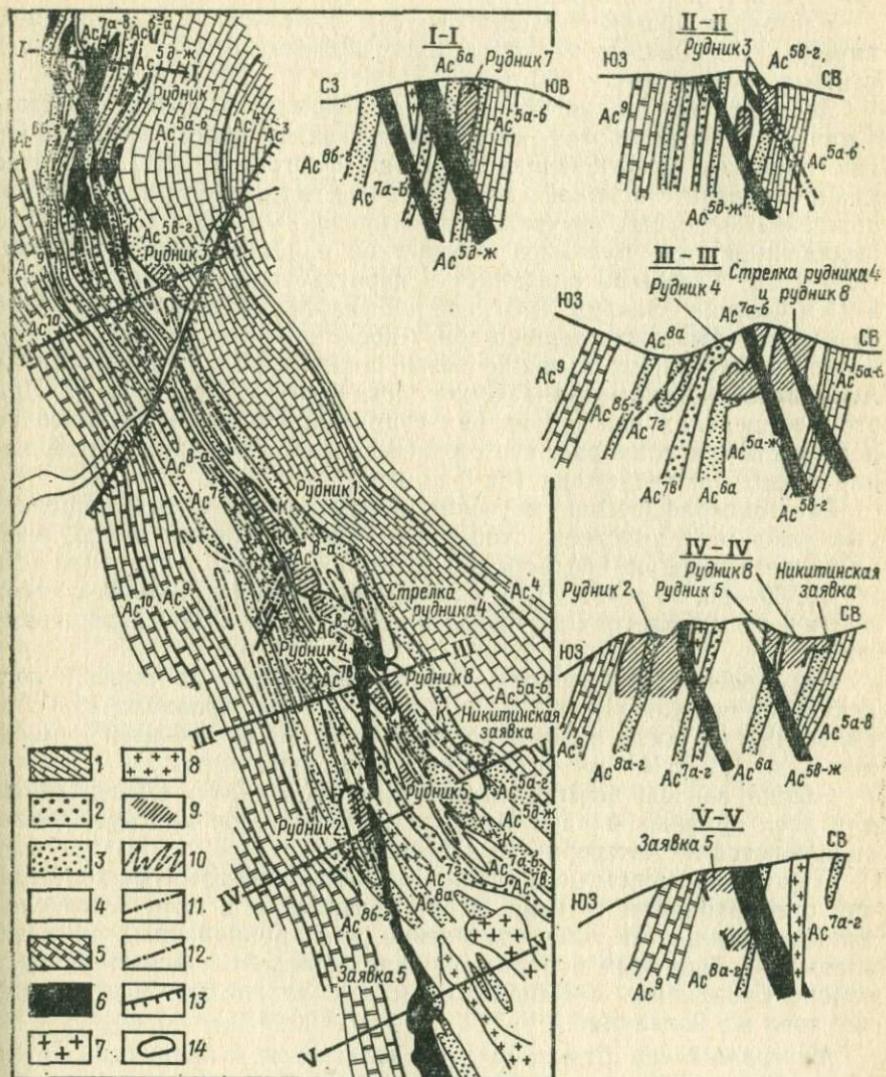


Рис. 24. Геолого-структурная схема и геологические разрезы Слюдянских рудников (по В. Н. Яничковскому, 1963 г.).

Продуктивные пласти: Ac^{5b}-ж, Ac^{6a}, Ac^{8a}-г.

1 — мраморы и доломиты нижней подсвиты; 2 — биотит-гранатовые гнейсы средней подсвиты; 3 — пироксен-амфиболовые гнейсы средней подсвиты; 4 — биотитовые, биотит-кордиеритовые и пироксен-биотитовые гнейсы средней подсвиты; 5 — мраморы и доломиты верхней подсвиты; 6 — щелочные изверженные породы («монzonиты»); 7 — аляскитовые граниты; 8 — ортотектиты; 9 — участки лестничных жил; 10 — участки изоклинальной складчатости; 11 — сдвиги; 12 — взбросы; 13 — четвертичный сброс; 14 — контур промышленного ослюдения.

ее кристаллы флогопита, диопсида, скаполита и апатита достигали 0,8—3,0 м в поперечнике.

Благодаря общим большим запасам флогопита и высокому его качеству Слюдянское месторождение являлось объектом эксплуатации в течение почти 200 лет.

Явления гидратации слюд на месторождении были известны с начала его разработки, но рассматривались долгое время лишь как процессы, ухудшающие качество флогопита [21]. Начатое затем (в связи с оценкой сырьевой базы гидрофлогопита по месторождению в целом) изучение гидратированных слюд завершилось выявлением ряда рудников и участков с наибольшим их развитием [27]. Таковыми оказались в первую очередь рудники (№ 2 и 9) и участки (Заявка № 6), где добыча слюды не производилась совсем или была прекращена сразу после ее начала ввиду низкого качества флогопита, а также новые аналогичные площади (падь Асямовская, Динамитная, Сухой лог, Сухой ручей и др.). При этом в пределах каждой из них гидратация слюд отмечалась не повсеместно, а локально, что соответствовало вариациям содержания в этих слюдах фтора (от 0 до 4%).

Рентгенографическое изучение неизмененных и гидратированных слюд этих участков, отобранных из выветрелых пород, выявило чрезвычайную неоднородность их по степени гидратации (10, 20, 30, 30—50, 50 и 100%), а химический анализ установил во всех неизмененных флогопитах повышенное (до 2,0—2,5%) содержание фтора.

Определение технических свойств смешанных по составу концентратов преобладающих фракций (до 10 мм) показало, что объемный вес их после обжига колеблется от 60 до 300 кг/м³, уменьшаясь до 170 кг/м³ при отделении от них флогопита.

Общие запасы вермикулита и гидрофлогопита, подсчитанные для двух крупных и пяти более мелких участков месторождения, оцениваются по категории С₂ в 212 тыс. т.

Другим примером вермикулит-гидрофлогопитовых месторождений рассматриваемого типа, характеризующим в отличие от слюдянского жильного типа оруденение в скарнированных магнезиальных карбонатных породах, служат проявления вермикулита в районе Стэнливиль в Канаде, известные также как месторождение того же названия.

Месторождение Стэнливиль располагается в провинции Онтарио, в 25 км юго-западнее Перта, в пределах гренвильской полосы древних метаморфических парапород [113]. Эта полоса, представленная чередованием кварцитов и мраморизованных известняков с гранат-биотитовыми и роговообманковыми гнейсами, мигматитами и секущими их гранитными и сиенитовыми пегматитами и аplitами, протягивается в северо-восточном направлении через провинции Онтарио и Квебек, в каждой из которых известны промышленные месторождения и проявления флогопита. В районе Стэнливиль добыча флогопита производилась с середины XIX в., а верми-

кулит был обнаружен лишь в 1950 г. Предпринятое вслед за тем обследование трех флогопитовых месторождений с целью поисков вермикулита привело к обнаружению его только на одном из них, на двух других вермикулитизация была частичной, захватившей отдельные краевые зоны кристаллов.

Наиболее крупные концентрации вермикулита и гидрофлогопита на месторождении — проявления Сиско, Фарреля, Миссисаги, Холлифорд и Верити — приурочены к скарнированным близ контактов с аплитами и пегматитами мраморизованным известнякам, превращенным в своеобразные магнезиальные скарны с варьирующими соотношениями флогопита, диопсида, tremолита, талька, серпентина и апатита. При отмечающихся различиях общей особенностью этих проявлений является далеко не полная и не равномерная вермикулитизация флогопита в коре выветривания, не позволяющая, как отмечают исследователи [113], составить определенное заключение о сортности и запасах гидратированных слюд отдельных участков и месторождения в целом.

В смежной с Онтарио провинции Квебек, известной многочисленными месторождениями и проявлениями высококачественного флогопита, вермикулитовая минерализация не отмечалась. Характерно, что слюды этих месторождений содержат обычно до 2,15—3,60% фтора [162]. Таким же свойством характеризуются флогопиты месторождений Алдана ($F=0,03 \div 4,00\%$), КНДР ($F=1,20 \div 4,14\%$), Мадагаскара ($F=0,56 \div 6,70\%$) и других, на которых находки вермикулита и гидрофлогопита представляют в основном минералогический интерес [92, 140, 161, 176, 180], а обращающие на себя внимание более крупные скопления связаны с малофтористыми флогопитами. К их числу относятся месторождения и проявления вермикулита в районах Пхосу и Кванчхон в КНДР [92] и месторождение Ситарампур в Индии, известное как апатит-магнетит-вермикулитовое, где вермикулит слагает оторочки пегматитов и магнетитовых жил, секущих диопсидовые гнейсы [176].

Приведенный фактический материал в совокупности с результатами изучения гидратированных слюд одного из известных флогопитовых месторождений рассматриваемого типа, позволяет оценивать этот тип как потенциально перспективный на вермикулит только в тех случаях, когда среди первичных слюд достаточно широко развиты малофтористые разновидности.

Группа Г. Гидробиотитовые формации в метаморфических гнейсово-амфиболовитовых и гнейсово-сланцевых комплексах

Гидробиотитовые руды, связанные с корой выветривания обогащенных биотитом метаморфических пород, широко развиты на территории СССР. Они установлены на щитах, в срединных массивах, в сходных с ними выступах древнего фундамента и в геоантклинальных поднятиях внутри складчатых областей. Так, на

Украинском щите известны месторождения и многочисленные мелкие проявления гидробиотита в Западном Приазовье [24], Побужье, Криворожье, на Волыни [97], на Балтийском — группа месторождений Маанинкавара в Финляндии [127, 192], в выступах докембрийского фундамента — ряд проявлений в штате Техас, США [138] и в Кении [190]. В пределах Ханкайского срединного массива расположены Татьяновское месторождение, Лесозаводский и Кировский участки [8, 99], в Чешском массиве — Зруче-Сазава и Прохатице [200], в Томской глыбе — Тебинское месторождение [8] и т. д. Одно из крупнейших в Советском Союзе Потанинское месторождение находится в Восточно-Уральском поднятии [64].

Во всех отмеченных регионах исходные для гидробиотитовых руд обогащенные биотитом породы залегают в составе древних, докембрийских, слоистых метаморфических комплексов, объединенных в различных типах структур по совокупности фациальных и литологических признаков в соответствующие метаморфические формации [28].

Общей особенностью биотитсодержащих метаморфических комплексов независимо от их формационной принадлежности является их большое площадное распространение, охватывающее территории в сотни квадратных километров. Эта особенность наряду со свойственным меланократовым породам высоким средним содержанием биотита, составляющим обычно не менее 20%, объясняет нередко большие количества гидробиотита в их корах выветривания.

По связи с биотитсодержащими метаморфическими комплексами разного типа и по различиям в составе, строении и качестве гидробиотитовых руд выделяются три формационных типа месторождений (7, 8, 9), которые характеризуются ниже.

Формационный тип 7 — гидробиотитовый в гранитизированных гнейсово-амфиболитовых комплексах. В этих месторождениях встречается наиболее распространенный тип гидробиотитовых руд по сравнению с другими типами их, свойственными метаморфическим комплексам. Эти руды приурочены к гранитизированным существенно амфиболитовым толщам, развитым преимущественно в складчатых областях и в срединных массивах, реже — на щитах. Протяженность таких толщ достигает десятков и сотен километров, ширина распространения — несколько сотен метров и первых километров. Во всех этих толщах исходными для гидробиотитовых руд породами являются меланократовые биотитовые и амфибол-биотитовые гнейсы, находящиеся в чередовании с лейкократовыми биотитовыми гнейсами и гранито-гнейсами и через биотит-амфиболитовые гнейсы, обнаруживающие постепенные переходы к амфиболитам. Амфиболиты нередко сохраняются среди гнейсов в виде реликтовых прослоев.

Гидробиотитовые руды в гранитизированных гнейсово-амфиболитовых комплексах представляют собой наименее изученный тип

руд, на который долгое время не обращали внимания вследствие широкого распространения этих комплексов пород и из-за мелкочешуйчатости присутствующего в них биотита (чешуйки в основном до 1 мм). Имеющиеся в опубликованной литературе сведения в большинстве своем отрывочны и не позволяют составить достаточно ясного представления о геологических особенностях проявления этого типа руд и тем более об их качестве. В связи с этим ниже в виде примера рассматривается только одно Тебинское месторождение, описание которого приводится по данным Н. К. Беляева и других геологов Западно-Сибирского геологического управления, проводивших на месторождении в 1961—1964 гг. поисково-разведочные работы.

Тебинское месторождение расположено в западной части Кузнецкого Алатау, в междуречье Томь—Бельсу. Оно находится в 100 км к востоку от Новокузнецка и в 4 км к северу от железнодорожной станции Теба. Месторождение приурочено к выходам докембрийских пород, слагающих Томскую глыбу. В районе месторождения эти породы представлены меланократовыми амфиболовыми и амфибол-биотитовыми плагиогнейсами, чередующимися с более лейкократовыми их разновидностями, амфиболитами и горнблендитами. Вся толща пород инъецирована микроклин-плагиоклазовыми аплитами и аплит-пегматитами, в контакте с которыми наблюдается интенсивное ослюденение амфиболсодержащих пород. Ослюденение прослежено в виде полосы северо-восточного направления протяженностью около 6 км и шириной 100—150 м; часть этой полосы (2,5 км) изучена более детально с применением горных выработок. Согласно этим данным для всей площади характерно повсеместное распространение слюдяной минерализации рассеянно-вкрашенного типа с повышенной концентрацией слюды в гнездах и линзообразных телах близ жильных инъекций гранитоидов.

Наиболее крупные скопления слюды имеют мощность от 0,5 до 1,5 м, обычно же она не превышает 0,3—0,5 м. Содержание слюды в гнездах и линзах достигает 60—90%, в пределах всей площади колеблется от 1—2 до 50%, составляя в среднем около 20%. Чешуйки имеют размер от 0,1 до 3,0 мм, чаще не более 1 мм. Среди слюд преобладают высокожелезистые биотиты ($f_{общ} = 72 \div 75\%$), наряду с которыми небольшое развитие имеют флогопиты ($f_{общ} = 18\%$), приуроченные исключительно к актинолитизированным участкам горнблендитов. Последние, судя по наличию в них кроме актинолита и хлорита реликтов оливина и ромбического пироксена, являются метаморфизованными гипербазитами. В соответствии с разным составом слюд и сопутствующими им минералами на месторождении выделяются два типа слюдитовых метасоматитов: не имеющие большого распространения флогопит-амфиболовые, сформировавшиеся за счет горнблендитов, и повсеместно развитые биотит-плагиоклаз-амфиболовые, возникшие при гранитизации амфиболитов. В коре выветривания метасоматиты первого типа пре-

образуются в вермикулит-гидрофлогопитовые, второго типа — в гидробиотитовые руды.

По своему морфологическому типу кора выветривания на месторождении является площадной с развитием в ней обычных трех зон: верхней глинистой, существенно каолинит-нонтронит-монтмориллонитовой, средней гидробиотитовой и нижней зоны дезинтеграции. Мощность продуктивной зоны при вариациях от 5 до 12 в среднем составляет 10 м.

Гидрофлогопитовые и гидробиотитовые руды по содержанию в них полезного компонента делятся на богатые (свыше 45%), требующие обогащения (12—45%) и забалансовые (5—12%), среди которых преобладают бедные. Гидробиотитовые руды, основу которых составляет мелкочешуйчатый (+0,4—0,7 мм) гидробиотит невысокой степени гидратации с объемным весом после обжига 210—400 кг/м³, характеризуются невысоким качеством и в большинстве своем относятся к некондиционным.

Запасы гидробиотита и гидрофлогопита, подсчитанные для детальнее изученной части гнейсовой полосы протяженностью 2,5 км, шириной 100 м и на глубину 10 м, составляют при среднем содержании полезного компонента 20% по сумме категорий В + С₁ + С₂ около 650 тыс. т. Прогнозные запасы гидратированных слюд по всей изученной полосе (6 км) оцениваются в 2—3 млн. т. Дальнейший прирост запасов, очевидно, возможен при расширении поисково-разведочных работ в пределах этой же амфиболито-гнейсовой полосы, которая протягивается на 20 км.

Сходные по типу с Тебинским месторождением, но значительно меньшие по масштабам проявления гидробиотита установлены в юго-западном Приморье [99].

Участки Кировский, Лесозаводский, Тамгинский и др. Все они расположены в северной части Ханкайского массива, представляющего собой крупный блок докембрийских и нижнепалеозойских пород, заключенный среди более молодых образований Сихотэ-Алинской складчатой области. Проявления гидробиотита приурочены к полосе докембрийских гнейсов и сланцев, интенсивно гранитизированных и мигматизированных и содержащих в виде реликтов участки меланократовых существенно слюдитовых пород. Полоса протягивается в северо-восточном направлении более чем на 150 км от г. Спасска на юге до г. Имана на севере. В пределах ее геологами Приморского геологического управления было выявлено и изучено в процессе поисково-ревизионных работ около 10 мелких участков с проявлениями гидробиотита [10]. Проявления представляют собой небольшие линзовидные тела меланократовых биотит-амфиболовых и биотитовых гнейсов и сланцев и почти мономинеральных слюдитов, залегающих в окружении более лейкократовых гнейсов, мигматитов и гранито-гнейсов. Длина обогащенных слюдой тел колеблется от одного до нескольких десятков метров, ширина — от нескольких сантиметров до 1—2 м. Площадь таких тел на каждом из участков не превышает 0,1—0,5 км².

что составляет не более 5—10% от общей площади пород. Содержание гидробиотита в линзовидных телах обычно высокое — от 20 до 80, в среднем 30—70%. Основная масса чешуек имеет размер от долей миллиметра до 1—2 мм, наиболее крупные пластинки достигают 3—5 см в поперечнике.

Проведенные с целью выяснения возможностей их применения технологические испытания гидробиотитовых руд показали, что эти руды, имеющие объемный вес после обжига от 200 до 600 кг/м³, могут быть использованы в некоторых областях строительства без обогащения [98, 99]. Это обусловливается высоким средним содержанием в них полезного компонента, а также возможностью использования в ряде случаев и полезных свойств содержащей гидробиотит породы. Получаемые на основе таких руд строительные материалы иногда оказываются конкурирующими с другими природными и искусственными их аналогами, что делает этот тип руд, в сочетании с большими их запасами, достаточно перспективным.

В пределах Ханкайского массива запасы гидробиотитовых руд невелики вследствие небольших размеров слюдитовых тел и их разобщенной локализации. Кроме того, в северных участках массива (Матвеевский, Невский и др.) продуктивная зона коры выветривания почти полностью уничтожена эрозией. Все это в совокупности исключает целесообразность разработки выявленных здесь концентраций гидробиотитовых руд.

Аналогичные участки Ханкайского массива концентрации гидробиотита в гранитизированных амфиболитах установлены и в других регионах Советского Союза, например уже отмечавшиеся выше проявления в Западном Приазовье и в Восточном Саяне. Они входят в состав толщ, вмещающих габброидный и серпентинитовый массивы с приуроченными к ним месторождениями гидробиотита (Каменномогильское) и вермикулита (Караганское). Такого же типа проявления известны в Чешском срединном массиве (Зруче-Сазава и Прохатице) и в Центральном Техасе.

Рассмотренные примеры месторождений и проявлений гидробиотитовых руд 7-го формационного типа показывают, что оценка перспектив гранитизированных гнейсово-амфиболитовых комплексов на вермикулит может быть произведена по соотношению в составе этих комплексов лейкократовых и меланократовых пород. Наименее благоприятными при этом являются комплексы с широким развитием лейкократовых гнейсов и гранито-гнейсов, снижающих в целом по комплексу среднее содержание биотита иногда до 5% (мигматит-гнейсовая формация, по Н. Л. Добрецову).

Такие комплексы характерны для наиболее гранитизированных участков щитов и срединных массивов (большинство известных проявлений вермикулита этого типа на Украинском, Фенно-Скандинавском, Африканском и других щитах и Караганское проявление в Кансской глыбе являются мелкими). Наиболее перспективные комплексы со значительной ролью меланократовых пород

свойственны либо большим площадям, либо отдельным их зонам, где гранитизация не была слишком интенсивной. С подобными комплексами связаны, например, богатые гидробиотитовые руды полосы докембрийских метаморфических пород, развитых в пределах Томской глыбы. В этом регионе на более слабое проявление гранитизации указывает постоянное присутствие в составе гнейсов не замещенного биотитом амфибола (до 15—20%), невысокое содержание в них кварца (6—8%) и полное отсутствие калиевого полевого шпата.

Гранитизированные гнейсово-амфиболитовые комплексы, аналогичные охарактеризованным, развиты во многих других регионах Советского Союза, что создает благоприятные предпосылки для поисков и обнаружения там новых месторождений рассмотренного типа.

Формационный тип 8 — гидробиотитовый в сиенитизированных гнейсово-амфиболитовых комплексах. Это довольно специфический и редко встречающийся формационный тип гидробиотитовых руд, формирующихся за счет биотитовых метасоматитов сиенитизированных гнейсово-амфиболитовых комплексов.

По условиям образования и геологическому положению гидробиотитовые руды рассматриваемого типа очень сходны с рудами в гранитизированных комплексах, по аналогии с которыми они приурочены к зоне, переходной от слабо сиенитизированных гнейсов и амфиболитов к сиенито-гнейсам и миаскитам.

В настоящее время известно только одно месторождение этого типа — Потаническое, расположенное на Среднем Урале, в зоне восточного контакта Вишневогорского массива щелочных и нефелиновых сиенитов.

Потанинское месторождение занимает площадь протяженностью около 20 км при средней ширине 1 км. Центральная детально разведенная часть этой площади находится в 20 км к югу от г. Вишневогорска и в 12 км — к юго-западу от г. Касли. От крупных промышленных центров Урала — Свердловска и Челябинска — месторождение удалено примерно одинаково, на 120—130 км.

Месторождение приурочено к восточному подвернутому крылу Вишневогорской антиклинали, входящей в состав Сысертско-Ильменогорского антиклиниория. В ядре антиклинали залегает Вишневогорский массив щелочных и нефелиновых сиенитов (миаскитов), имеющий длину около 20 км и ширину до 3—6 км на севере и всего несколько десятков метров на юге, в месте его выклинивания. Вмещающие массив породы, возраст которых принимается как позднепротерозойский — раннепалеозойский [88, 89], представлены осадочно-вулканогенными образованиями, метаморфизованными в зоне его восточного контакта в амфиболитовой фации и превращенными затем, в процессе формирования щелочных пород, в различные по составу фениты. Фениты характеризуются

сложнозональным строением. В направлении от вмещающей гнейсово-амфиболовой толщи в сторону массива выделяются следующие сменяющие друг друга зоны: амфиболит → биотит-амфиболовый гнейс → амфиболовый фенит → пироксеновый фенит → биотитовый фенит → миаскит (нефелиновый сиенито-гнейс и реоморфический нефелиновый сиенит). В зоне биотитовых фенитов с примыкающими к ним породами смежных зон сосредоточены основные концентрации биотита, за счет которых в коре выветривания сформировались гидробиотитовые руды Потанинского месторождения.

По составу биотитовые метасоматиты подразделяются на три основных типа, связанные между собой постепенными переходами: пироксен-биотитовые с полевыми шпатами и кальцитом, полевошпатово-биотитовые и биотитовые иногда с нефелином и кальцит-биотитовые с полевыми шпатами. Для всех этих пород характерно высокое содержание биотита, варьирующее обычно от 35—40 до 85—90% и снижающееся до 5% и ниже в лейкократовых разновидностях фенитов и миаскитов, с которыми слюдитовые метасоматиты находятся в частом чередовании (рис. 25, 26). Основная масса биотита представлена чешуйками размером от долей миллиметра до 0,5—0,7 см, пластинки с диаметром 10—30 см являются редкостью. Особенностью состава биотита является высокая железистость ($f_{общ} = 50 \div 60$, до 70%) при сравнительно небольшом содержании Fe^{2+} (не более 10—15% FeO).

Наряду с биотитами породообразующими минералами слюдитовых метасоматитов являются пироксены, полевые шпаты и кальцит. Пироксены принадлежат к ряду эгирина-диопсидов и эгирина-салитов, иногда с примесью авгитовой составляющей. Среди полевых шпатов преобладают калинатровые разновидности с перититовой структурой. Плагиоклазы имеют состав альбит-олигоклаза (от № 12 до № 19, чаще № 14—15) и альбита. Во всех типах слюдитовых пород обычными акцессорными минералами являются сфен и апатит, в некоторых из них также ортит, магнетит, ильменит, циркон.

Все перечисленные разновидности биотитовых метасоматитов в совокупности с заключающими их лейкократовыми щелочными породами образуют в коре выветривания продуктивную на вермикулит толщу. Ширина распространения толщи варьирует от 1 до 2 км на севере месторождения и от 50 до 100 м на юге, протяженность ее составляет около 20 км. Морфология рудных тел, входящих в состав этой толщи, так же как и содержание в них гидробиотита, обусловлены соответствующими параметрами тел слюдитовых метасоматитов, характером их тектонической нарушенности и интенсивностью последующего выветривания. Различаются пластообразные, линзообразные и неправильной формы кругопадающие тела с раздувами, пережимами и разветвлениями, со щетко-видным выклиниванием (рис. 27). Длина их колеблется от нескольких десятков метров до 1—2 км, иногда свыше 2,5 км по протяжению и до 40—70 м по падению, мощность — от нескольких

сантиметров до 20—50 м, но в большинстве случаев не превышает 4—5 м.

Среднее содержание гидробиотита по месторождению при вариациях от 5 до 90 составляет 25—30%. По содержанию его руды делятся на богатые, или не требующие обогащения (не менее

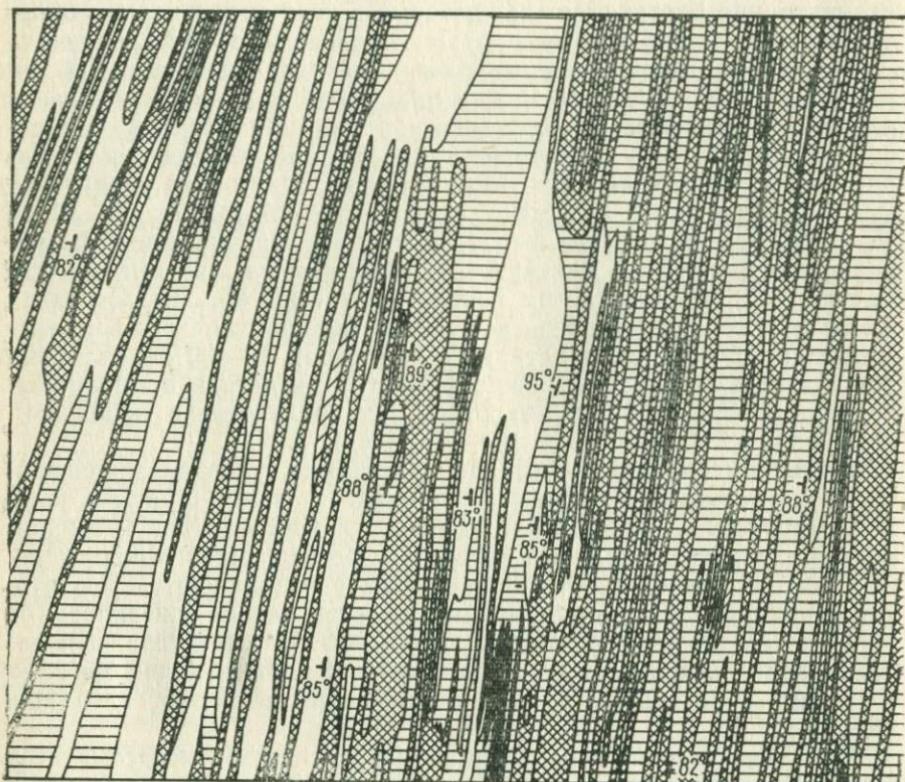


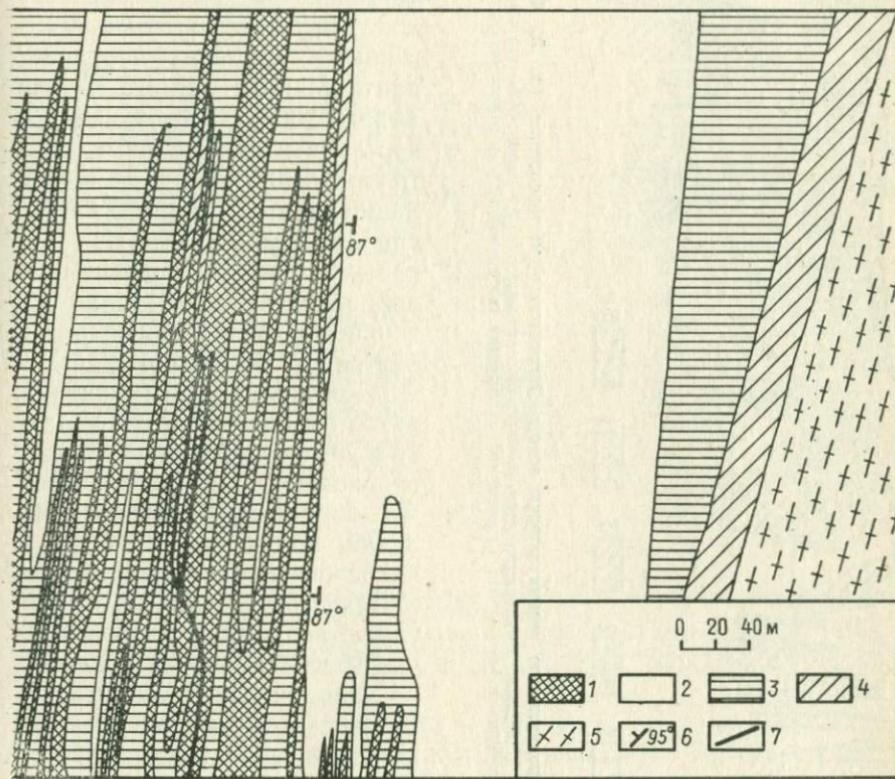
Рис. 25. Схематическая геологическая карта северной части Потанинского
1 — кальцит-биотитовые, полевошпат-биотитовые и пироксен-биотитовые породы; 2 — миаскиты;
нистые биотит-полевошпатовые и пироксен-полевошпатовые породы; 5 — мигматиты, биотитовые

45% гидробиотита), требующие обогащения (45—12%) и бедные (12—6%); из них наиболее широко развиты вторые [13].

Глубина распространения гидробиотита в коре выветривания обычно колеблется от 8 до 20 м, увеличиваясь до 70 м в зонах тектонических нарушений. Средняя мощность продуктивной толщи — 10—15 м. Минеральный состав ее определяется присутствием, наряду с гидробиотитом, таких глинистых минералов как монтмориллонит и каолинит, реже нонтронит. Широкого развития эти

минералы не имеют, и мощность глинистой части продуктивной толщи, как правило, невелика.

В зависимости от степени гидратации исходных биотитов, зависящей в значительной мере от содержания в них Fe^{2+} , различаются гидробиотиты с 5, 10, 30 и 50% вермикулитовых слоев.



месторождения (по В. Н. Жиркевичу, К. М. Пряникову, В. П. Рольщикому, 1964 г.).

3 — крупнозернистые биотит-полевошпатовые и пироксен-полевошпатовые породы; 4 — мелкозернистые биотит-амфиболовые гнейсы вишневогорской свиты; 6 — элементы залегания пород; 7 — разломы.

Эти различия в свою очередь обусловливают и разное качество гидробиотитовых руд, что подтверждается значительными колебаниями объемного веса гидробиотитовых концентратов после обжига — от 90 до 380 кг/м³ (В. Н. Жиркевич, 1966 г.). При этом наибольшие значения объемного веса, превышающие существующие кондиции, характерны главным образом для мелких фракций гидробиотита (менее 0,5 мм), содержание которых в рудах колеблется от 10 до 50%.

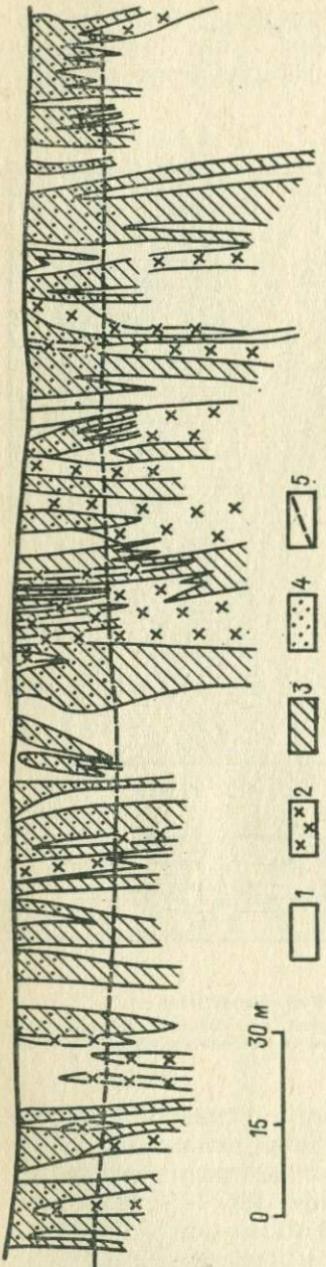


Рис. 26. Геологический разрез через продуктивную вермикулитовую толщу Потанинского месторождения (по В. Ф. Антонову, 1965 г.).
 1 — мicaschists; 2 — биотитовые фениты (снеиды) крупнозернистые; 3 — полевошпат-биотитовые, пироксен-биотитовые, кальцит-биотитовые породы и слюдиты (продуктивные на вермикулит); 4 — зона интенсивной гидратации слюд (вермикулит-гидробиотитовая); 5 — граница коры выветривания.

Эксперименты по применению гидробиотита Потанинского месторождения в различных отраслях народного хозяйства, осуществленные рядом научно-исследовательских институтов, показали возможность использования его для получения высококачественных теплоизоляционных плит (М-150), легкого бетона (марки 200), огнестойких и декоративных струженческих плит (фракции 0,5—2,0 мм с некондиционными параметрами). По данным УралНИИСтром-проекта, весьма перспективной областью применения потанинского гидробиотита является изготовление керамико-вермикулитовых изделий, которые оказываются вполне конкурентоспособными по сравнению с новейшими видами высокотемпературных изделий, полученных, например, на основе перлита [23]. Положительные результаты дали также испытания мелкочешуйчатого гидробиотита в качестве наполнителя и усилителя в резиновой и шинной промышленности, в сельском хозяйстве.

Все эти данные свидетельствуют о достаточно широких возможностях использования сырья Потанинского месторождения, что в сочетании с его большими запасами, составляющими только для центрального разведанного участка по сумме категорий $B + C_1 + C_2$ 2,9 млн. т, и высоким средним содержанием полезного компонента в породе,

обуславливает его большое промышленное значение. Прогнозные запасы месторождения оцениваются в 20—30 млн. т.

Потанинское месторождение, связанное по условиям своего формирования с явлениями сиенитизации обогащенных амфиболитами метаморфических комплексов, не имеют аналогов ни среди отечественных, ни среди зарубежных месторождений. Известные в опубликованной литературе примеры ультраметаморфического

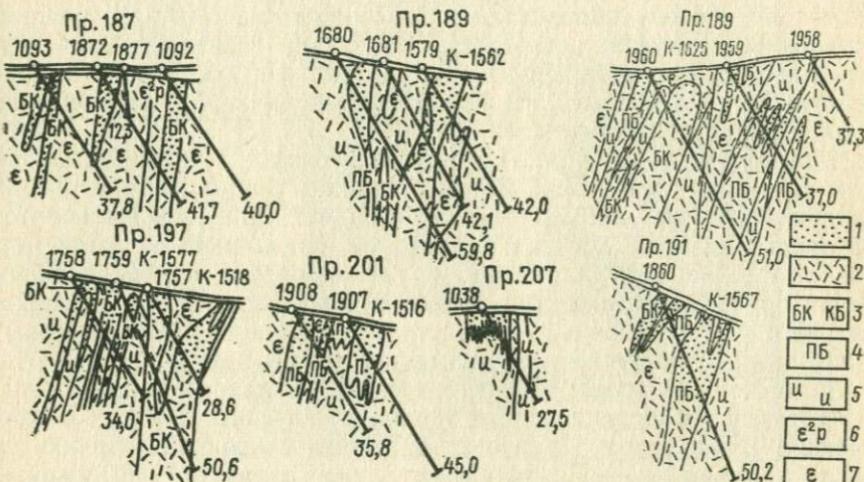


Рис. 27. Зарисовки разрезов различных типов рудных тел, Потанинское месторождение (по В. Ф. Антонову, 1965 г.).

1 — зона вермикулитовая; 2 — зона дезинтеграции; 3 — биотит-карбонатные породы; 4 — пироксен-биотитовые, полевошпато-пироксен-биотитовые и амфибол-пироксен-биотитовые породы; 5 — биотит-полевошпатовые породы; 6 — полевошпатовые пегматиты; 7 — миаскиты.

образования сиенитов относятся в основном к существенно гнейсовым толщам, сиенитизация которых завершается возникновением лейкократовых пород — щелочных и нефелиновых сиенито-гнейсов и сиенитов — и не приводит к существенному скоплению слюдитовых пород [123, 149]. Аналогично последнему примеру слюдитовые породы не образуются и в экзоконтактовых ореолах массивов интрузивных сиенитов и ультраосновных щелочных пород, залягающих среди гнейсов (массивы типа Мариупольского, Ковдорского, Альне, Фен и др.). Следовательно, благоприятными для широкого развития биотитовых метасоматитов и выявления ассоциирующих с ними гидробиотитовых руд в районах сиенитизации можно считать лишь комплексы с достаточно высоким первоначальным содержанием в них амфиболитов.

Формационный тип 9 — гидробиотитовый в высокоглиноземистых гнейсово-сланцевых комплексах. Гидробиотитовые руды, связанные с высокоглиноземистыми гнейсово-сланцевыми комплексами, по

условиям своего образования резко отличаются от вермикулит-гидрофлогопитовых и гидробиотитовых руд всех других формационных типов. Они формируются за счет меланократовых биотитовых гнейсов и сланцев первично-осадочного происхождения, присутствующих в составе толщ высокоглиноземистых пород, претерпевших региональный метаморфизм эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций.

Заключающие биотит породы в данном случае изначально содержат все необходимые для него компоненты, что отличает этот биотит по способу образования от основной массы более распространенных магнезиально-железистых слюд (исходных для вермикулитов в месторождениях всех других формационных типов), требующих для своего образования привноса калия и алюминия, а иногда и других элементов.

Метаморфические комплексы такого состава развиты на щитах и в срединных массивах, где они обычно участвуют в строении главным образом синклинальных складок. Они прослеживаются по простирианию на десятки километров при ширине от сотен метров до нескольких километров и характеризуются чередованием пачек пород разного состава, имеющих крутые, близкие к вертикальным, углы падения. Мощность биотитсодержащих гнейсовых пачек в них измеряется десятками и сотнями метров.

В настоящее время известно несколько месторождений с гидробиотитовыми рудами такого типа: в Советском Союзе — Родионовское в Западном Приазовье и Татьяновское в Приморье, из числа зарубежных — Прохатице и Зруче-Сазава в Чехословакии. Отечественные месторождения по разведенным запасам относятся к категории средних, по прогнозным — к крупным.

Родионовское месторождение расположено на правом берегу р. Берды, в 1 км к югу от с. Родионовки. Оно приурочено к одному из участков крупной Сорокинской тектонической зоны, затронутому меньше других процессами гранитизации и последующего метасоматоза, широко проявленными в пределах этой зоны.

В геологическом строении месторождения принимают участие существенно осадочные образования архея, превращенные в условиях эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций метаморфизма в различные гнейсы, сланцы и амфиболиты. Преобладающим распространением пользуются высокоглиноземистые гнейсы и сланцы — биотитовые, гранат-биотитовые, двуслюдянные, ставролит-биотитовые иногда с силлиманитом и кордиеритом, которым количественно подчинены согласно залегающие с ними амфиболиты, амфибол-биотитовые гнейсы, кварциты, актинолитовые и хлорит-актинолитовые сланцы (рис. 28). В отдельных участках гнейсы и сланцы тонко инъецированы гранит-аплитовым материалом и преобразованы в мигматиты. Все эти породы принадлежат тетерево-бугской свите, сохранившейся в немногих районах Украинского кристаллического массива, главным образом западнее Приазовья.

Биотитсодержащие гнейсы и сланцы содержат от 5 до 65, а в среднем обычно не менее 20—40% биотита. Среди чешуек, имеющих размер от долей миллиметра до 5 мм, преобладают мелкие с диаметром не более 1 мм. Особенностью химического состава биотитов является высокое содержание в них Fe^{2+} ($\text{FeO}=12\div 27\%$, в большинстве случаев 15—20%) по сравнению с биоти-

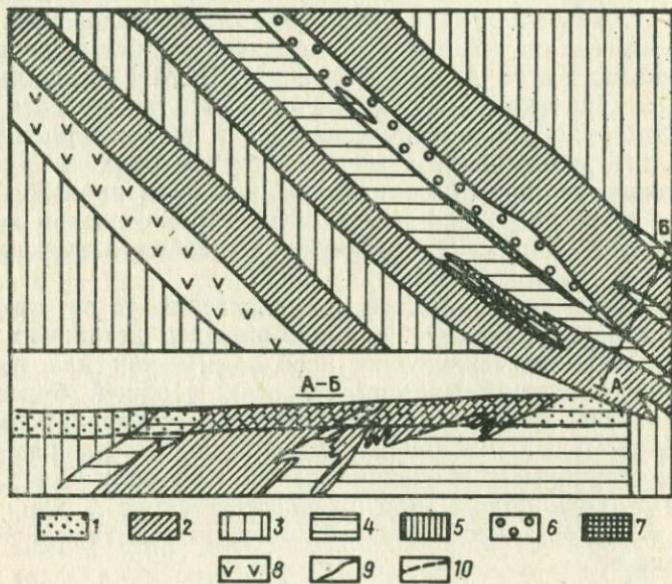


Рис. 28. Схематическая геологическая карта Родионовского месторождения (по И. Л. Андрущенко, 1966 г.).

1 — кора выветривания материнских пород; 2 — гнейс биотитовый (продуктивный на вермикулите); 3 — гнейс мусковит-биотитовый; 4 — гнейс ставролит-биотитовый; 5 — гнейс силлиманит-биотитовый; 6 — гнейс гранат-биотитовый; 7 — гнейс графит-биотитовый; 8 — амфиболит; 9 — границы литологических разновидностей пород; 10 — границы коры выветривания.

тами пород других метаморфических комплексов при их сходной общей железистости ($f_{\text{общ}}=45\div 50\%$). Этой особенностью обуславливается очень слабая гидратация таких биотитов в коре выветривания, обычно ограничивающаяся появлением в минерале не более 5% вермикулитовых слоев. Этим объясняется и низкое качество руд Родионовского месторождения, несмотря на достаточно высокое в ряде случаев содержание в них гидробиотита (до 30—40%).

Как установлено полузаводскими испытаниями УралНИИСтром-проекта, обогащение руд с мелкочешуйчатым гидробиотитом является трудоемким и дает очень низкий выход концентрата. Например, из пробы гнейсов весом 2 т, содержащей 35,2% гидробиотита, извлечение его (с объемным весом 162—188 кг/м³) составило

всего лишь 6,48% [76]. В связи с этим экспериментальные исследования по определению пригодности в народном хозяйстве гидробиотитовых руд рассматриваемого формационного типа обычно проводятся на материале или необогащенных руд с высоким содержанием гидробиотита (до 55—60%), или с применением грубого обогащения до обжига.

В рудах Родионовского месторождения, содержащих от 2,3 до 18,7% гидробиотита, объемный вес варьирует в пределах 107—840 кг/м³. Лабораторные и полузаводские исследования возможностей применения таких руд в народном хозяйстве, проведенные сотрудниками треста Артемгеология, НИИСМИ Академии строительства и архитектуры УССР и УралНИИСтромпроекта, показали, что эти руды могут использоваться в теплоизоляционных засыпках, в ограждающих стеновых конструкциях и особенно в комплексных совмещенных кровлях жилых и производственных зданий, а также, вероятно, в металлургии и в сельском хозяйстве. Однако все эти вопросы еще требуют дальнейшего изучения и экспериментальных исследований.

Что касается оценки самого месторождения, то оно также нуждается в дальнейшем изучении с применением детальных геологоразведочных работ. Последние необходимы как для выделения промышленно интересных участков, так и общей более точной оценки запасов. В настоящее время запасы гидробиотита по разведанной части перспективной гнейсовой полосы площадью около 1 км² и до глубины 10 м оцениваются по категории С₂ в 1,5 млн. т, прогнозные (для полосы протяженностью около 5 км) — в 10—15 млн. т. На остальной большей части полосы гнейсовая толща не изучалась.

Татьяновское месторождение находится к востоку от г. Спасска. Оно приурочено к северо-западному крылу Нахимовской антиклинали, сложенной протерозойскими гнейсами и сланцами татьяновской свиты. Среди них преобладают высокоглиноземистые разновидности — биотитовые, двуслюдянные, мусковитовые, графит-мусковитовые, которым подчинены диопсидовые сланцы и амфиболиты, образующие обычно маломощные линзовидные прослои, быстро выклинивающиеся по простиранию. В отдельных участках гнейсы и сланцы гранитизированы и тонко инъецированы мало мощными прожилками гранитоидного материала (10—15 см) с превращением их в мигматиты.

По данным геологов Приморского геологического управления, проводивших на территории Ханкайского массива поиски на вермикулит, в наиболее полном виде разрез высокоглиноземистых гнейсов и сланцев представлен в ядре и близъядерных частях синклинальной складки, осложняющей северо-западное крыло Нахимовской антиклинали. К этой синклинали, имеющей размах крыльев 0,5—0,6 км, приурочен один из главных участков Татьяновского месторождения — участок Северный. Крупные концентрации биотита в пределах этого участка, как показали поисковые работы,

расположены в полосе существенно биотитовых гнейсов и сланцев, имеющей протяженность около 1,4 км при ширине от 130 до 320 м, в среднем 220—230 м. Содержание биотита при колебаниях от 20—25 в гнейсах до 30—90% в сланцах в среднем по участку составляет 35%. Оно резко уменьшается, до 5—10%, в северной части полосы, где интенсивно проявлены гранитизация и мигматизация.

Биотит является главным образом мелкочешуйчатым, с размером чешуек 0,1—1,0 мм в диаметре. Пластиинки крупностью до 3—10 мм очень редки. Наряду с биотитом в составе гнейсов всегда присутствуют как породообразующие минералы кварц, кислый плагиоклаз и иногда микроклин, в незначительном количестве — мусковит, силлиманит, обыкновенная роговая обманка, tremолит и диопсид, из акцессорных — апатит, циркон, сфен, ортит, турмалин. Мощность продуктивной части гнейсово-сланцевой толщи в коре выветривания составляет весьма приблизительно около 8 м, так как горные выработки, пройденные до глубины 6 м на водоизделах и до 12 м в пониженных участках, не вышли из дезинтегрированных пород. На всем своем протяжении на глубину, как и непосредственно под почвенно-растительным слоем, продуктивная толща представляет собой песчано-дрессиянистый материал, к которому в верхней части примешивается каолинит, образовавшийся при выветривании полевых шпатов.

Специальные химико-минералогические исследования неизмененных и гидратированных биотитов Татьянинского месторождения не проводились. Выполненные на первых этапах изучения единичные химические и рентгеновские анализы тех и других минералов не дают достаточно полного представления об особенностях химизма исходных слюд и о степени их изменения при выветривании. Согласно этим данным, по крайней мере часть биотитов месторождения характеризуется невысоким содержанием Fe^{2+} и небольшой общей железистостью ($\text{FeO}=8,1\%$, $f_{\text{общ}}=47\%$). Продукты их гидратации представлены гидробиотитами самой начальной стадии гидратации. По результатам количественного рентгенографического анализа случайных образцов среди гидробиотитов установлены разновидности как начальной (5—10%), так и более совершенной степени гидратации (до 20%), что может служить указанием на наличие в пределах месторождения наряду с низкосортными руд несколько лучшего качества.

В процессе исследования качества руд по технологической пробе после ее обжига были получены значения объемного веса гидробиотита в пределах 420—510 кг/м³. Большие из этих значений имели гидробиотиты фракции —0,5 мм, меньшие — гидробиотиты всех остальных фракций (+0,5—3 мм). При этом 53% гидробиотитового концентрата приходилось на долю фракций —0,5 мм, 16,5% — на фракции +0,5—1,0 мм, 21,6% — на фракции +1—3 мм и 3% — на крупные фракции (+2—3 мм).

Результаты проведенных одновременно экспериментов по применению таких руд показали, что при содержании 55—60% вспучивающегося гидробиотита обожженная руда может быть использована в качестве легкого мелкозернистого заполнителя бетонов. Такой бетон обладает свойствами конструктивного и конструктивно-теплоизоляционного материала. При этом находят применение и свойства вмещающей алюмосиликатной породы (состоящей из кварца и полевых шпатов), обеспечивающей высокую температуростойкость бетона без введения специальных тонкомолотых добавок [98].

Запасы гидробиотита Татьяновского месторождения оцениваются по сумме категорий В+C₁ в 1,3 млн. т, по категории С₂ — в 1,1 млн. т, прогнозные — около 4,5 млн. т.

Перспективы выявления новых месторождений рассматриваемого формационного типа на территории СССР значительно благоприятнее, чем предыдущего вследствие более широкого регионального распространения высокоглиноземистых гнейсов и сланцев по сравнению с сиенитизированными амфиболитами. Несмотря на преобладающее низкое качество руд гнейсово-сланцевых комплексов, ограничивающее области применения их в народном хозяйстве, они могут разрабатываться и эффективно использоваться для нужд местного строительства.

* * *

Сравнительная оценка вермикулит-гидрофлогопитовых и гидробиотитовых руд различных формационных типов показывает, что среди известных месторождений наиболее ценными и перспективными в промышленном отношении являются месторождения с вермикулит-гидрофлогопитовыми рудами в платформенных комплексах ультраосновных щелочных пород и карбонатитов, особенно в комплексах с широким развитием оливинитов. Эти руды, формирующиеся за счет крупных концентраций маложелезистых и малофтористых слюд, характеризуются высоким качеством и локализуются в значительных по площади своего развития мощных корах выветривания главным образом линейно-трещинного типа. Перспективы и рентабельность эксплуатации таких месторождений повышаются вследствие обычной пространственной сопряженности вермикулитового оруденения с другими видами ценных полезных ископаемых — флогопита, апатита, железных руд и др. Яркими представителями этого типа являются всемирно известные, уникальные по качеству руд месторождения — Ковдорское в Советском Союзе и Лулекоп в Южной Африке. Вермикулит-гидрофлогопитовый концентрат месторождения Лулекоп, производимый ежегодно в количестве около 140 тыс. коротких тонн, экспортируется в 40 стран Европы, Африки и Америки. Производство ковдорского концентрата в больших масштабах еще не налажено, и пока он обеспечивает небольшое число потребителей.

Второе место в отношении промышленной ценности принадлежит месторождениям, связанным с сиенитизированными гнейсово-амфиболитовыми комплексами, которые могут концентрировать в себе крупные запасы высококачественного гидробиотита, немногим уступающие месторождениям вермикулита и гидрофлогопита ультраосновных щелочных комплексов.

С рудами Ковдорского и Потанинского месторождений по качеству сопоставимы, а по содержанию полезного компонента пре-восходят их руды недавно выявленного и еще недостаточно изученного Карагандинского месторождения, связанного с гипербазитами складчатых областей. Это месторождение, сформировавшееся в благоприятной геологической обстановке (на контакте высокомагнезиальных пород — серпентинитов — с породами, более богатыми кремнием и алюминием — пироксенитами и габброидами), сочетает в себе ряд положительных особенностей, порознь свойственных отдельным месторождениям гипербазитовых комплексов, связанных, как правило, лишь с одной или двумя петрографическими разновидностями пород. Эти особенности — хорошее качество и высокое среднее содержание вермикулита и гидрофлогопита и сконцентрированные на небольшой площади крупные запасы. Открытие Карагандинского месторождения повышает общие перспективы месторождений, ассоциирующих с гипербазитами складчатых областей, недооценивавшиеся прежде из-за обычно небольших масштабов оруденения.

Наряду с рудами, содержащими вермикулит и высокогидратированный гидрофлогопит, отвечающие техническим условиям действующего ГОСТ, представляется также перспективной (в свете последних экспериментальных исследований) группа некондиционных мелкочешуйчатых гидробиотитовых руд, связанных с метаморфическими гнейсово-амфиболитовыми и сланцевыми комплексами. Благодаря ряду преимуществ, таких как высокое среднее содержание в рудах гидробиотита, позволяющее применять их без обогащения, возможность использования свойств вмещающей породы, широкое территориальное распространение и большие масштабы проявлений, эти руды могут служить источником получения дешевого строительного материала, конкурирующего по стоимости и качеству с изделиями на основе кондиционного термовермикулита.

Минералогические особенности вермикулита и гидратированных магнезиально-железистых слюд как критерий оценки качества вермикулитового сырья

Вермикулиты и подобные им по свойствам различно гидратированные слюды магнезиально-железистого ряда широко распространены в природе и встречаются в самых различных условиях, нередко образуя промышленные скопления. Изучение вещественного состава вермикулитового сырья известных отечественных и зарубежных месторождений различных формационных типов показывает, что во всех случаях исходными для вермикулита минералами являются слюды ряда флогопит-биотит. Из работ К. И. Рича [177—179], изучавшего изменение мусковита при выветривании почв, следует, что в ходе этого процесса также возникают вермикулиты и смешаннослойные минералы типа вермикулит-мусковит. Но, поскольку мусковитовые диоктаэдрические слюды являются обычно наиболее устойчивыми минералами тонкодисперсных пород [56], вермикулитизация их не имеет широкого развития. В зарубежной литературе существуют, кроме того, указания на образование вермикулита за счет некоторых неслюдистых минералов: хлоритов, пироксенов, амфиболов, полевых шпатов, серпентинов, талька и вулканического пепла без промежуточной стадии слюды [146, 170, 198, 199]. Последние случаи вряд ли имеют место и объясняются, скорее всего, поверхностным изучением этого процесса.

Преобразование магнезиально-железистых слюд в вермикулит сопровождается существенными изменениями их физических свойств, химического состава и структуры. Так, удельный вес, равный для флогопитов и биотитов 2,7—3,2 г/см³, в вермикулитах уменьшается до 2,3—2,8 г/см³, твердость — от 2,5—3,9 до 1,0—1,5. Цвет, варьирующий в слюдах в зависимости от содержания железа от темно-коричневого, зеленовато-коричневого и зеленого до почти черного, в вермикулитах становится светло-коричневым иногда с бронзовым или светло-желтым оттенком. Наблюдается также отчетливое уменьшение показателей преломления (Ng от 1,588—1,706 до 1,537—1,660; Np от 1,560—1,635 до 1,578—1,510) и силы двупреломления от 0,060 до 0,020 при увеличении угла оптических осей от 2 до 23°. Присущая слюдам упругость и эластичность хорошо расслаивающихся спайных листочеков исчезает, сменяясь ломкостью жирных наощупь, плохо расщепляющихся таль-

коподобных пластинок вермикулита. Одновременно в вермикулите появляется несвойственная слюдам способность к всучиванию при нагревании, обусловливающая ценные технические свойства этого минерала.

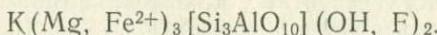
Характеристике структуры, физических свойств, химического состава, условий образования и практического использования вермикулитов посвящена обширная отечественная и зарубежная литература, в наиболее полном виде представленная в библиографическом указателе, изданном в 1966 г. Кольским филиалом АН СССР [59]. Наиболее интересные результаты минералогического изучения этих минералов приводятся в работах зарубежных ученых [128, 129, 131, 132, 143—145, 151, 152, 166, 167, 180, 181, 187, 188, 193—199], а также появившихся в последние годы статьях советских исследователей [3, 30—32].

Структура магнезиально-железистых слюд и продуктов их гидратации

В основе современных представлений о структуре биотитов, флогопитов и других слюд лежат теоретические построения Л. Паулинга [173], подтвержденные последующими рентгеновскими исследованиями самого Л. Паулинга, а также А. М. Мэтисона и Г. Ф. Уокера [166, 167]. На рис. 29 изображена структура магнезиально-железистых слюд, по Л. Паулингу (рис. 29, I), и показана последовательность в ней атомных слоев (рис. 29, III).

В изображенном таким образом структуре минерала катион K^+ занимает промежуточное положение между соседними слоями кремнекислородных тетраэдров (a), соединенных слоем кислородно-гидроксильных октаэдров Mg и Fe^{2+} (б). Наличие K^+ обуславливает прочное соединение силикатных слоев, придавая пластиинкам слюды упругость.

На основе этих данных с учетом результатов химических анализов идеальная кристаллохимическая формула биотита (флогопита) в настоящее время представляется следующим образом:



Однако природные слюды почти никогда не имеют состава, отвечающего этой идеальной формуле. Химико-аналитическими и рентгеновскими исследованиями установлено, что почти все биотиты и флогопиты содержат трехвалентное железо, избыток алюминия, небольшие количества марганца, титана, иногда ванадия и хрома. Перечисленные катионы входят, как правило, в октаэдры, замещая ионы магния и двухвалентного железа, свойственные идеальной формуле. Титан и трехвалентное железо, кроме того, могут входить в позицию тетраэдра, изоморфно замещая кремний или алюминий. Поскольку отклонению от идеального состава наиболее подвержен октаэдрический слой, получаемый при расчетах

формул природных слюд числовой коэффициент октаэдрической группы обычно бывает меньше трех. Это положение неоднократно отмечалось многими исследователями, в том числе и М. Д. Фостер [143—145], проанализировавшей в ряде своих работ большое количество формул минералов, вычисленных по опубликованным данным. В результате этого анализа М. Д. Фостер приходит к выводу, что отличие состава природных слюд от идеального зависит от гетеровалентного характера замещений катионов.

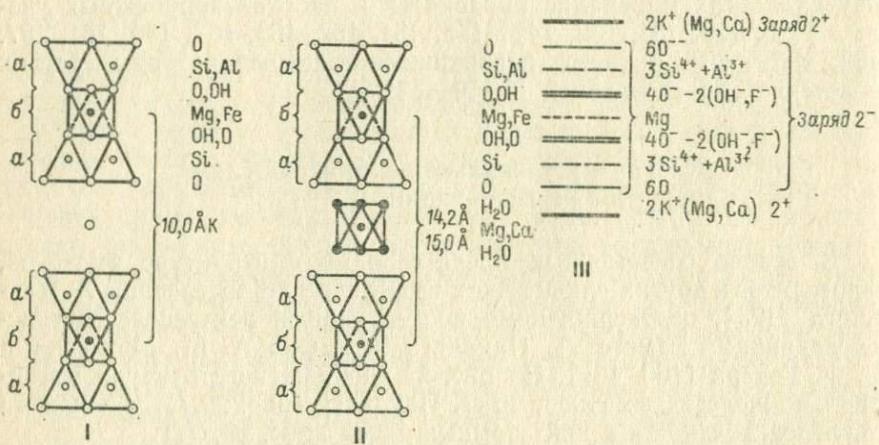


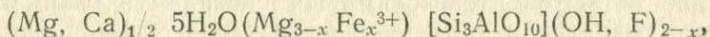
Рис. 29. Структура биотита-флогопита (I) (по Л. Паулингу [173]) и вермикулита (II) (по А. М. Матисону и Г. Ф. Уокеру [167]); последовательность слоев в структуре слюд и вермикулита (III).

Как известно, магнезиально-железистые слюды объединяют целый ряд разновидностей, связанных между собой постепенными переходами и отличающихся друг от друга главным образом по соотношению магния и железа. Такой отличительный признакложен в основу всех известных классификаций слюд этого ряда, в том числе и предложенной в 1958 г. Л. И. Шабыниным и используемой нами. В соответствии со схемой Л. И. Шабынина слюды с $f_{общ} = \frac{2Fe_2O_3 + FeO}{2Fe_2O_3 + FeO + MgO} \cdot 100$ до 15% отнесены к нормальному флогопитам, с $f_{общ} = 15 \div 35\%$ — к железистым флогопитам и с $f_{общ} > 35\%$ — к биотитам.

В отдельных случаях диагностика магнезиально-железистых слюд на отдельные минеральные виды может быть произведена по данным рентгеновских исследований. Как указывает Е. П. Соколова [96], это возможно при комплексном использовании рентгеноометрических констант, таких как положение отражения 060, наличие и интенсивность отражений 02l и III и величина соотношения относительной интенсивности отражений 004 и 005.

Основное изменение, происходящее со слюдами в процессе их гидратации, заключается в замещении калия обменными катионами, обычно магния и кальция, реже натрия, совместно с молекулами воды, а также в окислении Fe^{2+} в Fe^{3+} и частичном его выносе. Большой количеством воды, достигающим 20% и более, и обусловливаются основные ценные качества этих минералов, приобретаемые ими при нагревании до 800—1000°С.

Кристаллохимическая формула минерала, полученного в результате подобных превращений, отличается от приведенной выше формулы биотита в основном, следовательно, строением межслоевого промежутка: место катиона K^+ занимают ионы Mg^{2+} , Ca^{2+} или Na^+ , иногда в комбинации друг с другом и в окружении молекул воды:



где x — количество трехвалентного железа, образовавшегося при окислении двухвалентного.

При этом предполагается, что окисление железа компенсируется удалением протонов гидроксильных групп силикатного слоя [132].

Изменения в химическом составе слюд, совершающиеся при их гидратации, приводят к соответствующим атомным перегруппировкам, которые отчетливо устанавливаются рентгеновским методом.

Первая достоверная рентгеновская характеристика вермикулита на основании изучения рентгенограмм дана Дж. В. Грунером в 1934 г. [148]. До этого термин «вермикулит» был недостаточно точным и обычно применялся ко всем слюдоподобным минералам, обладающим способностью всучиваться при нагревании, как продолжает использоваться и сейчас в технологической терминологии. Дж. В. Грунер, изучив серию подобных образцов, выявил среди них кроме типичных вермикулитов минералы, состоящие из чередующихся слоев вермикулита и биотита. Такие смешаннослойные образования он назвал гидробиотитами, употребив для этого термин, который прежде применялся для обозначения биотитоподобных минералов с повышенным содержанием воды. Дж. В. Грунер установил также, что биотиты и вермикулиты имеют сходное строение силикатных слоев, но в вермикулитах между силикатными слоями расположены два слоя молекул воды, увеличивающие базальное межслоевое расстояние с 10 Å до 14 Å. Позднее это представление было подтверждено и детализировано исследованиями монокристаллов [151, 166, 167].

Первоначально считалось, что компенсация отрицательного заряда силикатных слоев, которая в слюдах осуществляется катионами калия, в вермикулитах происходит за счет вхождения в межслоевые области ионов водорода или гидроксония [7, 40, 148]. Однако это представление противоречило установленным позднее гидратационным свойствам вермикулита и большому содержанию

в нем обменных катионов магния и кальция. Г. Ф. Уокер и Дж. Баршад показали, что компенсация отрицательного заряда силикатных слоев в вермикулите осуществляется не гидроксонием, а обменными катионами, расположенными вместе с водой в межслоевых позициях [128, 193]. Энергия гидратации обменных катионов в основном обуславливает и гидратационные свойства вермикулита.

Хотя представление о гидроксонии в вермикулатах уже давно было отброшено и необоснованное возвращение к нему в некоторых сравнительно недавних работах [7] объясняется только недостаточным знакомством с имеющейся литературой по данному вопросу, оно до самого последнего времени используется для объяснения гидратированности слюд. А между тем проведенными в последние 10 лет рентгеновскими исследованиями было установлено, что гидратация триоктаэдрических слюд уже в самых начальных стадиях связана с появлением в их структуре вермикулитовых межслоевых прослоек, содержащих обменные катионы и молекулы воды, т. е. с образованием из слюд смешаннослоистых минералов слюдянных и вермикулитовых слоев — гидробиотитов и гидрофлогопитов [31, 32].

Гидробиотиты и гидрофлогопиты в природе значительно больше распространены, чем вермикулиты, составляя основную массу вермикулитового сырья целого ряда промышленных месторождений. Поэтому изучение их свойств, структуры и состава является чрезвычайно важным. Разработанная Ю. С. Дьяконовым методика количественного рентгенографического анализа гидратированных магнезиально-железистых слюд позволяет довольно точно оценивать содержание в их структуре слюдянных и вермикулитовых слоев [65].

До недавнего времени были обнаружены смешаннослоистые минералы с содержанием вермикулитовых слоев в структуре в пределах примерно от 0 до 10 и от 30 до 50% [31 32]. Среди изученного в настоящей работе разнообразного и обширного материала были встречены как единичные образцы и более редкие разновидности гидробиотитов и гидрофлогопитов, содержащие в структуре от 10 до 30% вермикулитовых слоев. Минералы с содержанием более 50% вермикулитовых слоев до сих пор не были обнаружены. Их отсутствие или, возможно, очень большая редкость объясняется, по-видимому, как полагает Ю. С. Дьяконов, их неустойчивостью в природных условиях и быстрым превращением в вермикулит.

Примененный Ю. С. Дьяконовым к расшифровке рентгенограмм смешаннослоистых минералов метод анализа Фурье позволил установить, что структуры с малым содержанием вермикулитовых слоев состоят из относительно больших блоков или пачек слюдянных слоев, разделенных единичными вермикулитовыми слоями. В минералах с содержанием вермикулитовых слоев в пределах от 30 до 50% слюдянные (С) и вермикулитовые (В) слои чере-

дуются в основном в последовательности ВССВ... и ВСВ..., причем первая последовательность преобладает в структурах, содержащих около 30%, а вторая — в структурах, содержащих около 50% вермикулитовых слоев. При промежуточном содержании слоев вермикулита в равной мере проявляется чередование и в той, и в другой последовательности [30—32].

Для гидробиотитов и гидрофлогопитов не характерно чередование слюдяных и вермикулитовых слоев в порядке СВВС, т. е. вермикулитовые слои никогда не являются смежными, а более или менее равномерно распределены между слюдяными слоями. Указанная структурная особенность таких минералов обусловливает их большую вспучиваемость при нагревании, что делает их наряду с вермикулитами ценными для промышленного использования.

Характеристика слюд и вермикулитов месторождений различных формационных типов

Для характеристики состава и качества вермикулитового сырья изучены мономинеральные фракции неизмененных магнезиально-железистых слюд и их гидратированных разновидностей более чем из 20 отечественных и некоторых зарубежных месторождений различных формационных типов. Использованы также все доступные литературные материалы, на которые сделаны соответствующие ссылки в приводимом ниже описании рассматриваемых минералов.

Минералы изучались с помощью химического, рентгеновского и термического анализов, причем только рентгеновский анализ давал прямое представление об особенностях их состава и структуры, тогда как химический анализ не позволял точно диагностировать минералы, в частности отличать, например, гидрофлогопит от смеси вермикулита со слюдой.

Все рентгеновские исследования были выполнены Ю. С. Дьяконовым, которым применялась следующая методика [31]. От монокристаллов исследуемых образцов регистрировались базальные отражения на дифрактометре УРС-50И с использованием отфильтрованного медного излучения. Крупные монокристаллы изучались каждый отдельно, а мелкие (с размером около 0,5 мм в поперечнике) — в виде ориентированных агрегатов, приготовленных путем наклеивания их один возле другого на стеклянную пластинку. Полученные при этом базальные отражения дают возможность установить разновидности вермикулитов и гидробиотитов по следующим признакам.

1. Mg-вермикулит дает целочисленную серию базальных отражений от слоев с базальным расстоянием 14,36 Å; Ca-вермикулит — от слоев с базальным расстоянием 14,98 Å; Na-вермикулит — от слоев с базальным расстоянием 12 Å или 14,98 Å в зависимости от того, какие слои молекул воды расположены между силикатными слоями Na-вермикулита — одинарные или двойные.

2. Mg-гидробиотит (гидрофлогопит) с содержанием в структуре 30 и 50% вермикулитовых слоев дает характерную серию базальных отражений, отвечающих соответственно периодам 34,4 Å и 24,98 Å. При промежуточном (между 30 и 50%) содержании в структуре минерала вермикулитовых слоев регистрируются промежуточные по положению серии базальных отражений, что наблюдается и при смешанном составе межслоевых катионов (когда присутствуют вместе магний, кальций и натрий).

3. Для Mg-гидробиотита (гидрофлогопита) с содержанием в структуре менее 10% вермикулитовых слоев характерно расширение и ослабление отражений 006 и 008 по сравнению с неизменно резким отражением 007, а для Ca-гидробиотита — расширение нечетных порядков отражений по сравнению с четными (считая от слоев 10 Å). По своему расположению базальные отражения этих минеральных разновидностей почти не отличаются от базальных отражений неизмененных слюд (за исключением отражения 001), изменения же формы указанных отражений дает возможность устанавливать самые начальные стадии гидратации биотитов и флогопитов. Отражение 001 и у Mg- и у Ca-гидробиотита (гидрофлогопита) расширяется и слегка смещается от 10 Å в сторону малых углов.

4. На рентгенограммах образцов, содержащих около 10% вермикулитовых слоев по сравнению с менее гидратированными разновидностями появляются дополнительные отражения 2,6—2,7 Å и около 3,2 Å. Первое базальное отражение расщепляется на два отражения при 10,6 и 8,9 Å, из которых первое значительно сильнее второго. При дальнейшем увеличении содержания в структуре вермикулитовых слоев (до 30%) отражение 10,6 Å постепенно смещается до 11,4 Å, изменяется положение и интенсивность и других базальных отражений, которые все более и более приближаются к целочисленной серии отражений, отвечающей периодам 34,4 или 34,98 Å.

Перечисленные признаки, более подробно изложенные в специальных статьях Ю. С. Дьяконова [31, 32], использовались для определения минералов по рентгенограммам. Наиболее характерные рентгенограммы, представляющие обнаруженное разнообразие вермикулитов, гидробиотитов и гидрофлогопитов и их смесей для рассмотренных вермикулитовых месторождений, приведены на рис. 30—32, 35—39 и 41—43. На каждом рисунке, где это необходимо, указаны положения и индексы базальных отражений и их принадлежность к определенным минеральным видам и разновидностям; при этом употреблялись обозначения: В — вермикулит, Б — биотит, Ф — флогопит, ГБ — гидробиотит или гидрофлогопит, Х — хлорит.

В приводимой ниже характеристике биотитов, флогопитов и их гидратированных разновидностей диагностика их производилась на основе комплексных химико-минералогических исследований и с учетом классификации Л. И. Шабынина.

Слюды и вермикулиты месторождений формационных типов группы А. В месторождениях рассматриваемого типа исходными для вермикулитовых минералов слюдами являются в основном флогопиты, варьирующие по содержанию железа от нормальных до железистых разновидностей, иногда с переходом последних в биотиты ($f_{общ}=9\div40\%$). В соответствии с этим отмечаются резкие колебания и их показателей преломления ($Ng=1,566\div1,623$; $Np=1,552\div1,584$), и значений удельного веса ($2,67\div3,2$ г/см³), а также изменение цвета от серовато- или буровато-зеленого до темно-коричневого (табл. 4, 5). Флогопит на всех месторождениях этого типа представляет собой мелкие чешуйки и пластинки, обычно не превышающие 1—2, реже 5 см в диаметре. Исключением являются слюды Ковдорского месторождения, значительную часть которых составляют промышленно-ценные кристаллы кондиционного флогопита с площадью пластинок более 4 см²; отдельные гигантские кристаллы имеют в поперечнике до 1—2 и даже 5—10 м [102].

Особенностью химического состава флогопитов помимо значительных вариаций их железистости являются отмечаемые иногда также резкие колебания в содержании и других минералообразующих элементов (см. табл. 4). Так, обращает на себя внимание недосыщенность алюминием слюд месторождения Лулекоп [147], что, вероятно, обусловливается необычным характером развитых здесь сиенитов, отличающихся по условиям образования и составу от своих аналогов в типичных комплексах ультраосновных щелочных пород и карбонатитов [184]. Резко повышенное содержание титана свойственно флогопитам Кокшаровского месторождения, возникшим при метасоматическом преобразовании богатых титаном пироксенитов. Некоторые из этих слюд характеризуются, кроме того, необычной для минералов из этих пород высокой фтористостью [38].

В процессе выветривания в химическом составе слюд происходят соответствующие изменения, выражющиеся в полном или частичном окислении Fe^{2+} , выносе калия и гидратации минералов и приводящие к преобразованию их в типичные вермикулиты или гидрофлогопиты. Одновременно происходит уменьшение показателей преломления ($Ng=1,533\div1,607$; $Np=1,510\div1,567$) и удельного веса минералов (2,1—2,9 г/см³), а также их посветление с появлением серовато-зеленых и золотисто-коричневых тонов (см. табл. 5). Все отмеченные изменения, развивающиеся более интенсивно с краев и по трещинкам минералов, обычно не захватывают целиком крупные пластинки флогопита. Нередко это улавливается и простым глазом и особенно отчетливо устанавливается при петрографических и рентгеновских исследованиях (рис. 30—32).

Наиболее характерной особенностью процесса вермикулитизации слюд является их гидратация, заключающаяся в привносе большого количества воды (до 15—20%), входящей в минерал вместе с катионами, заместившими межслоевой калий (см. рис. 29,

Таблица 4

Химический состав слюд и вермикулитов месторождений формационного типа 1

Окислы	Ковдорское				Инаглинское		Лулекон			
	Флого- пит	Флого- пит с примесью верми- кулита	Флогопит, Mg-гидро- флогопит, Mg-верми- кулит	Mg-вер- микулит	Mg—Са- верми- кулит	Флого- пит	Mg-вер- микулит	Флого- пит	Вермикулит	Гидро- флого- пит
	1	47	40	250	96	35	6	1л	2л	3л
SiO ₂	38,02	37,71	37,24	34,41	33,11	40,52	36,70	41,62	36,61	39,07
TiO ₂	0,78	0,90	1,11	1,25	0,54	1,14	0,88	1,04	0,89	2,60
Al ₂ O ₃	15,72	16,12	18,40	12,84	14,24	12,44	10,75	9,23	8,40	10,19
Fe ₂ O ₃	2,81	2,84	4,02	5,88	1,02	5,34	3,19	4,50		
FeO	3,83	3,86	2,44	0,22	8,59	5,97	0,60	3,36	0,09	15,62
MnO	0,07	0,07	0,06	0,05	0,11	0,07	0,08	0,03	0,02	1,40
MgO	24,02	23,64	21,97	24,12	20,94	24,31	25,00	24,94	26,91	17,06
CaO	0,04	0,25	0,92	0,20	3,79	0,95	—	0,0	0,0	0,32
BaO	—	—	—	—	—	0,25	He опр.	Cr ₂ O ₃ =0,14	Cr ₂ O ₃ =0,49	—
Na ₂ O	0,54	0,68	0,29	—	0,04	0,65	Сл.	0,0	0,0	0,14
K ₂ O	9,70	9,08	5,43	—	0,02	9,98	0,17	9,90	0,05	8,32
H ₂ O ⁺	—	—	—	—	—	0,99	8,70	6,12		4,12
H ₂ O ⁻	—	0,17	—	4,60	20,86	18,49	0,0	11,10	0,64	22,10
П.п.п.	4,03	4,19	8,21	—	—	0,84	—	—	—	1,64
F	0,27	0,14	—	0,15	—	0,79	0,23	0,92	0,55	—
P ₂ O ₅	—	S=0,13	—	—	S=0,21	—	0,05	0,03	—	—
Σ	99,83	99,78	100,36	100,04	100,08	99,92	99,60	101,16	100,61	100,48
—O=2F	0,11	0,06	—	0,06	—	0,33	0,09	0,40	0,23	—
Σ	99,72	99,72	—	99,98	—	99,59	99,51	100,76	100,38	—
f _{общ}	13,0	13,0	13,0	11,0	—	14,0	—	12,0	—	30
N _g ≈N _m	—	1,591	1,615	1,537	1,532	—	—	—	—	—

Продолжение табл. 4

Окислы	Кокшаровское			Барчинское				Красномайское					Либби
	Флогопит	Гидрофлогопит	Вермикулит	Флогопит	Са-гидрофлогопит	Са—Навермикулит	На-вермикулит	Биотит	Флогопит	Са-гидрофлогопит	Са—Нагидрофлогопит	Mg-вермикулит	Гидрофлогопит
	29к	1802к	300 к	Б-41/6	Б-41/1	Б-103	Б-2	K-18	0-90	210	239	101	Л-1
SiO ₂	37,91	34,70	34,86	37,82	36,14	35,60	37,22	36,32	36,30	34,92	33,91	33,12	38,64
TiO ₂	5,51	4,40	0,56	1,55	1,35	1,32	1,52	2,12	2,00	1,85	1,70	1,15	—
Al ₂ O ₃	11,76	12,31	16,24	15,57	17,66	15,48	15,79	15,86	17,89	15,35	17,15	14,89	14,94
Fe ₂ O ₃	2,38	9,37	9,43	2,94	10,49	8,58	10,92	4,77	0,12	7,53	9,64	5,98	9,29
FeO	9,99	2,20	0,0	6,58	0,53	0,07	0,07	11,74	7,42	1,02	0,36	0,30	—
MnO	0,10	0,17	0,0	0,13	0,06	0,05	0,05	0,28	0,14	0,20	0,26	0,16	0,10
MgO	17,20	15,52	17,16	20,77	14,16	19,93	17,04	13,44	20,81	16,37	16,24	16,40	22,68
CaO	4,20	1,69	2,18	1,40	2,38	2,10	1,12	3,71	1,83	2,31	1,83	6,46	1,23
BaO	—	—	—	0,26	0,0	0,0	0,0	0,03	0,81	0,43	0,62	0,22	Cr ₂ O ₃ =0,29
Na ₂ O	0,97	0,40	0,07	0,21	0,21	2,68	1,91	0,13	0,19	0,80	1,95	0,44	—
K ₂ O	6,99	3,53	0,27	10,43	4,19	0,50	1,67	8,75	9,45	7,50	2,30	0,30	7,84
H ₂ O+	2,16												
H ₂ O-	0,0	15,41	9,08	0,90	4,39	6,82	6,45	0,57	0,46	6,04	5,40	8,84	5,29
П.п.п.	—	—	—	0,57	2,53	0,0	0,50	2,16	2,70	1,30	1,74	2,66	—
F	1,78	—	—	0,50	0,25	0,53	0,38	0,29	0,06	0,03	0,02	0,03	0,28 (Cl)
P ₂ O ₅	—	—	—	0,06	0,10	0,40	0,14	0,34	0,39	0,16	0,09	0,17	—
Σ	100,95	99,70	99,79	100,19	100,57	100,98	100,77	100,94	100,57	99,87	99,73	100,18	100,59
—O=2F	0,75	—	—	0,21	0,10	0,22	0,16	0,12	0,03	0,01	0,01	0,01	—
Σ	100,20	—	—	99,98	100,47	100,76	100,61	100,82	100,54	99,86	99,72	100,17	—
f _{общ}	28	—	—	20	28	18	24	40	17	21	24	16	—
Ng≈Nm	1,628	1,610	1,592—1,607	1,610	1,574	1,585	1,585	1,623	1,615	1,595	1,583	1,575	—

Примечания. 1. Слюдосодержащие породы: 1, 40, 47 — флогопит-диопсид-оливиновая Главной флогопитовой залежи; 250, 96 — флогопит-оливин-пироксеновая Северного участка; 35 — диопсид-флогопитовая (аподунитовая); 6 — диопсид-вермикулитовая; 1л, 2л — оливин-диопсид-флогопитовая; 3л — пироксениты; все пробы месторождений Кокшаровского, Барчинского, Красномайского и Либби из пироксенитов.

2. Пробы 47, 250, 6 проанализированы в химической лаборатории ВСЕГЕИ А. Н. Аксельрод и Г. Ф. Петровой, проба 96 — в ЦХАЛ Уральского ТГУ; результаты анализов остальных проб приведены по данным следующих авторов: 1, 40 — В. И. Тернового, Б. В. Афанасьева, Б. И. Сулимова [102]; 35 — А. М. Корчагина [54]; 1л, 2л, 3л — Т. В. Геверса [147]; 29к, 1802к, 300к — Б. Л. Залищака [38]; Б-41/6, Б-41/1, Б-103, Б-2, K-18, О-90, 210, 239, 101 — И. А. Ефимова, Л. Г. Косинцевой [36]; Л-1 — В Бассета [4].

Таблица 5

Физические свойства и особенности химизма неизмененных и

Месторождения	Флого					
	Размер кристаллов	Цвет	Удельный вес, г/см ³	Ng≈Nm	Np	fобщ, %
Ковдорское	До 3—6, редко 8—10 см, иногда до 10—15 см	Буровато-зеленый	2,67—2,78	1,597—1,615	1,562—1,567	12—13
Инаглинское	До 2 см	Коричневый с розоватым оттенком	2,86—2,88	1,566—1,609	1,552—1,567	11—15
Лулекоп	До 0,5 см	Коричневый				9—12
		Темно-коричневый				17—30
Барчинское	0,5—3,0 мм, иногда до 6 см	Темно-коричневый	3,2	1,610		20
Красномайское	0,5—3,0 мм, до 6 см	Темно-коричневый	2,7—3,0	1,603—1,623		17—40
Кокшаровское	До 5 см	Темно-коричневый		1,626—1,630	1,580—1,584	27—38
Либби		Серовато-зеленый		1,610	1,570	>17

гидратированных флогопитов месторождений формационного типа 1

пит	Гидрофлогопит и вермикулит							
	F, %	Цвет	Удельный вес, г/см ³	Ng≈Nm	Np	Обменные катионы	Вермикулитовые слои, %	Объемный вес, кг/м ³
0,0—1,04	Серовато-зеленый, золотисто-бурый	2,2—2,3	1,538—1,545	1,510—1,525	Mg, Ca	100*, 30—50	90—250	
0,6—0,8	Желто-бурый с золотистым оттенком	2,28—2,53	1,533—1,568		Mg	100, 30—50	70—210, чаще 100—110	
0,0—0,9	Светло-коричневый	2,15—2,5	1,558		Mg, Ca	100, 50		
0,0—0,5	Темно-коричневый	2,67	1,606		Mg, Ca	30—50		
0,2—0,5	Светло-коричневый	2,1—2,9	1,563—1,595		Ca, Na	10, 30, 30—50, 100	70—180 и 200—400	
0,0—0,3	Светло-коричневый	2,3—2,8	1,575—1,605		Mg, Ca, Na	5, 10, 30—50, 100	80—160 и 200—400	
0,0—1,8	Светло-коричневый		1,592—1,607	1,567	Mg, Ca	5, 10, 30—50, 50, 100	140—400	
	Светло-коричневый		1,555	1,530	Ca, Mg	10, 50, 100		

* Выделены преобладающие разновидности.

II). Не имея прочной связи с кристаллическим слоем, эта вода в основной своей массе удаляется из минерала при нагревании в интервале от 100 до 300° С (рис. 33, 34).

Среди обменных катионов обычными являются Mg и Ca, более редким — Na. Обмениваясь с калием, каждый из них либо их сочетание полностью замещают его.

Состав обменных катионов обусловлен химизмом среди выветривания и зависит в значительной мере от состава пород и циркулирующих в них вод в разных зонах гипергенеза. Так, гидро-геологическими исследованиями на Ковдорском месторождении установлено высокое содержание магния в составе хлоридно-бикарбонатных вод в пределах продуктивной вермикулитовой толщи и магния и кальция — в водах самых верхних горизонтов коры выветривания, тогда как воды монолитных пород значительно богаче калием и натрием (табл. 6).

Таблица 6

Состав вод в породах Ковдорского флогопит-вермикулитового месторождения (по данным Ковдорской ГРП СЗТГУ)

Место взятия пробы	Породы	Тип воды по формуле Курлова
Ручей Железорудный		$M_{0,09} \frac{HCO_3_{56} Cl_{35}}{Ca_{70} (Na+K)_{22}}$
Источник № 21 (против пос. Старый Ковдор)		$M_{0,11} \frac{HCO_3_{69} Cl_{26}}{(Na+K)_{44} Ca_{16}}$
Скв. 329, гл. 20,0—40,0 м	Дезинтегрированные вермикулит-оливин-пироксеновые (вермикулитовая толща)	$M_{0,09} \frac{HCO_3_{67} Cl_{27}}{(Na+K)_{41} Mg_{40} Ca_{11}}$
Скв. 329, гл. 68,8—109,5 м	Монолитные флогопит-оливин-пироксеновые (флогопитовая толща)	$M_{0,11} \frac{HCO_3_{64} Cl_{27}}{(Na+K)_{48} Ca_{27} Mg_{21}}$
Скв. 329, гл. 109,5—150,0	То же	$M_{0,10} \frac{HCO_3_{68} Cl_{34}}{(Na+K)_{56} Ca_{22} Mg_{22}}$

Рентгеновским методом было изучено более 60 образцов флогопитов, гидрофлогопитов и вермикулитов из различных месторождений рассматриваемого типа. Представленные на рис. 30—32 рентгенограммы отражают все обнаруженное разнообразие минеральных видов гидратированных слюд. Как следует из этих данных, типичные вермикулиты наиболее характерны для месторождений Ковдорского, Инаглинского, Лулекоп и частично Бар-

чинского, слюды которых характеризуются наименьшей железистостью. Для Ковдорского месторождения, кроме того, обычными являются смеси вермикулитов с неизмененными флогопитами, представляющие собой тесные сочетания крупных вермикулитовых и флогопитовых блоков в пределах одного кристалла. И только в двух из изученных 14 образцов этого месторождения был обнаружен в качестве небольшой примеси к флогопиту и вермикулиту гидрофлогопит с 30—50% в структуре вермикулитовых слоев.

Последняя разновидность гидрофлогопита преобладает среди продуктов гидратации слюд остальных месторождений этого типа — Кокшаровского, Барчинского, Красномайского, Либби и, вероятно, частично Лулекоп, на которых встречаются и менее измененные гидрофлогопиты с 10 и 5% вермикулитовых слоев. Слабо гидратированные разновидности имеют преимущественное распространение на Кокшаровском месторождении, где они образуются за счет высокожелезистых в основной своей массе и иногда высоко-кофтористых флогопитов, близких по составу к биотитам.

Типичный вермикулит здесь является редкостью, он отмечен главным образом в качестве примеси к гидрофлогопиту. Исключением является образец, взятый непосредственно из подпочвенного слоя, т. е. из зоны активного действия органических кислот,

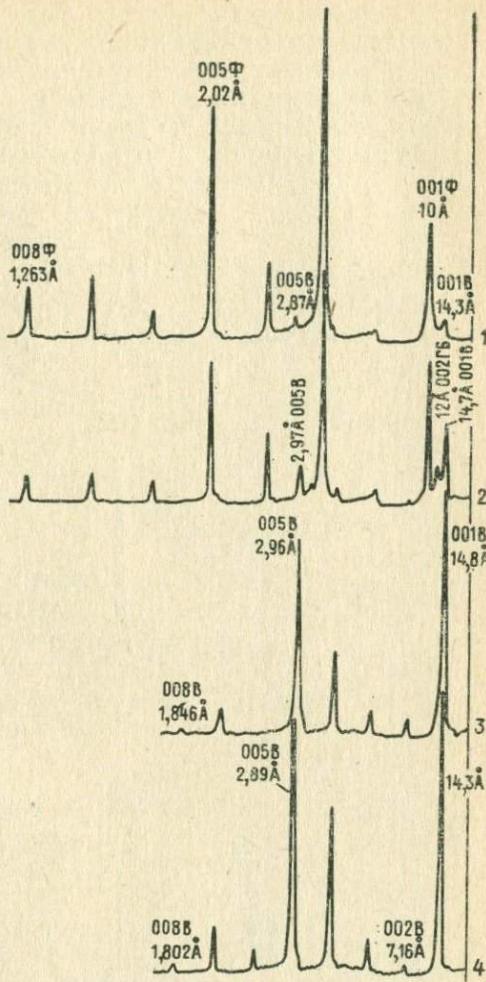


Рис. 30. Базальные отражения слюда-вермикулитовых образцов Ковдорского месторождения.

1 — флогопит с примесью Mg-вермикулита (обр. 47 из оливинитов северо-восточного карьера); 2 — флогопит с примесью ($\text{Ca} > \text{Mg}$)-вермикулита и Ca-гидрофлогопита (50% вермикулитовых слоев, обр. 261 из нефелин-пироксеновых пород по канаве 932 северо-западного участка); 3 — ($\text{Ca} > \text{Mg}$)-вермикулит, обр. 96 из оливин-пироксеновых пород по канаве 882 на южном склоне г. Низкаваара; 4 — ($\text{Mg} > \text{Ca}$)-вермикулит, обр. 250 из оливин-пироксеновых пород по канаве 890 северного участка.

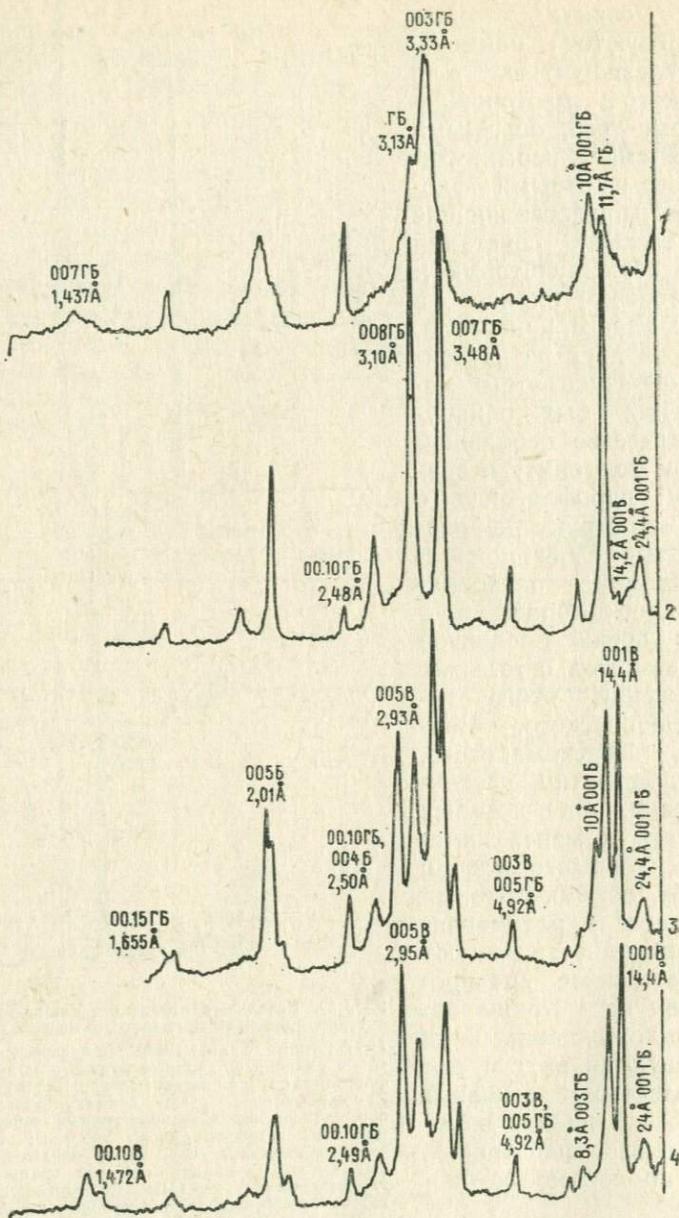


Рис. 31. Базальные отражения слюда-вермикулитовых образцов Кокшаровского месторождения.

1 — Ca-гидробиотит (~ 5% вермикулитовых слоев — в.с.) с небольшой примесью гидрофлогопита (15% в.с.); 2 — (Ca, Mg)-гидрофлогопит (~ 50% в.с.) со следами вермикулита; 3 — (Ca, Mg)-гидрофлогопит (~ 50% в.с.), (Ca, Mg)-вермикулит, флогопит; 4 — (Ca, Mg)-вермикулит и (Ca, Mg)-гидрофлогопит (~ 50% в.с.).

способствующих, как известно [169], полному превращению флогопита в вермикулит без образования переходных разновидностей.

Таким образом, по данным количественного рентгенографического анализа гидратированные флогопиты месторождений в комплексах ультраосновных щелочных пород и карбонатитов могут быть разделены на три основные группы: 1) типичные вермикулиты, 2) гидрофлогопиты высокой степени гидратации (30—50%) и 3) гидрофлогопиты низкой степени гидратации (5—10%). Из трех групп первые две являются преобладающими.

Такое разделение хорошо согласуется с результатами технологических определений качества сырья, имеющее в основе своей вермикулит и гидрофлогопит с высокой степенью гидратации, является кондиционным (месторождения Ковдорское, Инаглинское и Лулекоп), а содержащее наряду с высокогидратированными слабоизмененные разновидности, в значительной своей массе не отвечает промышленным кондициям (Кокшаровское, Барчинское, Красномайское месторождения).

Слюды и вермикулиты месторождений формационных типов группы Б. В месторождениях этих типов первичные магнезиально-железистые слуды в большинстве своем также представлены флогопитами, нормальными и железистыми ($f_{\text{общ}} = 10 \div 36\%$). Биотиты свойственны только одному Каменному-

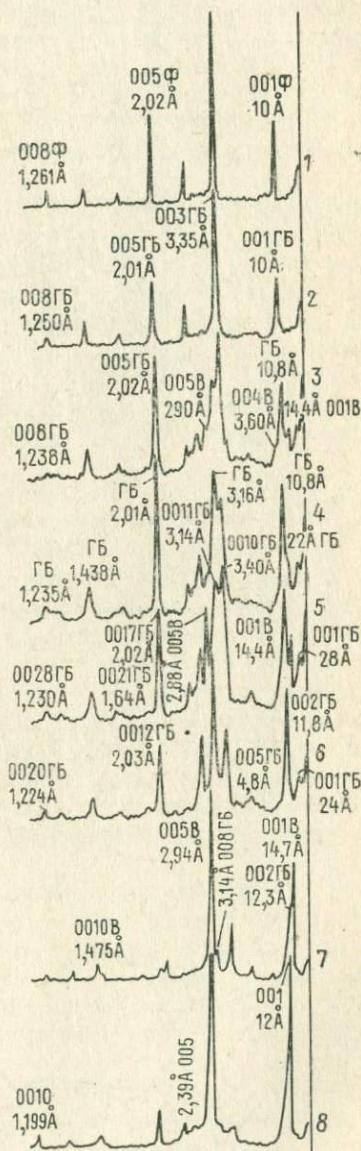


Рис. 32. Базальные отражения слюда-вермикулитовых образцов Барчинского и Красномайского месторождений [36].

Барчинское месторождение: 1 — флогопит, обр. Б-41/6; 4 — Mg-гидробиотит (10% вермикулитовых слоев — в. с.); 5 — Mg-гидрофлогопит (30% в.с.); 6 — Mg-гидрофлогопит (30—50% в.с.), обр. Б-41/1; 7 — Ca-вермикулит, обр. Б-109; 8 — Na-вермикулит, обр. Б-103, Красномайское месторождение: 2 — Mg-гидрофлогопит (5% в.с.), 3 — Mg-гидрофлогопит (10% в.с.).

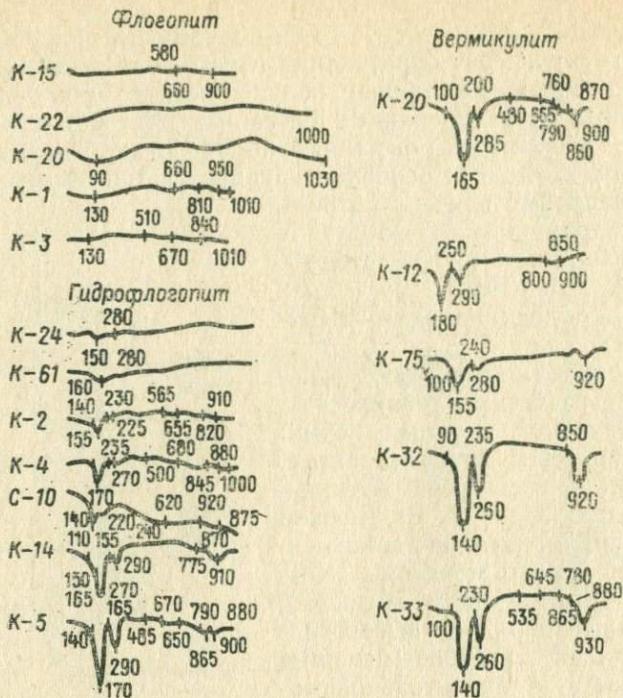


Рис. 33. Термограммы флогопита, гидрофлогопита и вермикулита Ковдорского месторождения [3].

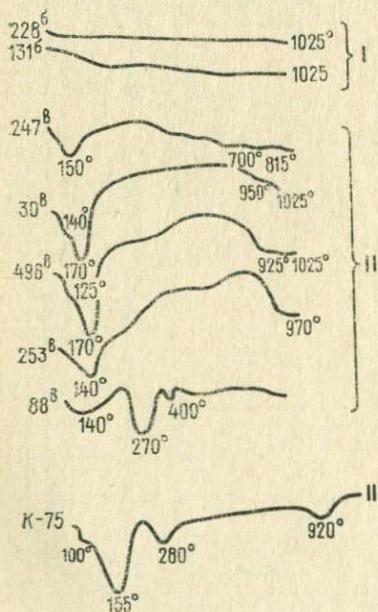


Рис. 34. Термограммы флогопита, гидрофлогопита и вермикулита Красномайского месторождения [36].
I — биотит (Красный Май); II — гидрослюда (Красный Май); III — гидрослюдя (Ковдор).

гильскому месторождению, где они распространены совместно с железистыми флогопитами, преобладая над ними (табл. 7 и 8). Показатели преломления слюд варьируют в широких пределах (Ng от 1,590 до 1,675; Np от 1,549 до 1,602), удельный вес в среднем составляет 2,8—3,0 г/см³. По цвету различаются темно-коричневые и зеленовато-коричневые разновидности. В основной своей массе слюды в месторождениях этой группы являются более мелкочешуйчатыми, чем в месторождениях из ультраосновных пород платформенных комплексов. Большинство чешуек не превышает 0,5—0,7 см в диаметре, самые крупные достигают 1—6 см. Наиболее крупно-пластиначатый флогопит характерен только для жил Булдынского месторождения, в которых были встречены кристаллы, достигающие в поперечнике 40 см.

Различия в железистости являются основной отличительной чертой слюд из оливинсодержащих гипербазитов ($f_{общ}=10\div36\%$) от слюд в габбро-пироксенитовых и особенно в габброидных массивах ($f_{общ}=30\div45\%$), характеризующихся обычно также повышенным содержанием титана. Специфическую особенность химизма слюд Булдынского месторождения составляет повышенное содержание фтора во многих из них (до 2,00—3,75%) [104], обусловленное, очевидно, составом слюдообразующих растворов, парагенетически связанных с субщелочными амазонитовыми пегматитами.

Слюдам Каменногильского месторождения свойственно наиболее высокое содержание Fe^{2+} ($FeO=13\div15\%$).

Отмеченные особенности химизма, заимствованные слюдами от состава материнских меланократовых пород и преобразующих их щелочных растворов, и прежде всего повышенное содержание в них Fe^{2+} и F, оказывают противодействующее влияние на степень их вермикулитизации в условиях выветривания. В то время как за счет маложелезистых и малофтористых слюд, характерных, например, для Андреевского и Карагасского месторождений, возникают преимущественно типичные вермикулиты, продуктами выветривания флогопитов и биотитов Булдынского и Каменногильского месторождений являются в значительной мере гидрофлогопиты и гидробиотиты начальной стадии изменения (рис. 35—39, табл. 7, 8).

Большая пестрота минерального состава гидрофлогопитов Булдынского месторождения, отмечавшаяся исследователями, изучавшими это месторождение в период его эксплуатации, находится, вероятно, в прямой зависимости от резких колебаний фтористости этих слюд. По-видимому, с этой особенностью булдынских слюд во многом была связана причина неудачных результатов рентгеновских исследований В. П. Казанцева, приступившего одним из первых в мире к изучению структуры вермикулита на материале Булдынского месторождения [40]. Как показали проведенные в 1958 г. во ВСЕГЕИ Г. А. Ковалевым рентгеновские исследования образцов этого месторождения и сравнение полученных характе-

Таблица 7

Химический состав неизмененных и гидратированных флогопитов месторождений формационного типа 3

Окислы	Булдымское			Андреевское				Каратасское							
	Флогопиты		Гидрофлогопит	Вермикулит	Флогопиты		Са-вермикулит	Mg-вермикулит	Na-вермикулит	Na—Ca—Mg-гидрофлогопит	Na—Mg-вермикулит	Mg—Na-вермикулит	Na-вермикулит		
	1	3	5	6	29	52	97	39	33	21	20	19	22	24	23
SiO ₂	37,67	41,76	40,88	37,49	39,83	39,46	36,30	38,46	35,64	34,23	37,30	34,20	37,42	36,83	37,06
TiO ₂	1,56	0,38	0,36	0,26	0,34	0,34	0,22	0,16	0,53	1,76	0,19	0,08	1,16	0,42	0,64
Al ₂ O ₃	14,61	10,45	11,27	10,21	15,60	15,82	14,67	13,10	13,62	14,80	12,02	16,14	15,66	13,65	13,60
Fe ₂ O ₃	3,39	2,90	4,74	3,84	1,18	0,85	8,35	6,19	13,26	10,40	6,59	5,79	8,51	8,13	8,05
FeO	12,18	5,32	2,98	0,0	5,36	5,38	0,68	0,43	0,86	1,06	0,48	0,46	0,23	0,12	0,58
MnO	0,07	0,23	0,11	0,01	0,08	0,08	0,04	0,07	0,17	0,13	0,11	0,06	0,03	0,02	0,08
MgO	15,92	22,57	21,37	22,24	24,00	23,48	19,15	21,90	15,32	18,80	24,90	23,50	17,00	14,40	19,82
CaO	0,0	0,12	0,0	0,98	0,40	0,70	3,54	1,38	1,59	1,15	0,65	0,61	0,80	0,70	0,61
Na ₂ O	0,36	1,16	0,05	0,0	1,12	1,00	0,10	1,74	2,70	0,85	1,85	2,60	3,54	3,42	3,80
K ₂ O	8,98	9,61	6,96	1,34	7,04	6,80	0,83	0,07	0,12	2,34	0,0	1,00	0,10	0,08	0,20
H ₂ O ⁺	0,33	0,11	3,56	10,79	4,30	5,63	6,63	5,90	8,67	9,88	8,70	9,97	6,49	9,15	7,24
H ₂ O ⁻	2,27	2,85	5,64	10,54	0,40	0,23	9,25	10,30	7,48	4,70	6,44	5,92	8,16	13,25	8,20
П.п.п.	1,33	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,33	—	—	—
F	2,00	3,63	3,28	3,35	0,24	0,16	0,15	0,14	0,13	0,20	0,21	0,03	0,18	0,13	0,10
P ₂ O ₅	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,17	0,14	0,15	—	0,11
Σ	100,67	101,09	101,20	101,05	99,89	99,93	99,91	99,84	100,09	100,38	99,61	100,50	99,76	100,30	100,09
—O=2F	0,84	1,52	1,37	1,40	0,09	0,07	0,06	0,06	0,05	0,08	0,08	—	0,07	0,06	0,04
Σ с попр.	99,83	99,57	99,83	99,65	99,80	99,86	99,85	99,78	100,04	100,30	99,53	—	99,69	100,24	100,05
на F	f _{общ}	35,0	16,0	16,0	8,0	15,0	13,0	—	—	—	—	—	—	—	—
Ng≈Nm		1,590	1,556—	1,525	1,600	1,597	1,560	1,541	—	—	—	—	—	—	—
				—1,577											

Примечания. 1. Слюдосодержащие породы: пробы 1, 3, 5, 6 — флогопитовая жила № 1 в серпентинитах; 29 — ослюденелые актинолит-оливин-пироксеновые; 33 — гнездо слюдита в пегматите; 39 — слюдит на контакте амфиболита с актинолит-оливин-пироксеновой породой; 52 — слюдит из оторочки пегматита в горнбледните; 97 — слюдит из оторочки пегматита в оливин-пироксеновой породе; 19—24 — гнезда слюдита в пироксен-роговообманковой породе.

2. Результаты анализов проб 1, 3, 5, 6 заимствованы из работы П. П. Токмакова и М. Г. Замуруевой [104], остальные анализы выполнены в химико-аналитической лаборатории ВСЕГЕИ аналитиками А. Н. Аксельрод, Ж. Высоцкой, Г. Ф. Петровой.

Таблица 8

Химический состав неизмененных и гидратированных слюд месторождений формационного типа 4

Окислы	Субутакское				Каменномогильское					
	Ca, Mg-гидрофлогопиты		Ca-Mg-вермикулиты		Флого- пит	Биотит	Флогопит	Биотит	Гидробиотит	Са-вермикулит
	289	291	283	290	66	109	125	49/19	58590	219
SiO ₂	37,47	34,80	36,10	38,00	35,90	36,06	35,70	34,00	39,63	34,02
TiO ₂	1,74	2,00	1,23	1,46	4,40	4,38	4,55	3,10	1,70	2,63
Al ₂ O ₃	14,64	15,00	13,66	11,30	14,32	13,70	14,10	14,00	15,01	13,40
Fe ₂ O ₃	12,93	7,90	9,60	9,71	2,31	2,69	—	—	10,62	16,86
FeO	0,39	6,30	0,15	0,27	13,08	15,03	14,40	18,15	2,66	1,86
MnO	0,20	0,11	0,06	0,09	0,12	0,19	0,13	0,21	0,20	0,13
MgO	16,20	16,90	18,70	18,80	15,46	13,42	15,80	13,25	10,56	11,90
CaO	1,29	1,53	2,04	2,12	1,18	1,10	0,03	0,01	4,70	3,56
BaO	—	—	—	—	—	—	0,55	0,63	—	—
Na ₂ O	0,78	0,32	0,30	1,64	0,41	0,20	0,33	0,23	0,67	0,35
K ₂ O	4,20	6,80	1,94	1,58	8,54	8,74	9,00	8,85	2,64	2,74
H ₂ O ⁺	4,45	7,41	8,00	5,64	3,79	3,90	—	—	{ 11,68	7,16
H ₂ O ⁻	5,70	1,11	8,20	9,51	0,40	0,31	—	—	5,68	—
F	0,07	0,10	0,20	0,17	0,11	0,30	0,28	0,0	0,18	0,30
Cl	—	—	—	—	—	—	0,13	0,07	P ₂ O ₅ =0,07	—
Σ-	100,06	100,28	100,18	100,29	100,02	100,02	95,00	92,50	100,32	100,59
—O=2F	0,03	0,04	0,08	0,07	—0,05	—0,13	—	—	0,07	0,12
Σ с попр. на F	100,03	100,24	100,10	100,22	99,97	99,89	—	—	100,26	100,47
f _{общ}	31,0	30,0	21,0	21,0	37,0	31,0	34,0	43,0	45,0	31,0
Ng≈Nm	—	—	—	—	—	—	1,654	1,655	—	1,618—1,675

При мечания. 1. Слюдосодержащие породы: 289, 291, 283, 290 — пироксениты; 66, 109, 49/19, 58590, 219 — габбро; 125 — габбро-амфиболит.

2. Анализы проб 125, 49/19 выполнены на электронно-рентгеновском микронализаторе ARL Б. К. Львовым, пробы 58590 проанализирована Р. В. Романенко в ИМР АН УССР, остальные анализы произведены в химико-аналитической лаборатории ВСЕГЕИ А. Н. Аксельрод.

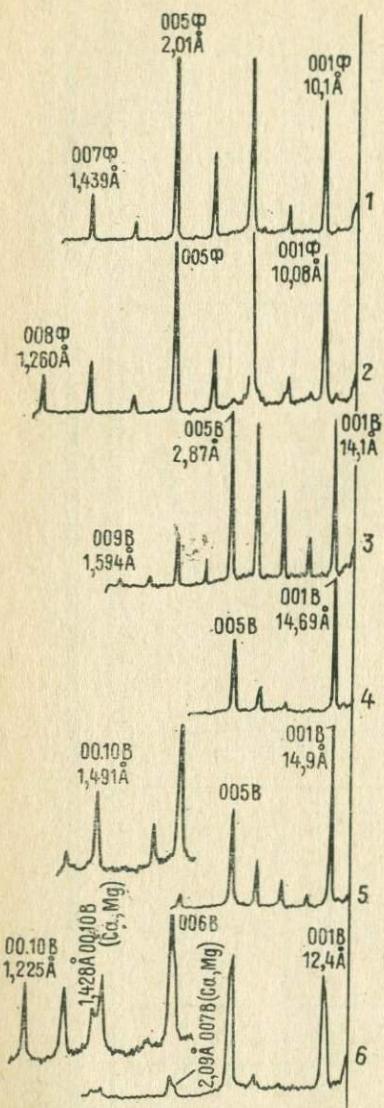


Рис. 35. Базальные отражения слюда-вермикулитовых образцов Андреевского месторождения.
1 — флогопит, обр. 29; 2 — безжелезистый флогопит, обр. 52; 3 — Mg-вермикулит, обр. 15; 4 — (Mg, Ca)-вермикулит, обр. 84; 5 — (Ca > Mg)-вермикулит, обр. 97; 6 — (Na > Ca)-вермикулит, (Ca > Mg)-вермикулит, обр. 33.

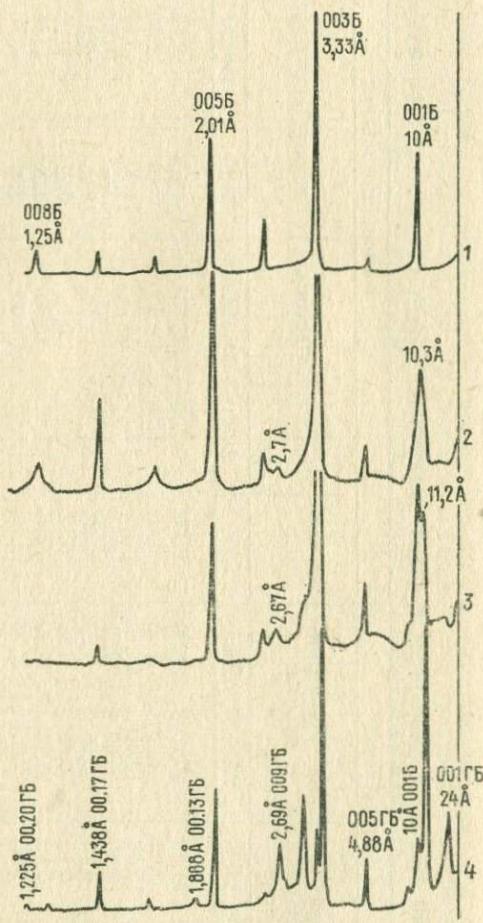


Рис. 36. Базальные отражения слюда-вермикулитовых образцов Булдынского месторождения, отобранных из эксплуатационного карьера по жиле № 1 в серпентинизированных ультрабазитах.

1 — железистый флогопит (обр. 606, рубиновая слюда); 2 — гидрофлогопит (5—10% вермикулитовых слоев — в.с.); 3 — смесь Mg-гидрофлогопита (5—10 и 20—30% в.с.); 4 — Mg-гидрофлогопит (50% в.с.) с небольшой примесью флогопита, обр. 1.

ристик с данными В. П. Казанцева, последний изучал не вермикулиты и даже не гидрофлогопиты, а практически неизмененные слюды.

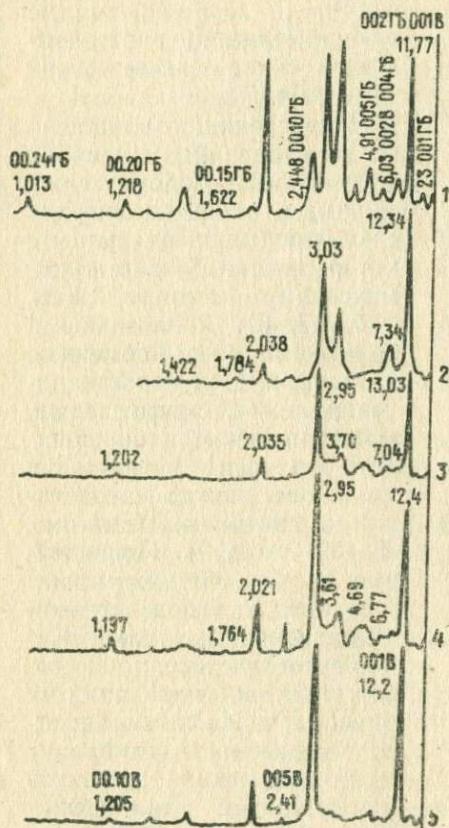


Рис. 37. Базальные отражения гидрофлогопит-вермикулитовых образцов Карагасского месторождения.

1 — Mg-гидрофлогопит (30—50% вермикулитовых слоев), обр. 21; 2 — ($\text{Na} > \text{Mg}, \text{Ca}$)-вермикулит из промышленной пробы, обр. 106; 3 — (Na, Mg)-вермикулит, обр. 20; 4 — ($\text{Na} > \text{Mg}$)-вермикулит, обр. 19; 5 — Na-вермикулит, обр. 22.

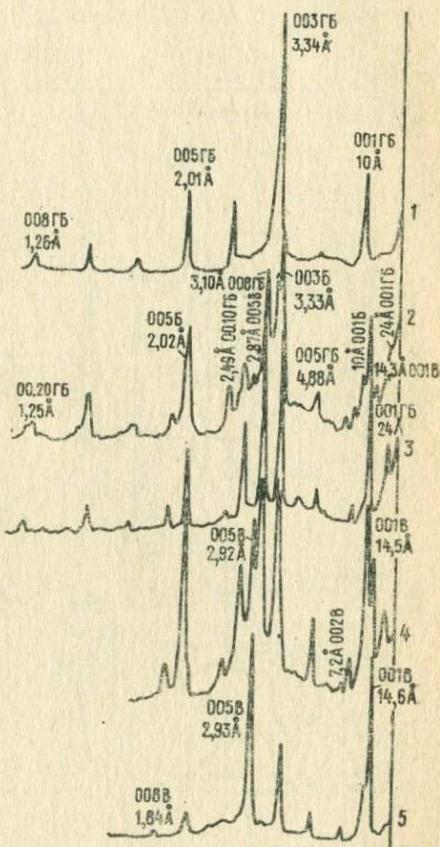


Рис. 38. Базальные отражения слюда-вермикулитовых образцов из пироксенитов Субутакского месторождения.

1 — Mg-гидрофлогопит (5% вермикулитовых слоев — в.с.), обр. 291; 2 — ($(\text{Mg} > \text{Ca})$ -гидрофлогопит (30—50% в.с.), небольшая примесь Mg-вермикулита и флогопита, обр. 294; 3 — ($(\text{Mg} > \text{Ca})$ -гидрофлогопит (30—50% в.с.), обр. 272; 4 — гидрофлогопит, аналогичный предыдущему, примесь ($(\text{Mg} > \text{Ca})$ -вермикулита, обр. 273; 5 — ($(\text{Mg} > \text{Ca})$ -вермикулит с небольшой примесью гидрофлогопита (30—50% в.с.), обр. 281.

В то же время из геологической документации, сопровождавшей разработку месторождения в 30—40-х годах текущего столетия, известно, что на месторождении распространены также и ма-

лофтористые флогопиты ($F=0,0 \div 0,05\%$). Образовавшиеся при их выветривании вермикулты и гидрофлогопиты, очевидно, полностью выработаны, а встречающиеся в настоящее время в отвалах эксплуатационного карьера среди выветрелых серпентинитов очень

слабо гидратированные слюды характеризуются высоким содержанием фтора (см. табл. 7).

Происходящие в процессе выветривания изменения физических свойств слюд сходны с отмеченными для слюд предыдущей группы, с которыми они близки по химическому составу (см. табл. 7, 8). Аналогичными являются также обменные катионы в продуктах гидратации тех и других слюд, представленные в большинстве случаев магнием и кальцием, иногда в сочетании с натрием (см. рис. 35—39, табл. 9). Приведенные на рис. 40 кривые нагревания в разной степени гидратированных слюд Каменномогильского месторождения обычны для этих минералов. На них отчетливо выражено углубление эндотермических эффектов в интервале температур около 200, 300 и 950°C, совпадающих с максимумами выделения воды, связанной с обменными катионами (200 и 300°C), и гидроксильной (950°C).

По результатам количественного рентгенографического анализа продукты гидратации флогопитов и биотитов рассматриваемых месторождений, как и предыдущих, можно подразделить на три основные группы: 1) типичные вермикулты, 2) гидрофлогопиты высокой степени гидратации (30—50%) и 3) гидрофлогопиты и гидробиотиты низкой степени гидратации (5—10%). Из них первые две преобладают. Особое положение за-

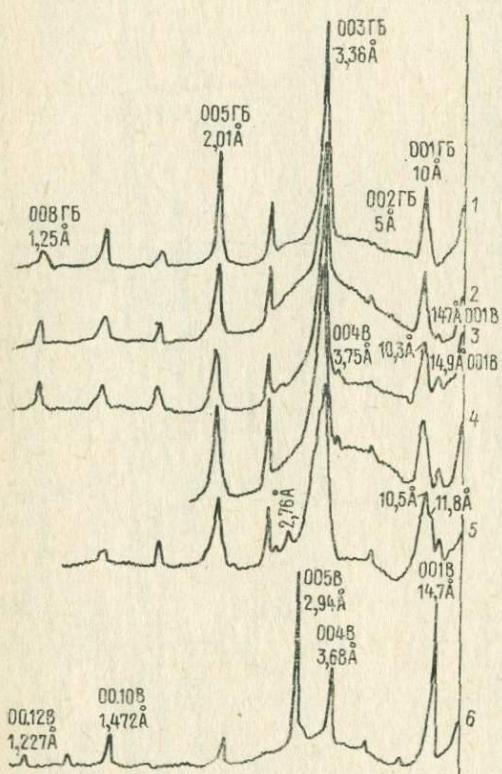


Рис. 39. Базальные отражения слюда-вермикулитовых образцов месторождений Западного Приазовья.

Родионовское месторождение: 1 — ($Mg \approx Ca$)-гидробиотит (5% вермикулитовых слоев — в.с.), обр. 61; 2 — Ca-гидробиотит (около 5% в.с.), следы вермикулита, обр. 103. Каменномогильское месторождение: 3 — Ca-гидробиотит (5% в.с.), незначительная (около 3%) примесь Ca-вермикулита, обр. 8; 4 — аналог 3, обр. 33; 5 — Ca-гидробиотит (10% в.с.), незначительная (около 2%) примесь Ca-вермикулита, следы гидробиотита (30—50% в.с.), обр. 1; 6 — ($Ca \approx Mg$)-вермикулит, обр. 219.

биотитов рассматриваемых месторождений, как и предыдущих, можно подразделить на три основные группы: 1) типичные вермикулты, 2) гидрофлогопиты высокой степени гидратации (30—50%) и 3) гидрофлогопиты и гидробиотиты низкой степени гидратации (5—10%). Из них первые две преобладают. Особое положение за-

нимают гидрофлогопиты Булдынского месторождения, сочетающие в себе все разнообразие минеральных видов, свойственных в совокупности остальным месторождениям. Сопоставление полученных результатов с данными технологических определений качества сырья (см. табл. 9) показывает, что основная масса руд рассмотренных месторождений, состоящих из вермикулита и высокогидратированного гидрофлогопита, отвечает промышленным маркам ГОСТ. Исключением являются руды Каменномогильского месторождения, основу которых составляет гидробиотит низкой степени гидратации, имеющий объемный вес в большинстве случаев выше $250 \text{ кг}/\text{м}^3$.

Слюды и вермикулиты месторождений формационных типов группы В. Месторождения этой группы формаций концентрируют в себе, как известно, наибольшее количество промышленно ценного маложелезистого флогопита, являясь в настоящее время его единственным поставщиком. Флогопитовые месторождения комплексов ультраосновных щелочных пород и карбонатитов находятся пока в резерве промышленности.

Флогопит рассматриваемых месторождений с варьирующими значениями общей железистости от 3 до 20% (табл. 10, 11) в основной своей массе является маложелезистой разновидностью ($f_{\text{общ}} = 3 \div 13\%$), что, в сочетании с кондиционными по размерам кристаллами (не менее 4 см^2) и определяет его преимущественную промышленную ценность по сравнению с месторождениями ковдорского типа.

Наибольшее разнообразие флогопитов свойственно Слюдянскому месторождению, где известны слюды начиная от почти бесцветных («серебрянок») и кончая темно-коричневыми, почти черными («цыганками»). Слюдянские флогопиты являются и наиболее крупными с обычным размером кристаллов до 10 см и более; отдельные гигантские пластины имеют до 3 м в поперечнике. На месторождениях типа Размановского, Стэнливиля или Ситарампур флогопиты характеризуются в основной своей массе мелкочешуйчатостью,

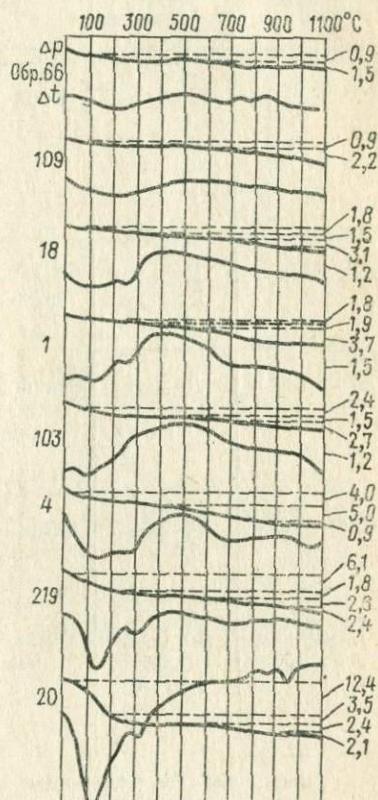


Рис. 40. Термограммы биотитов, гидробиотитов и вермикулитов месторождений Западного Приазовья. Образцы 1, 4, 20, 66, 109, 219 — из Каменномогильского месторождения; 18 и 103 — из Родионовского.

Таблица 9

Физические свойства и особенности химизма неизмененных и

Месторождения	Флогопит.						
	Размер кристаллов	Цвет	Удельный вес, г/см ³	$Ng \approx Nm$	Np	$f_{общ.} \%$	
Андреевское	До 1 см	Коричневый	—	1,587—1,600	1,532—1,557	10—15, до 26	
Каратасское	До 1,0, реже до 6 см	Зеленовато-коричневый	—	1,628—1,634		25—34	
Булдымское	До 1,0, реже до 40 см	Зеленовато- и темно-коричневый	2,83—2,95	1,590—1,656	1,553—1,602	13—36	
Субутакское	До 2,5—5,0 мм	Темно-коричневый	—			Не менее 30	
Каменногорильское	До 1—2, реже 5—7 мм	Темно-коричневый	—	1,644—1,675	1,593	30—45 $FeO = 13 \div 15 \%$	

* Выделены преобладающие разновидности.

промышленный интерес здесь представляют только их гидратированные разновидности, образующие крупные скопления в коре выветривания.

В соответствии с колебаниями железистости изменяются значения показателей преломления (Ng от 1,575 до 1,626 и Np от 1,538 до 1,585) и удельного веса (от 2,54 до 3,12 г/см³).

Характернейшей особенностью химизма слюд, свойственной флогопитам слюдянского типа (алданским, канадским, корейским, мадагаскарским), является очень высокое содержание в подавляющей их массе фтора, обычно составляющее не менее 2, а нередко достигающее 4—7% [140]. Расчет кристаллохимических формул таких слюд показывает, что фтор в них занимает нередко значительную часть структурных позиций гидроксила, вплоть до

гидратированных слюд месторождений формационных типов группы Б

биотит	Гидрофлогопит, гидробиотит и вермикулит							
	F, %	Цвет	Удельный вес, г/см ³	$Ng \approx Nm$	Np	Обменные катионы	Вермикулитовые слои, %	Объемный вес, кг/м ³
0,0—0,5	Светло-коричневый и зеленовато-коричневый	—	1,540—1,560	1,513—1,520	Mg, Ca, Na	100	130—175	
0,03—0,20	Светло-коричневый	—	1,550—1,603	—	Na, Mg, Ca	30—50*, 100,0—10	90—250	
,0—3,75	Латунно-и золотисто-желтый	2,35—2,67	1,525—1,580	1,500—1,557	Mg	5, 10, 15, 20, 30, 50	110—350	
0,07—0,20	Светло-коричневый	—	—	—	Ca, Mg	30—50, 100	90—200, чаще 150—160	
0,0—0,66	Бронзово-коричневый	—	1,618	1,578	Ca, Mg	5, 10, 100	140—500, в среднем 270	

полного его вытеснения [171]. А это, как известно [131, 185], ведет к усилению связей калия с кристаллическим слоем, препятствуя, таким образом, вермикулизации слюд.

Существование отмеченных структурных особенностей высокофтористых флогопитов объясняет почти полное отсутствие крупных промышленных концентраций вермикулита в ассоциации с флогопитовыми месторождениями, несмотря на широкое развитие в их районах хорошо выраженных сиаллитных кор выветривания. Этими же особенностями объясняется и необычайная пестрота минерального состава продуктов гидратации таких флогопитов, отмечавшаяся ранее на примере Булдынского месторождения, но являющаяся особенно типичной для месторождений, подобных Слюдянскому (рис. 41 и 42, табл. 11).

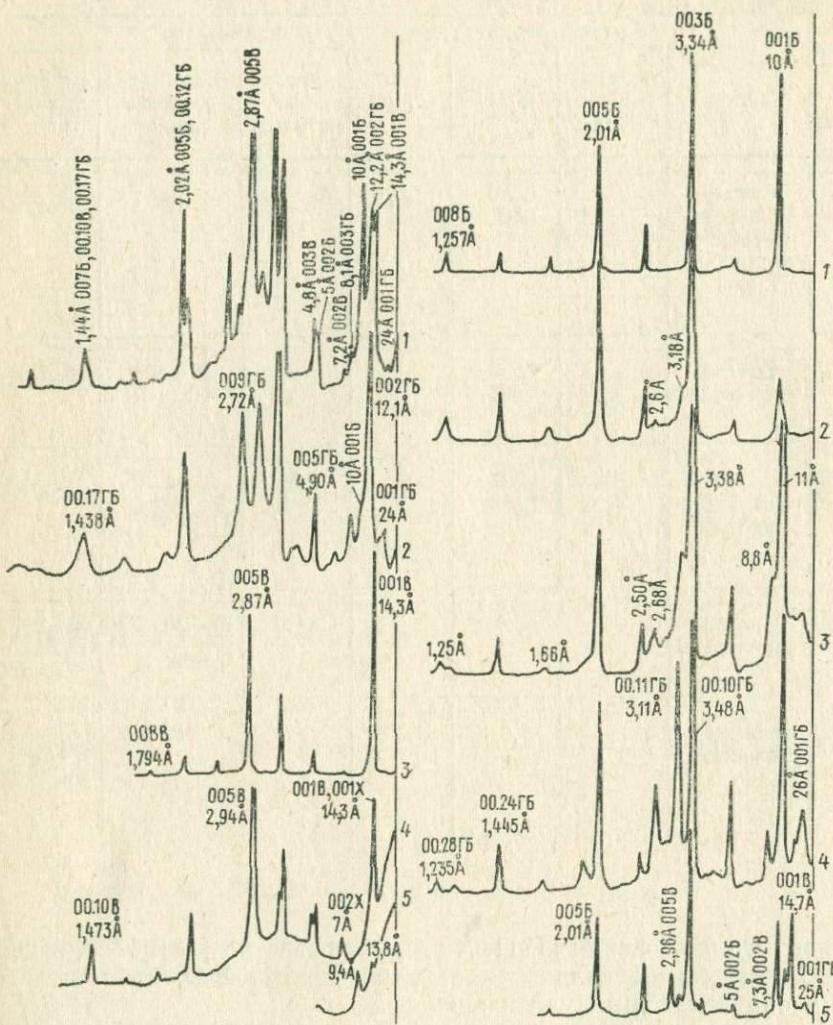


Рис. 41. Базальные отражения слюда-вермикулитовых образцов Размановского месторождения,

1 — смесь флогопита, Mg-гидрофлогопита (50% вермикулитовых слоев — в. с.) и Mg-вермикулита, обр. 65; 2 — Mg-гидрофлогопит (50% в.с.), следы флогопита, обр. 54; 3 — Mg-вермикулит, обр. 78; 4 — (Mg>Ca)-вермикулит, очень небольшая примесь магнезиального хлорита, обр. 70; 5 — предыдущий образец после прокаливания до 600° С.

Рис. 42. Базальные отражения слюда-вермикулитовых образцов Слюдянского месторождения.

1 — флогопит, обр. 1, янтарный; 2 — Mg-гидрофлогопит (10% вермикулитовых слоев — в.с.), обр. 13; 3 — Mg-гидрофлогопит (10—20% в.с.), обр. 13; 4 — (Mg>Ca)-гидрофлогопит (30% в.с.), обр. 13; 5 — смесь флогопита с (Ca>Mg)-вермикулитом и Ca-гидрофлогопитом (50% в.с.), скв. 24.

Таблица 10

Химический состав неизмененных и гидратированных флогопитов месторождений формационных типов группы В

Окислы	Слюдянское								Размановское					
	Флогопиты				Гидрофлогопиты				Флогопиты			Вермикулиты		
	1	2	3	4	5	2а	3а	6	P-1	P-2	P-3	P-4	P-5	P-6
SiO ₂	38,90	39,56	38,30	36,47	46,59	38,69	37,32	32,21	38,00	36,82	35,63	35,24	36,00	36,64
TiO ₂	1,28	1,02	0,85	0,80	0,55	0,65	0,79	0,85	0,55	0,96	0,02	1,14	0,47	0,50
Al ₂ O ₃	17,87	15,15	17,15	18,11	12,91	12,59	18,89	14,65	18,00	15,42	20,09	18,62	13,80	16,24
Fe ₂ O ₃	0,97	0,50	1,79	1,19	1,60	1,08	1,99	6,57	1,48	2,18	2,68	4,32	2,93	5,33
FeO	0,82	2,01	2,75	7,62	0,76	0,92	2,06	0,38	3,95	0,96	1,89	0,38	0,60	0,41
MnO	0,07	0,05	0,05	0,09	0,02	0,08	0,06	0,08	0,07	0,02	0,03	0,07	0,0	0,16
MgO	26,03	26,04	25,05	19,82	21,96	25,17	24,69	24,48	24,10	23,26	24,40	21,48	27,95	25,51
CaO	—	—	0,67	0,14	0,24	2,01	0,84	2,97	0,20	4,34	1,87	1,76	2,37	0,46
BaO	0,72	0,65	—	0,77	0,70	0,20	—	—	—	—	—	—	—	—
Na ₂ O	0,81	0,66	0,60	—	0,57	0,56	0,22	—	—	—	2,11	0,36	—	0,19
K ₂ O	9,14	9,74	9,57	9,77	8,31	5,86	8,25	0,75	9,70	7,12	7,39	0,07	0,22	0,08
H ₂ O ⁺	1,03	2,77	1,11	1,96	1,84	5,53	1,96	8,28	3,50	4,76	2,01	16,16	—	14,50
H ₂ O ⁻	0,34	0,45	0,06	0,75	1,64	5,55	1,06	6,40	—	—	0,17	0,03	—	0,07
F	1,84	0,31	1,59	2,40	1,71	0,22	1,50	0,54	—	—	0,04	—	0,15	—
Cl	—	0,01	Не опр.	—	Не опр.	0,02	Не опр.	—	—	—	0,04	—	0,15	—
П.п.п.	0,49	1,88	1,59	0,84	1,16	1,74	0,57	1,93	0,28	CO ₂ =1,72	—	CO ₂ =0,37	15,59	CO ₂ =0,87
Σ	100,31	100,80	101,13	100,73	100,56	100,88	100,20	100,09	99,83	97,55	99,23	101,20	100,23	101,01
-O=F ₂ +	-0,77	-0,13	0,67	-1,01	-0,72	-0,13	-0,63	-0,23	—	—	0,07	0,03	—	0,04
+Cl ₂	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Σ с попр.	99,54	100,67	100,46	99,72	99,84	100,75	99,57	99,86	—	—	99,16	100,14	—	99,97
на F и Cl	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
f _{общ}	3,0	5,0	9,0	19,0	5,0	2,0	8,0	13,0	9,0	6,0	9,0	10,0	6,0	10,0

Примечания. 1. Слюдянское месторождение, флогопиты: 1 — янтарный, 2 — золотистый, 3 — темно-коричневый, 4 — черный; гидрофлогопиты: 5 — бесцветные листочки из глинистой массы, образовавшиеся за счет янтарного флогопита, 2а — краевые части кристаллов темно-коричневого флогопита, легко вслучивающегося, 3а — краевые, наиболее измененные части кристаллов темно-коричневого флогопита, 6 — сильно гидратированные кристаллы зеленовато-черного флогопита. Размановское месторождение, флогопиты: P-1 — зеленовато-коричневый, участок Верхнекерженский, P-2 — зеленовато-коричневый, участок Таборный, P-3 — темно-коричневый, участок Противоположный; вермикулиты: P-4 — латунно-желтый, участок Противоположный, P-5, P-6 — латунно-желтый, участок Соседний.

2. Результаты анализов заимствованы в работах П. В. Калинина (1955 г.) и Э. М. Борц (1964 г.).

Таблица 11

Физические свойства и особенности химизма неизмененных и

Месторождения	Флогопит					
	Размер кристаллов	Цвет	Удельный вес, г/см ³	Ng≈Nm	Np	f _{общ.} , %
Размановское	0,5—2,0 мм реже до 8—15 см	Зеленый, зеленовато-коричневый	2,81	1,603		6—14
Слюдянское	Сантиметры. реже до 3 м	От бесцветного до черного	2,54—3,12	1,575— 1,626	1,538— 1,585	3—20

При рентгенографических исследованиях различных образцов, отобранных из выветрелых пород и имеющих внешние наиболее явные признаки гидратации (ломкость, мягкость, жирность на ощупь), оказалось возможным проследить целую серию структурных разновидностей. При этом выяснилось, что основная часть гидратированных слюд представлена собой смеси вермикулитов либо с неизмененными флогопитами, либо с гидрофлогопитами, содержащими в своем составе от 30 до 50 и реже от 10 до 20% вермикулитовых слоев. Только в одном образце, представляющем собой агрегат мелких бесцветных чешуек из жилы среди глиноподобных продуктов выветривания лейкократового биотитового гнейса рудника № 3, был обнаружен типичный вермикулит. Среди флогопитов этого рудника, как показали исследования П. В. Калинина, имеют незначительное распространение и разновидности малофтотистых флогопитов.

Гидратированные в разной степени флогопиты установлены на многих других участках и рудниках Слюдянского месторождения, но всюду в тесной пространственной ассоциации с концентрациями неизмененных слюд, что очень затрудняет их добычу. Технологическое изучение качества таких вермикулит-гидрофлогопит-флогопитовых проб показало, что многие из них имеют объемный вес после обжига около 60—170 кг/м³ и отвечают промышленным кондициям.

Пример Размановского месторождения, отличающегося от месторождений слюдянского типа условиями своего образования и главным образом составом гранитов, с формированием которых связано появление в магнезиальных карбонатных породах слюд, показывает, что за счет малофтотистых флогопитов возникают ти-

гидратированных флогопитов месторождений формационных типов группы В

пит	Гидрофлогопит и вермикулит							
	F, %	Цвет	Удельный вес, г/см ³	Ng≈Nm	Np	Обменные катионы	Вермикулитовые слои, %	Объемный вес, кг/м ³
0,0—0,23	Латунно-желтый, светло-коричневый	2,25	1,524	—	Mg, Ca	100,50	70—1058 (без обогаш.)	
0,0—4,03	От бесцветного до светло-коричневого				Ca, Mg	10, 20, 30, 30—50, 50, 100	60—170	

личные вермикулиты и лучшие по качеству гидрофлогопиты. На Размановском месторождении они не имеют большого значения вследствие низкого содержания в породах исходных слюд, но в случае больших концентраций могут конкурировать с вермикулитами и гидрофлогопитами ковдорского типа.

Слюды и вермикулиты месторождений формационных типов группы Г. Эта, менее других изученная группа месторождений гидробиотита долгое время не привлекала к себе внимания исследователей, поскольку входящие в ее состав высокожелезистые слюды сами по себе никогда не представляли практической ценности, а связанные с ними промышленные концентрации гидробиотита выявлены лишь в последние 10 лет.

Во всех без исключения месторождениях первичные магнезиально-железистые слюды принадлежат к биотитам ($f_{общ}=45\div60$, до 70%), из которых наиболее железистые приближаются по составу к лепидомеланам (табл. 12—14). В соответствии с этим они всегда имеют темно-коричневый, почти черный цвет и характеризуются высоким светопреломлением ($Ng=1,630\div1,705$; $Ng-Np$ иногда достигает 0,08—0,09) и сравнительно большим удельным весом (2,9—3,2 г/см³). Преобладающая масса их имеет размер чешуек, не превышающий 0,5 см. На Потанинском месторождении, например, на чешуйки крупнее 8 мм приходится всего около 4%, а мельче 0,5 мм — 30%. Встречающийся на этом же месторождении в щелочных и нефелиновых пегматитах крупнопластинчатый биотит отличается от мелкочешуйчатого еще большей железистостью ($f_{общ}=70\div97\%$), а нередко и повышенной фтористостью (до 1,5—4,5% F), препятствующими его вермикулитизации.

Таблица 12

Химический состав неизмененных и гидратированных биотитов месторождений формационных типов 7 и 9 группы Г

Окислы	Тебинское		Родионовское					Татьяновское		
	Биотиты		Биотиты			Mg-гидро-	Mg—Са-гидро-	Биотит	Гидробиотиты	
	235-2	539	42	30	18	61	103	2546-5	2549	2546-6
SiO ₂	37,64	37,20	34,60	34,60	34,45	35,29	36,09	37,00	36,52	36,18
TiO ₂	1,72	3,19	2,25	1,35	1,07	1,72	1,94	2,16	2,18	1,92
Al ₂ O ₃	16,19	16,29	18,70	18,74	18,85	18,98	18,28	19,16	22,02	20,24
Fe ₂ O ₃	20,20	14,55	—	—	—	16,65	17,31	10,10	13,66	15,05
FeO	2,99	8,14	18,50	17,60	17,65	2,92	2,64	8,10	0,90	0,54
MnO	0,22	0,30	0,31	0,04	0,06	0,0	0,10	0,29	0,26	0,26
MgO	7,65	7,15	10,60	11,50	11,20	11,45	10,26	10,80	8,86	10,25
CaO	0,68	0,64	0,0	0,0	0,01	0,78	0,97	0,43	0,58	0,58
BaO	—	—	0,66	0,18	0,25	—	—	—	—	—
Na ₂ O	0,30	0,30	0,25	0,14	0,28	0,26	0,14	0,49	0,39	0,27
K ₂ O	6,40	7,10	8,85	9,00	8,50	6,09	5,94	7,50	5,66	4,51
H ₂ O ⁺	} 5,36	4,72	—	—	—	} 4,99	5,35	2,75	5,03	6,40
H ₂ O ⁻			—	—	—			1,47	3,96	3,85
Cl	—	—	0,02	0,0	0,03	—	—	—	—	—
F	—	—	0,16	0,14	0,14	0,02	0,10	0,37	0,56	0,37
—O=2F	—	—	0,07	0,06	0,06	0,01	0,04	0,15	0,24	0,16
Σ			94,83	93,23	92,43	99,14	99,08	100,47	100,34	100,26
f _{общ}	60	62	49	46	47	47	50	47	45	43
Ng≈Nm	1,702	—	1,643	1,631	1,631	1,662	1,642—1,674	1,642—1,655	1,650	1,633
Np	—	—	—	—	—	1,593	1,588—1,603	—	—	—

Примечания. 1. Слюдосодержащие породы: 235-2, 539 — амфибол-биотитовые гнейсы; 42, 61, 103 — биотитовые гнейсы; 30, 18 — гранат-ставролит-биотитовые гнейсы; 2546-5, 2549 и 2546-6 — биотитовые гнейсы.

2. Результаты анализов слюд Тебинского месторождения приведены по данным Н. К. Беляева (1965 г.), данные по Татьяновскому месторождению любезно сообщены В. А. Ташилкиным. Анализы проб 42, 30 и 18 выполнены Б. К. Львовым на микроанализаторе, химические анализы проб 61 и 103 произведены в ЦХАЛ Уральского ТГУ.

Таблица 13

Химический состав неизмененных и гидратированных биотитов Потанинского месторождения

Окислы	Биотиты					Са-гидробиотиты				Смесь Са-вермикулита и гидробиотита	
	146	145	312	229	172	144	155	367	510	154	5
SiO ₂	34,16	35,32	35,60	37,00	33,10	36,38	36,70	36,15	33,25	35,87	37,29
TiO ₂	4,80	3,60	4,45	3,17	5,65	3,30	3,89	3,79	4,37	3,40	3,51
Al ₂ O ₃	14,20	13,70	12,40	10,50	15,40	11,96	12,04	12,19	12,58	10,55	12,24
Fe ₂ O ₃	9,75	14,64	—	—	—	20,14	21,95	18,17	14,18	18,16	17,21
FeO	14,95	9,14	20,25	24,76	24,61	1,33	2,30	1,57	7,17	0,56	1,50
MnO	0,27	0,28	0,35	1,01	0,33	0,19	0,25	0,35	0,21	0,18	0,30
MgO	9,22	9,72	11,85	9,00	6,90	11,53	8,23	12,04	10,90	12,62	14,54
CaO	0,26	0,44	0,01	0,10	0,02	1,01	0,37	0,78	1,60	1,44	1,99
BaO	—	—	0,69	0,05	1,48	—	—	—	—	—	—
Na ₂ O	0,25	0,16	0,18	0,16	0,22	0,16	0,16	0,66	0,80	0,22	0,38
K ₂ O	7,76	7,40	9,23	8,16	8,95	7,04	6,50	7,52	5,32	3,80	3,57
H ₂ O ⁺	4,32	5,55	—	—	—	6,82	7,45	5,62	5,90	12,85	6,35
H ₂ O ⁻											
Cl	—	—	0,01	0,04	0,01	—	—	—	—	—	—
F	0,19	0,16	0,28	0,26	0,13	0,16	0,21	0,38	0,17	0,18	—
—O=2F	0,08	0,07	0,12	0,11	0,05	0,07	0,09	0,16	0,07	0,08	—
Σ	100,05	100,04	95,18	94,10	96,75	99,95	99,96	100,46	100,28	99,75	99,88
f _{общ}	59,0	55,0	50,0	59,0	66,0	47,0	60,0	46,0	51,0	43,0	39,0
Ng≈Nm	1,686	1,705	1,669	1,661	1,688	1,699	1,689	1,665 и 1,685	1,679	1,659	1,650
Np	1,603	1,612	—	—	—	1,598	1,606	—	—	1,592	—

Примечания. 1. Слюдосодержащие породы: 146 — пироксеновый фенит; 145 — кальцит-биотитовая порода; 312, 229, 144, 155, 154, 5 — биотитовые фениты; 172, 367, 510 — миаскиты.

2. Химические анализы проб 146, 145, 144, 155, 367, 510, 154 выполнены в химико-аналитической лаборатории ВСЕГЕИ А. Н. Аксельрод и К. К. Гумбар; пробы 5 — в ЦХАЛ Уральского ТГУ; пробы 312, 229, 172 проанализированы Б. К. Львовым на электронно-рентгеновском микроанализаторе ARL, железо при этом определялось суммарно в пересчете на FeO.

Таблица 14

Физические свойства и особенности химизма неизмененных

Месторождения	Био					
	Размер кристаллов	Цвет	Удельный вес, г/м³	$Ng \approx Nm$	Np	$f_{общ}$, %
Тебинское	До 1—3 мм, реже до 2 см	Темно-коричневый, до черного	—	1,702	—	60—62
Потанинское	До 5, реже до 10 мм	Темно-коричневый, зелено-вато-коричневый	3,0—3,2	1,650—1,705	—	50—60, до 70
Родионовское	До 1,0 реже до 5 мм	Темно-коричневый	—	1,631—1,674	—	45—50
Татьяновское	До 1,0 реже до 3—10 мм	Темно-коричневый	2,9	1,633—1,558	—	47—50

* Выделены преобладающие разновидности.

Для мелкочешуйчатого биотита высокое содержание фтора не свойственно, и он в коре выветривания обычно подвергается соответствующим изменениям. Характерно, однако, что эти изменения чаще всего выражаются лишь в частичной вермикулизации, приводя очень редко к преобразованию биотитов в типичный вермикулит. В большинстве случаев возникают гидробиотиты, содержащие около 5 или 5—10, реже 30—50% вермикулитовых слоев (рис. 43, 44). Вермикулит был встречен лишь на двух месторождениях и притом в ничтожных количествах в составе глинисто-песчанистых продуктов выветривания: в одном случае, гранат-биотитовых гнейсов (Родионовское месторождение), в другом — биотитовых фенитов (Потанинское месторождение). На последнем месторождении он обнаружен в трех пробах, из которых только в одной найден однородный (без примесей) монокристалл вермикулита (обр. 154 на рис. 43), тогда как вся проба в целом состояла из гидробиотита с 50%-ной степенью вермикулизации. На это указывает и результат ее химического анализа, свидетельствующий о достаточно высоком содержании в ней калия (см. табл. 13).

гидратированных биотитов месторождений формационных типов группы Г

тип	Гидробиотит и вермикулит							
	FeO	Цвет	Удельный вес, г/см³	$Ng \approx Nm$	Np	Обменные катионы	Вермикулитовые слои, %	Объемный вес, кг/м³
>8	Желтовато-бурый	—	—	—	—	—	—	210—400
9—21	Светло-коричневый, с бронзовым и золотистым оттенком	—	1,665—1,699; 1,659	1,598—1,606; 1,592	Ca	5*, 10, 30, 50, 100 (примесь)	90—380	
12—27	Светло-коричневый	—	1,588—1,603	Mg, Ca	5, 100	107—840 без обогащения		
>8—10	Светло-коричневый	2,7	1,587—1,600	Mg	5, 10, 20	420—510 без обогащения		

В двух других пробах вермикулит присутствовал вместе с гидробиотитом в виде примеси к почти неизмененному биотиту. В качестве обменных катионов среди изученных проб обоих месторождений был установлен кальций, иногда в небольших количествах магний. Для Потанинского месторождения, где были проведены гидрогеологические исследования, это хорошо согласуется с гидрокарбонатно-кальциевым составом вод, циркулирующих в дезинтегрированных породах продуктивной толщи (табл. 15).

По технологическим показателям сырье месторождений, содержащее гидробиотит низкой степени гидратации, в большинстве своем не отвечает современным промышленным требованиям, хотя и может находить эффективное применение в ряде областей строительства, особенно в допускающих его использование без обогащения.

Наибольший процент кондиционных руд имеет Потанинское месторождение, где наряду с гидробиотитом начальной стадии гидратации имеет распространение и более полно измененный (с 30 и 50% вермикулитовых слоев).

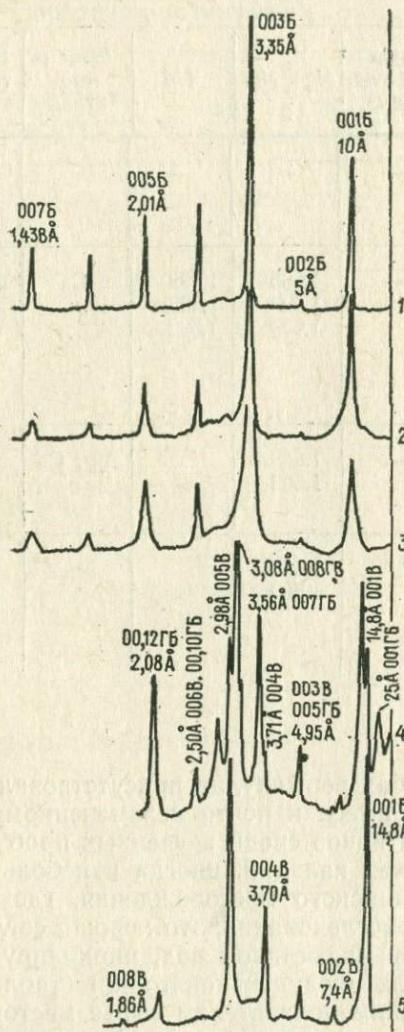


Рис. 43. Базальные отражения слюда-вермикулитовых образцов из биотит-полевошпатовых пород Потанинского месторождения.

1 — биотит, обр. 45-а; 2 — Са-гидробиотит (<5% вермикулитовых слоев — в.с.), обр. 155; 3 — Са-гидробиотит (50% в.с.), обр. 417; 4 — смесь Са-гидробиотита (50% в.с.) и Са-вермикулита, обр. 225; 5 — (Са > Mg)-вермикулит, обр. 154.

Таблица 15

Состав вод в зоне гипергенеза на Потанинском месторождении (по данным Уфалейской КГРП УТГУ)

Место взятия пробы	Состав пород	Тип воды по формуле Курлова
Скв. 1756, пр. 200, гл. 36,0—39,7 м	Биотит-пироксеновые породы	$M_{0,20}$ $\text{HCO}_3^{65,70} \text{SO}_4^{18} \text{CO}_3^{10,9}$ $\text{Ca}_{79,25} \text{Na}_{12,55}$
Скв. 1926, пр. 205а, гл. 29,0—31,0 м	Кальцит-биотитовые породы	$M_{0,204}$ $\text{HCO}_3^{68,5} \text{SO}_4^{15,8} \text{Cl}_{5,2}$ $\text{Ca}_{79} \text{Na}_{15,8} \text{Mg}_{5,2}$
Родник № 2 между профилями 202—205а	Биотит-кальцитовые породы	$M_{0,22}$ $\text{HCO}_3^{74} \text{CO}_3^{9} \text{Cl}_9$ $\text{Ca}_{69} \text{Na}_{17} \text{Mg}_{14}$

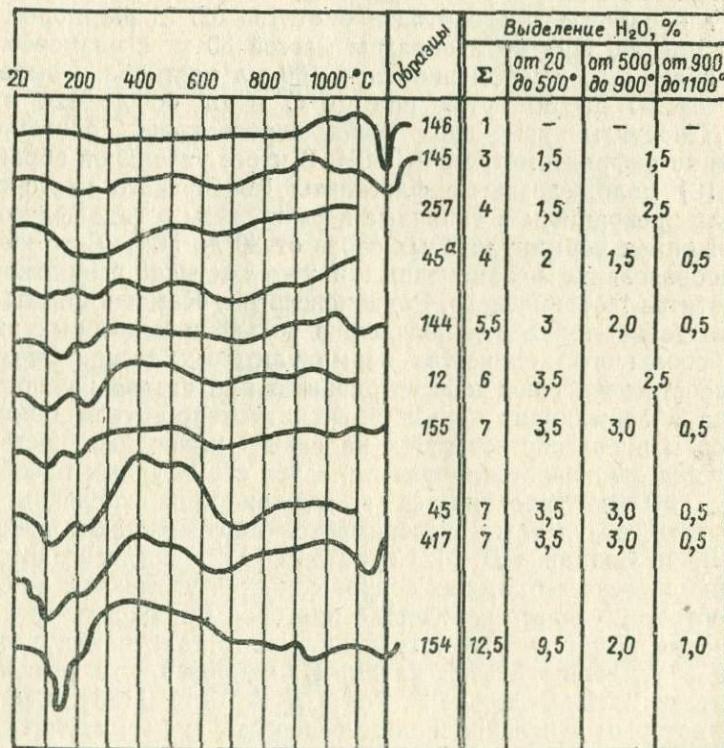


Рис. 44. Кривые нагревания биотитов, гидробиотитов и вермикулитов Потанинского месторождения.

Зависимость степени гидратации слюд от содержания в них железа и фтора

Сравнение результатов, полученных при изучении минерального состава гидратированных магнезиально-железистых слюд из месторождений различных формационных типов, показывает, что степень гидратации слюд резко различна и зависит прежде всего от содержания в них железа. При гидратации флогопитов образуется вермикулит и гидрофлогопит, как правило, с высоким содержанием в структуре вермикулитовых слоев (от 30 до 50%). При гидратации биотитов возникают гидробиотиты преимущественно низкой степени гидратации (около 5 или 10%).

Для выяснения степени гидратации слюд в зависимости от их железистости были поставлены эксперименты по искусственноому выветриванию разножелезистых слюд, как совсем негидратированных, так и частично затронутых этим процессом в природных условиях.

Эксперименты, осуществленные Ю. С. Дьяконовым [33], заключались в обработке флогопитов и биотитов 0,5 М раствором хлористого магния. При этом образцы массой 30 мг с размером частиц не более 0,15 мм помещались в 100 мл раствора и выдерживались от 10 до 30 суток при 20°С и от 60 до 120 ч при 94°С. Продукты изменения слюд определялись рентгенографически на дифрактометре УРС-50И. В итоге указанной обработки (табл. 16) маложелезистые флогопиты Ковдорского месторождения были превращены в типичные вермикулиты и гидрофлогопиты с содержанием вермикулитовых слоев от 30 до 50%. В то же время преобразование неизмененных и уже частично гидратированных биотитов Потанинского, Родионовского и Каменногольского месторождений привело к появлению только в некоторых из них очень небольшого количества вермикулитовых слоев. Очевидно, устойчивость этих слюд к выветриванию или незавершенность их перехода в вермикулит нельзя объяснить недостатком обменных катионов и в воздействовавших на слюды природных растворах.

Причина заключается, вероятно, в тех структурных преобразованиях, которые совершаются в слюдах при окислении Fe^{2+} . В частности, результаты экспериментов подтверждают предположение В. Ф. Брэдли и Д. М. Серратозы [132], согласно которому окисление железа в биотитах сопровождается удалением из структуры соответствующего количества протонов гидроксильных групп, что приводит к частичному устранению сил отталкивания с их стороны и к усилению связей калия. И, напротив, эти результаты опровергают предположение Р. Роя и Л. А. Ромо [183], в соответствии с которым окисление железа способствует вермикулитизации слюд, вызывая уменьшение отрицательного заряда силикатных слоев и ослабление их связи с калием. Следовательно, чем выше в исходных слюдах содержание FeO , тем труднее они поддаются вермикулитизации. Зависимость степени вермикулитизации слюд

Таблица 16

Результаты обработки магнезиально-железистых слюд 0,5М раствором хлористого магния
(по Ю. С. Дьяконову и И. А. Львовой [33])

Номер образца	Исходный материал		Продукты изменения		
	Место- рожде- ния	Характеристика материала	I стадия	II стадия	III ста- дия
8	Ковдор- ское	Зеленый флогопит $d_{001}=10,11 \pm 0,01 \text{ \AA}$	Не изменя- ется	60% вермикулита, 5% гидрофлого- пита с 30% вер- микулитовых слоев	
378	"	Темно-зеленый флогопит $d_{001}=10,11 \pm 0,01 \text{ \AA}$	9% верми- кулита, 1% гидрофлого- пита с 30% вермикул. слоев	40% вермикулита, 50% гидрофлого- пита с 30% вер- микул. слоев, 10% гидрофлого- пита с 50% вер- микул. слоев	
1a	Слюдян- ское	Коричневый флогопит $d_{001}=10,06 \pm 0,01 \text{ \AA}$			Не изменяется
137	"	Янтарный флогопит $d_{001}=10,06 \pm 0,01 \text{ \AA}$			То же
168	"	Светло-коричне- вый флогопит $d_{001}=10,05 \pm 0,01 \text{ \AA}$			
146	Потанин- ское	Темно-коричне- вый биотит $d_{001}=10,04 \pm 0,01 \text{ \AA}$ $f_{\text{общ}}=59\%$, $\text{FeO}=15\%$			"
155	"	Темно-коричневый гидробиотит (ме- нее 5% верми- кул. слоев) $f_{\text{общ}}=60\%$, $\text{FeO}=2,3\%$		2% вермикулита	
144	"	Коричневый гид- робиотит (менее 5% вермикул. слоев) $f_{\text{общ}}=48\%$, $\text{FeO}=1,33\%$	Не изменя- ется	10% вермикулита	10% вер- микулита

Продолжение табл. 16

Номер образца	Исходный материал		Продукты изменения		
	Место- рожде- ния	Характеристика материала	I стадия	II стадия	III ста- дия
4	Каменномогиль- ское	Коричневый гид- робиотит (около 1% вермикул. слоев) $f_{общ}=56\%$, $FeO=0,58\%$		Не изменяется	
103	Родионовское	Почти черный гидробиотит (около 5% вер- микул. слоев) $f_{общ}=50\%$, $FeO=2,64\%$		То же	

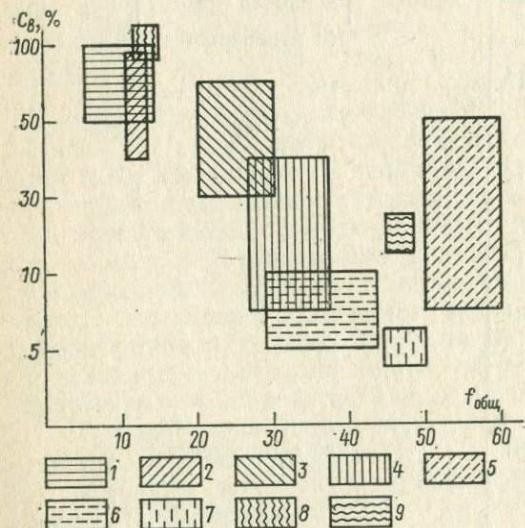


Рис. 45. График зависимости степени гидратации (содержания вермикулита C_v) от общей железистости $f_{общ}$ исходных слюд.

3 — Субутакское, 4 — Кокшаровское, 5 — Потанинское,
Месторождения: 1 — Размансовское, 2 — Ковдорское,
6 — Каменномогильское, 7 — Родионовское, 8 — Андреевское, 9 — Татьяновское.

около 50, включая редкие гидрофлогопиты с 30—50 и 50% вермикулитовых слоев и кончая типичными верми-

от их общей железистости и содержания FeO графически изображена на рис. 45 и 46.

Что касается месторождений высокофтористых слюд, к числу которых из изученных нами относятся Слюдянское и Булдымское, то выявить влияние железа на степень гидратации этих слюд оказывается практически сложно в связи с широкими вариациями их состава. Как уже отмечалось при характеристике этих слюд, неизмененных и гидратированных, среди последних при рентгенографических исследованиях были обнаружены все известные в природе разновидности, начиная от содержащих

кулитами. Отмеченное разнообразие не может быть объяснено только зависимостью степени изменения булдымских и слюдянских слюд от содержания в них FeO, поскольку все они являются мало-железистыми. Это подтверждают и эксперименты по искусственно му выветриванию, в ходе которых образцы слюдянских флогопитов, обладавших одинаковой с ковдорскими невысокой железистостью, в противоположность им не претерпели никаких изменений.

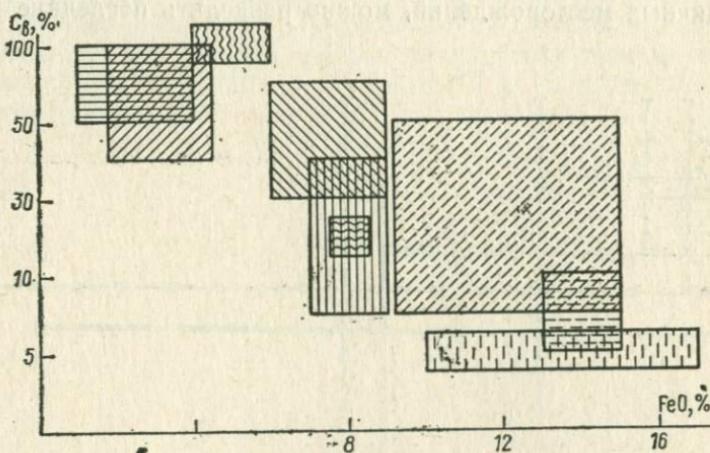


Рис. 46. График зависимости степени гидратации от содержания FeO в исходных малофтористых слюдах.
Обозначения см. на рис. 45

Произведенное Ю. С. Дьяконовым сопоставление рентгенографических констант тех и других образцов показало, что слюдянские по сравнению с ковдорскими характеризуются меньшей на 0,05—0,06 Å величиной базального расстояния d_{001} . Это, как известно, вызывается замещением гидроксильных групп фтором [171] и приводит к усилению связей калия с кристаллическим слоем [131, 185]. Следовательно, чем больше гидроксидов флогопита замещено фтором, тем более он устойчив к ионному обмену калия. Как показывают результаты всех известных химических анализов, ковдорские флогопиты содержат менее 1% фтора, а использованные для эксперимента имели всего 0,23%, тогда как в слюдянских количество его варьирует чаще всего от 2 до 4%, а в исследованных оно составляло 2,0—2,5%.

Резко различной фтористостью флогопитов этих месторождений в значительной мере и объясняется тот факт, что «нормальные» по железистости, но высокофтористые слюдянские, а равно и булдымские слюды далеко не на всех рудниках и участках месторождений подвержены вермикулитизации. В то же время проявленная на широкой площади интенсивная вермикулитизация ана-

логичных по железистости, но малофтористых ковдорских слюд выразилась в формировании Ковдорского месторождения вермикулита и высококачественного гидрофлогопита. Эта зависимость графически представлена на рис. 47, где приведены соответствующие данные и по другим известным месторождениям вермикулита.

Суммируя результаты химико-минералогического изучения магнезиально-железистых слюд и их гидратированных разновидностей из различных месторождений, можно разделить последние по сте-

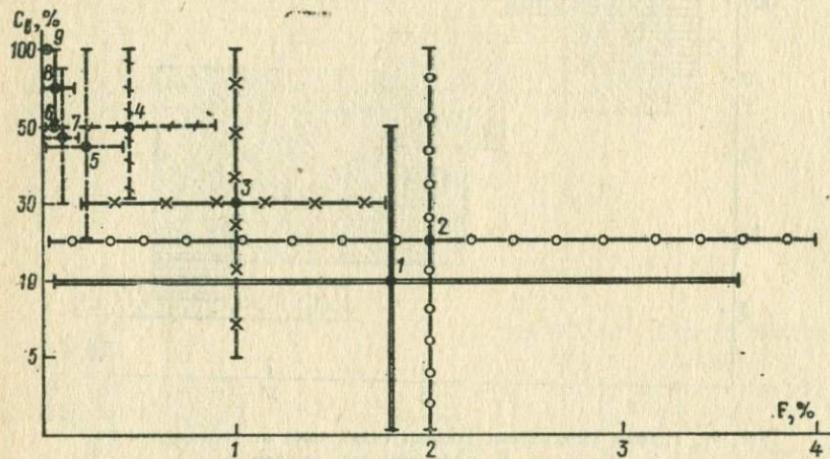


Рис. 47. График зависимости степени гидратации (содержание вермикулита C_v) существенные магнезиальные слюды от содержания в них фтора.

Месторождения: 1 — Булдымское, 2 — Слюдянское, 3 — Кокшаровское, 4 — Ковдорское, 5 — Барчинское, 6 — Карапасское, 7 — Субутакское, 8 — Размановское, 9 — Андреевское.

пени гидратации слюд и, следовательно, по качеству вермикулитового сырья на 4 группы: 1) месторождения собственно вермикулиевые с гидрофлогопитом, содержащим около 50% вермикулитовых слоев (Ковдорское, Инаглинское, Лулекоп, Размановское, Андреевское); 2) месторождения железистых гидрофлогопитов, содержащих в большинстве случаев от 30 до 50% вермикулитовых слоев (Барчинское, Красномайское, Кокшаровское, Субутакское, Либби); 3) месторождения гидробиотитов с 5—10, в меньшей мере — с 30—50% вермикулитовых слоев (Потанинское, Каменномогильское, Тебинское, Родионовское, Татьяновское); 4) месторождения вермикулита и гидрофлогопита с самым различным содержанием в нем вермикулитовых слоев (Булдымское, Слюдянское, Стэнливиль, Ситарампур).

Месторождения первых трех групп расположены в порядке уменьшения степени гидратации исходных слюд. В этом же направлении для слюд с низким содержанием фтора наблюдается

увеличение их общей железистости (см. табл. 4, 7, 9—13). В отдельную четвертую группу выделены месторождения, возникающие за счет маложелезистых, но высокофтористых слюд, продукты гидратации которых чрезвычайно разнообразны, а качество сырья непостоянно.

Произведенное по степени гидратации исходных слюд разделение месторождений на промышленные группы следует считать предварительным, поскольку оно базируется на недостаточном в ряде случаев материале. Представляется, однако, что при дальнейших исследованиях эти данные будут дополнены и уточнены, что позволит более уверенно использовать их для оценки качества вермикулитового сырья.

Характеристика типовых вермикулитовых провинций

В большинстве случаев месторождения и проявления вермикулита расположены группами, объединяющимися в провинции, довольно характерной особенностью которых в отличие, например, от флогопитовых провинций является частая пространственная совмещенностость месторождений разных формационных типов.

В настоящее время на земном шаре известно более 20 вермикулитовых провинций, размещение которых показано на рис. 48 и в табл. 17. Большинство из них кратко характеризуется ниже. При этом вначале рассматриваются провинции складчатых областей, в которых формирование исходных для вермикулита слюд происходило в этапы их геосинклинального развития начиная с самых ранних, затем — щитов и срединных массивов, где слюдообразование связано с проявлением эндогенных процессов в условиях постскладчатой активизации.

Вермикулитовые провинции складчатых областей

Геологическая история многих вермикулитовых месторождений начинается с формирования интрузивных комплексов ранних этапов геосинклинального развития складчатых областей. Эта группа месторождений и многочисленных проявлений имеет широкое распространение во многих регионах Советского Союза и зарубежных стран. Особенно отчетливо ее характерные черты проявлены в складчатых областях уральского и саянского типов, где наиболее полно представлены интрузивные образования ранних этапов, а среди них — группа альпинотипных гипербазитов.

Уральская провинция. Большинство вермикулитовых месторождений и проявлений, ассоциирующих в пределах Уральской складчатой области с гипербазитами дунит-гарнбургитовой и более поздней дунит-пироксенит-габбровой формаций, входят в состав провинции, охватывающей Средний и Южный Урал. Слюдоносными являются массивы гипербазитов ранне- и среднепалеозойского возраста. Они расположены в виде меридиональных, вытянутых вдоль региональных зон разломов поясов, приуроченных главным образом к внутренним частям существовавшей здесь герцинской эвгеосинклинальной области.

Таблица 17
Размещение месторождений вермикулита по провинциям

Провинции	Месторождения	Формацио- ненный типа	Структурно-геологическое положение месторождений
Провинции складчатых областей			
I. Уральская	1. Субутакское	4	Зона регионального разлома в восточном борту Магнитогорского синклиниория у границы его с Восточно-Уральским поднятием
	2. Нижне-Баранчинское	4	Зона регионального разлома в западном борту Тагильского синклиниория
	3. Булдымское	3	Восточноуральское поднятие; Сысерско-Ильменогорский антиклиниорий, пологая синклиналь на западном крыле Вишневогорской антиклинали
	4. Семь Ключей	7	Северное замыкание Вишневогорской антиклинали
	5. Потанинское	8	Восточно-Уральское поднятие; Сысерско-Ильменогорский антиклиниорий, восточное подвернутое крыло Вишневогорской антиклинали
II. Западно-Казахстанская	6. Карагасское	3	Зона Восточно-Мугоджарских региональных разломов на границе Мугоджарского антиклиниория и Иргизского синклиниория
III. Аппалачская	7. Кэрол, Патрик, Франклии и другие в Виргинии	3	
	8. Корундум-Хилл, Дей Бук, Франк и другие в Северной Каролине	3, 7	
	9. Тайгервиль, Июри и другие в Южной Каролине	3, 4	Разломы, разграничающие структурно-формационные зоны Аппалачской складчатой области и смежные с этими разломами зоны поднятий
	10. Конли, Монтичелло и другие в Джорджии	3, 7	
	11. Дадливилл, Талбипоза и другие в Алабаме	3	

Продолжение табл. 17

Провинции	Месторождения	Формационный тип	Структурно-геологическое положение месторождений
V. Саян-ская	12. Размановское	5	Внешний прогиб Салаирской складчатой области
	13. Караганское	3	Зона разломов, оперяющих с юга Кингашский глубинный разлом, который отделяет Кансскую глыбу на юге от Сибирской платформы на севере
	14. Тебинское	7	Томский выступ в ядре Томско-Патынского антиклинария (срединный массив?)
V. Южно-Казахстан-ская	15. Кулантау, Ирису, Жиланды	2	Западная часть Срединного Тянь-Шаня. Арысь-Угамская глыбово-складчатая зона. Субмеридиональные разломы и пересечения их с субширотными разломами типа надвигов
VI. Сихотэ-Алинская	16. Кокшаровское	1	Зона пересечения Фудзинского и Улахинского региональных разломов в приосевой части Главного антиклинария Сихотэ-Алиня
VII. При-Байкальская	17. Слюдянское	6	Выходы протерозойских пород в ядре Саянского каледонского антиклинария, в месте пересечения его мезо-кайнозойским Байкальским сводовым поднятием
Провинции щитов и платформ			
VIII. Укра-инская	18. Родионовское	9	Район слабой гранитизации в пределах Сорокинской текtonической зоны, располагающейся в восточном крыле Салтычанского антиклинария
	19. Андреевское	3	Район интенсивной гранитизации пород в центральной части Салтычанского антиклинария

Продолжение табл. 17

Провинции	Месторождения	Формационный тип	Структурно-геологическое положение месторождений
VIII. Украинская	20. Каменногильское	4	Зона субмеридионального Розовского разлома близ пересечения его с Караташским дайковым поясом
	21. Липовецкое, Капитановское, Деренюхинское	3	Близядерные части синклиналей, сложенных древними породами осадочно-метаморфической толщи
IX. Карело-Кольская (Балтийская)	22. Ковдорское 23. Африканское 24. Салмагорское 25. Себльярвское 26. Вуориярвинское 27. Салланлатвинское	1	Пересечение субмеридиональной и субширотной зон региональных разломов в Карело-Кольской части Балтийского щита
	28. Маанинка		
X. Алдан-ская	29. Инаглинское 30. Арбарастиахское 31. Горноозерское	1	Пересечение региональных разломов в северной и северо-восточной части Алданского щита
XI. Восточно-Африканская	32. Лулекоп 33. Дорова, Букусу, Шава	1	Зона сквозьструктурных Великих Африканских разломов
	34. Капирикамодзи 35. Кинайки 36. Илинисия, Юссас-cio, Ю. Китул 37. Хафафит		
XII. Западно-Американская	38. Либби, Гамильтон	1	Пересечение разломов в западном выступе фундамента Североамериканской платформы
XIII. Индийская	39. Гудас, Багешпурा 40. Малавангхетта, Чанханката 41. Чатра	3	Зоны разломов в выступах фундамента Индийского щита
	42. Ситарампур		
		6	Район развития метаморфических комплексов магнезиальных карбонатных и алюмосиликатных пород в пределах Индийского щита

Продолжение табл. 17

Провинции	Месторождения	Формационный тип	Структурно-геологическое положение месторождений
XIV. Западно-Австралийская	43. Юнг Рива 44. Фитцеральд Рива 45. Дангин	3	Зоны разломов в выступах фундамента Австралийского щита
XV. Канадская	46. Стенливиль	6	Район развития магнезиальных карбонатных и алюмосиликатных пород в пределах Канадского щита
XVI. Корейская	47. Пхосу и др.	6	Район развития метаморфических комплексов магнезиальных карбонатных и алюмосиликатных пород в пределах Сино-Корейского щита
	48. Кванпхен и др.	6	
	49. Кванчхон	7	Район развития гранитизированных гнейсово-амфиболитовых толщ в пределах Сино-Корейского щита
XVII. Японская	50. Удзумине, Одако 51. Иосино 52. Вакаматсу	{ 3	Глубинные разломы в выступах докембрийских пород, активизированные в связи с варискими и раннемезойскими тектономагматическими циклами
Провинции срединных массивов			
XVIII. Ханкайская	53. Татьяновское	9	Ханкайский срединный массив; площади распространения слабо гранитизированных толщ высокоглиноземистых меланократовых биотитовых сланцев и гнейсов, залегающих моноклинально или в синклиналях
	54. Кировское, Лесозаводское	7	Ханкайский срединный массив; области проявления интенсивной гранитизации амфиболитов
XIX. Северо-Казахстанская (Кокчетавская)	55. Барчинское, Красномайское	1	Кокчетавский срединный массив; зона регионального разлома, разделяющая архейские и протерозойские структуры

По возрасту толщи, вмещающие эти массивы, являются докембрийско-среднепалеозойскими. Для наиболее древних из них, слагающих ядра купольных структур, характерен интенсивный региональный метаморфизм и ультраметаморфизм. Из многочисленных проявлений вермикулита, известных в гипербазитах этих древних толщ, одни отмечаются в связи с месторождениями антофиллит-асбеста (Сысерское, Савелькульское, Увильдинское, Аргазинское, Кочневские, Бугетысайское), другие — корунда (Борзовское, Каслинское). Все они, так же как и единственное здесь месторождение такого типа — Булдымское, обладают небольшими запасами вермикулита и относятся к категории непромышленных. Ослюдение гипербазитов в этих районах контролируется областью распространения гранитизации и анатексиса.

Не менее широко массивы ультраосновных пород распространены за пределами куполов, особенно в пограничных зонах, разделяющих поднятие и погружения (рис. 49). Вмещающие их относительно слабо метаморфизованные толщи средне- и среднепалеозойского возраста прорваны интрузиями более молодых нормальных и лейкократовых гранитов, в зонах пространственного совмещения которых (или их жильных дериватов) с гипербазитами последние подвержены ослюденению. Примером являются среднее по масштабам ослюдение Субутакское месторождение гидрофлогопита на Южном Урале (в районе Джабык-Карагайского и Кацбахского массивов плагиомикроклиновых гранитов) и мощные слюдитовые зоны Изумрудных Копей в экзоконтакте субщелочных гранитов восточной части Адуйского массива, не содержащие, однако, крупных концентраций вермикулита вследствие большой устойчивости к выветриванию преобладающее высокофтористых флогопитов.

В несколько иной геологической обстановке находится Нижне-баранчинское месторождение. Оно приурочено к одному из массивов Главного уральского (Платиноносного) дунит-пироксенит-габрового пояса, прослеживающегося в западном борту Тагило-Магнитогорского прогиба (западная часть эвгеосинклинали). Вмещающие массив нижнепалеозойские породы характеризуются зеленокаменным изменением. В районе месторождения среди них развиты сиениты, с которыми предположительно связывают ослюдение. По масштабам ослюдения и последующей вермикулитизации месторождение относится к числу непромышленных.

Многочисленность вермикулитовых месторождений и особенно проявлений, связанных с гипербазитами, чрезвычайное разнообразие состава последних, их широкое региональное распространение на сотни километров, часто в пространственной ассоциации с породами гранитоидного или щелочного состава, — все эти особенности свидетельствуют о возможности выявления в пределах Уральской провинции новых месторождений, которые могут оказаться хорошими по качеству и с промышленными концентрациями вермикулита.

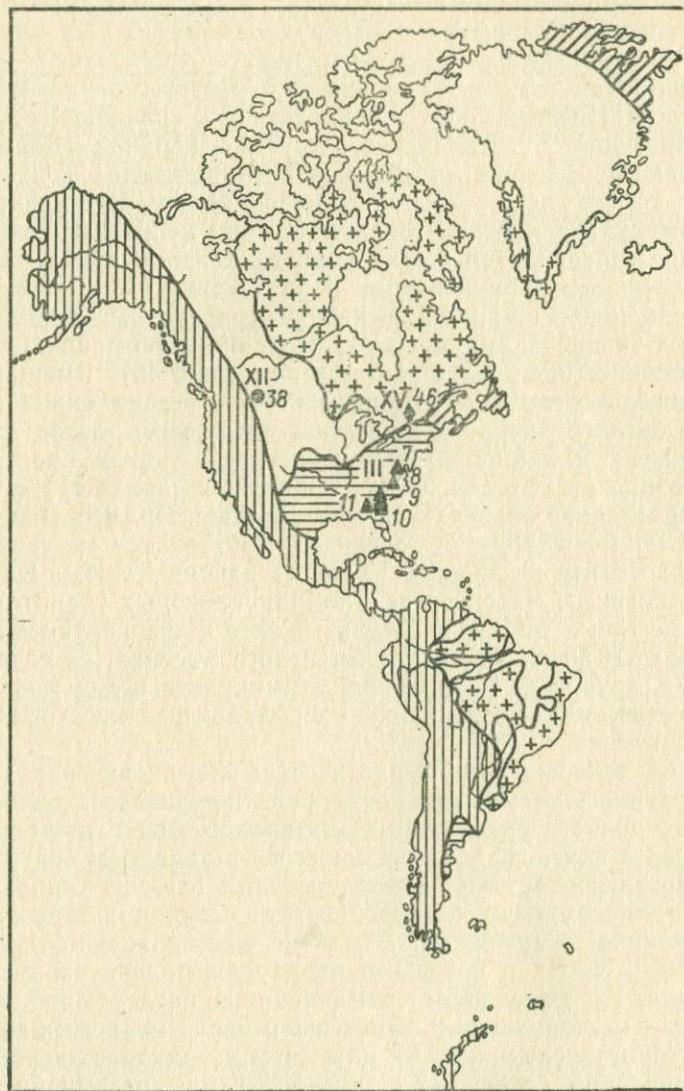
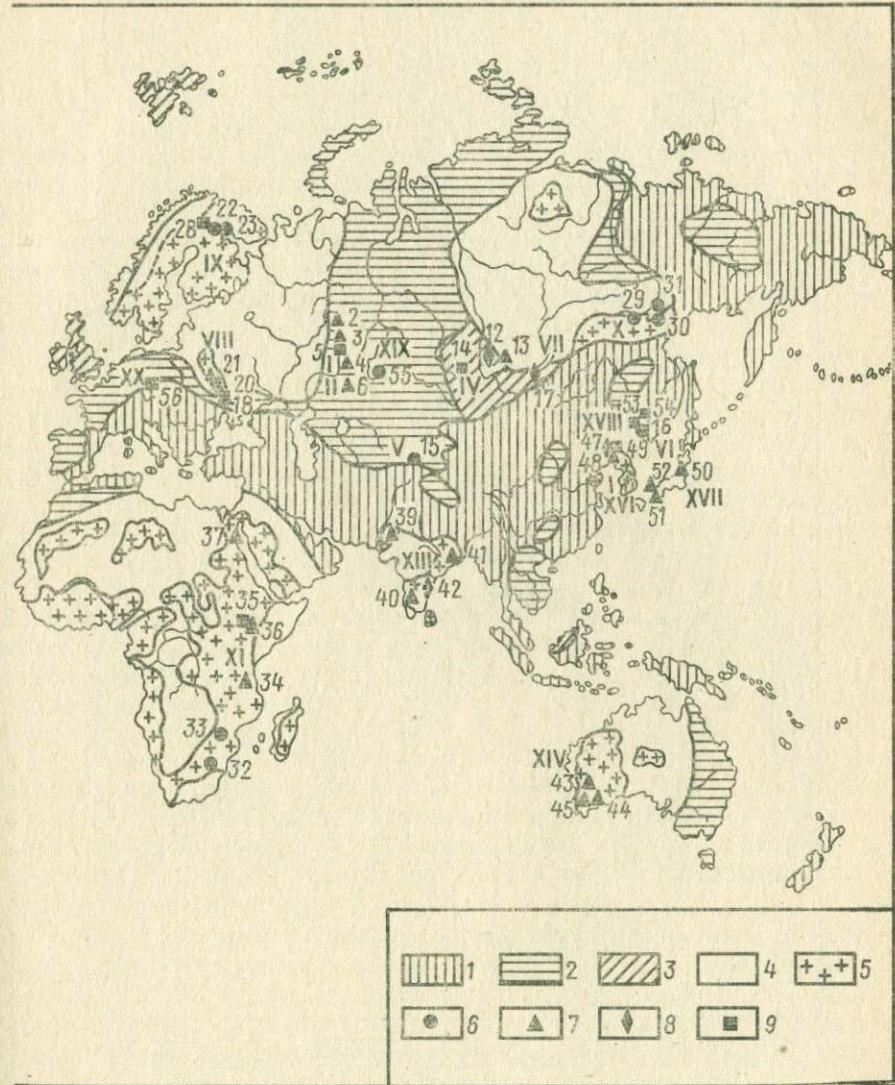


Рис. 48. Схема размещения вермикулитовых месторождений на
Структуры: 1 — альпиниды и мезозоиды; 2 — гердиниды; 3 — каледониды
с карбонатитами и основных щелочных комплексах; 7 — в комплексах
8 — в комплексах магнезиальных алюмосиликатных и карбонатных пород;
вуют номерам провинций и



земном шаре (на упрощенной тектонической основе, по В. Д. Белоусову).
и саланиды; 4 — чехол платформ; 5 — щиты. Месторождения: 6 — в ультраосновных щелочных
ультраосновных и основных пород в ассоциации с гранитными и щелочными комплексами;
— в гнейсово-амфиболитовых и гнейсово-сланцевых комплексах. Цифры на карте соответствуют
месторождений в табл. 16.

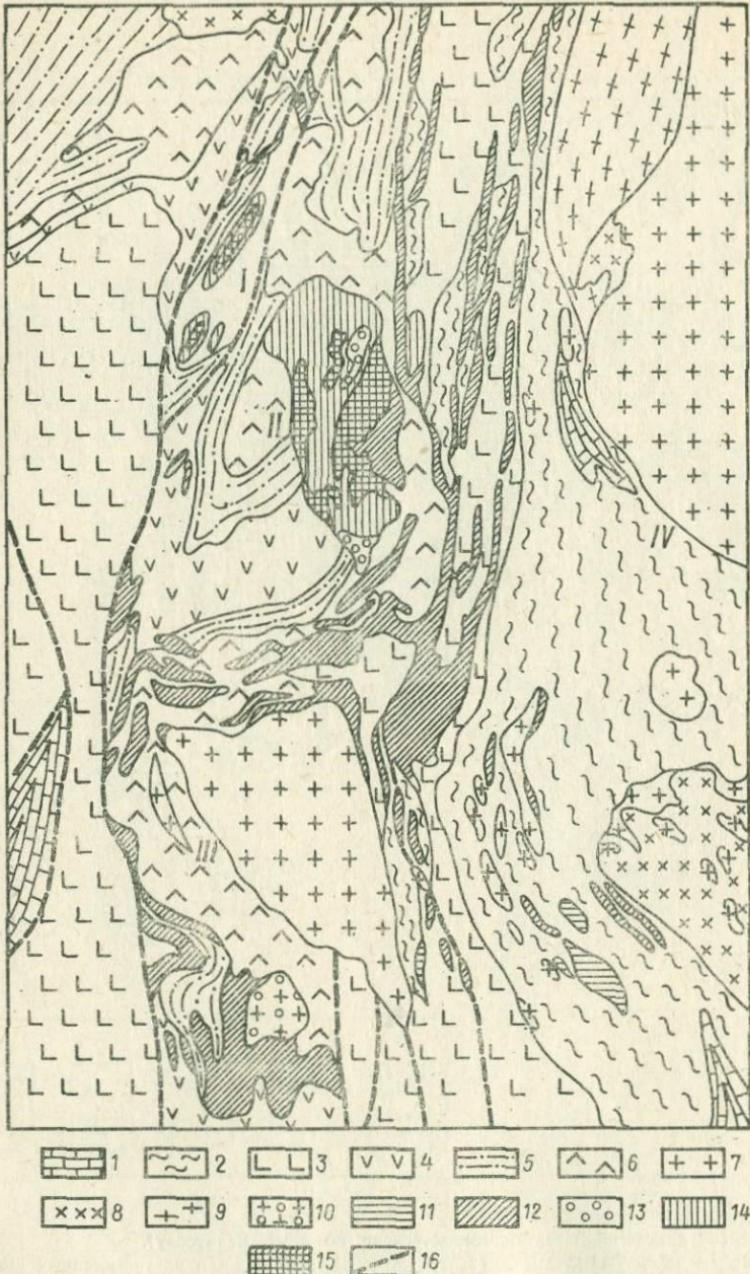


Рис. 49. Схематическая геологическая карта центральной части пограничной зоны между Магнитогорским синклиниорием и Восточно-Уральским поднятием (по И. Д. Соболеву и др., 1966 г.).

1 — карбонатные породы (C_1); 2 — терригенные породы (C_1); 3 — эффузивы (C_1); 4 — эффузивы (D_3); 5 — яшмоиды (D_2); 6 — эффузивы (S_3-D_1); 7 — граниты (P_{Z_3}); 8 — гранодиориты (P_{Z_2}); 9 — гранито-гнейсы (P_{Z_2}); 10 — граносинениты (C_1); 11 — габбройды (C_1); 12 — серпентиниты (C_1); 13 — монцониты (D_{2-3}); 14 — габбро (D_{2-3}); 15 — дуниты и пироксениты (D_{2-3}); 16 — зоны разломов. Массивы: I — Субутакский, II — Сахаринский, III — Кацбахский, IV — Джабык-Карагайский.

Наряду с месторождениями вермикулита, ассоциирующими с гипербазитами, породами ранних этапов развития складчатых областей, в Уральской провинции известны месторождения и других формационных типов. Все они связаны с метаморфическими гнейсово-амфиболитовыми комплексами, претерпевшими ультраметаморфизм — гранитизацию или сиенитизацию. К числу первых относится издавна известное на Урале непромышленное по запасам (около 23 тыс. т) месторождение Семь Ключей, расположенное на северном замыкании Вишневогорской антиклинали, в 5—5,5 км к северу от Булдынского месторождения. Ослаждение на месторождении Семь Ключей, приуроченное исключительно к амфиболитам, наблюдается в наиболее тектонически нарушенном участке пород, инъецированных согласно с их простиранием аплитами и пегматитами [5].

Такого же типа, но значительно более интересными, с перспективами миллионных запасов вермикулита (в составе гидробиотитовых руд) являются протяженные на сотни километров гранитизированные гнейсово-амфиболитовые толщи, приуроченные к ядрам брахиформных антиклинальных структур в пределах Восточно-Уральского, в меньшей мере Центральноуральского поднятий [18, 29, 44—47, 60, 69, 77, 78]. Возникшие при гранитизации амфиболитов меланократовые биотитовые гнейсы содержат от 20 до 70% биотита и служат в коре выветривания прекрасной рудой на вермикулит. Специально на вермикулит районы распространения этих толщ (Салдинский, Мурзинско-Адуйский, Уфалейский, Сысерско-Ильменогорский, Кочкинский, Джабыкский и др.) не изучались, но, если принять во внимание их площадь, то даже при минимальных значениях мощности коры выветривания (не более 5 м) и среднего содержания гидробиотита (около 10%) суммарные запасы могут составить многие миллионы тонн. Экспериментально показанная возможность экономически рационального использования из числа таких руд наиболее богатых их разновидностей без обогащения в значительной мере повышает перспективы Уральской провинции на вермикулит.

Другой тип месторождений вермикулита, связанных с гнейсово-амфиболитовыми комплексами Уральской провинции, представляет собой Потанинское месторождение с гидробиотитовыми рудами хорошего качества. Месторождение приурочено к породам упоминавшегося выше Сысерско-Ильменогорского гнейсово-амфиболитового комплекса (рис. 50), интенсивная сиенитизация которых (проявившаяся здесь в противоположность широко развитой в смежных участках гранитизации) привела к возникновению, с одной стороны, лейкократовых сиенито-гнейсов и реоморфических щелочных и нефелиновых сиенитов-миасцитов, с другой — меланократовых, существенно биотитовых метасоматитов и слюдов, давших в коре выветривания одно из наиболее крупных в мире вермикулитовых месторождений.

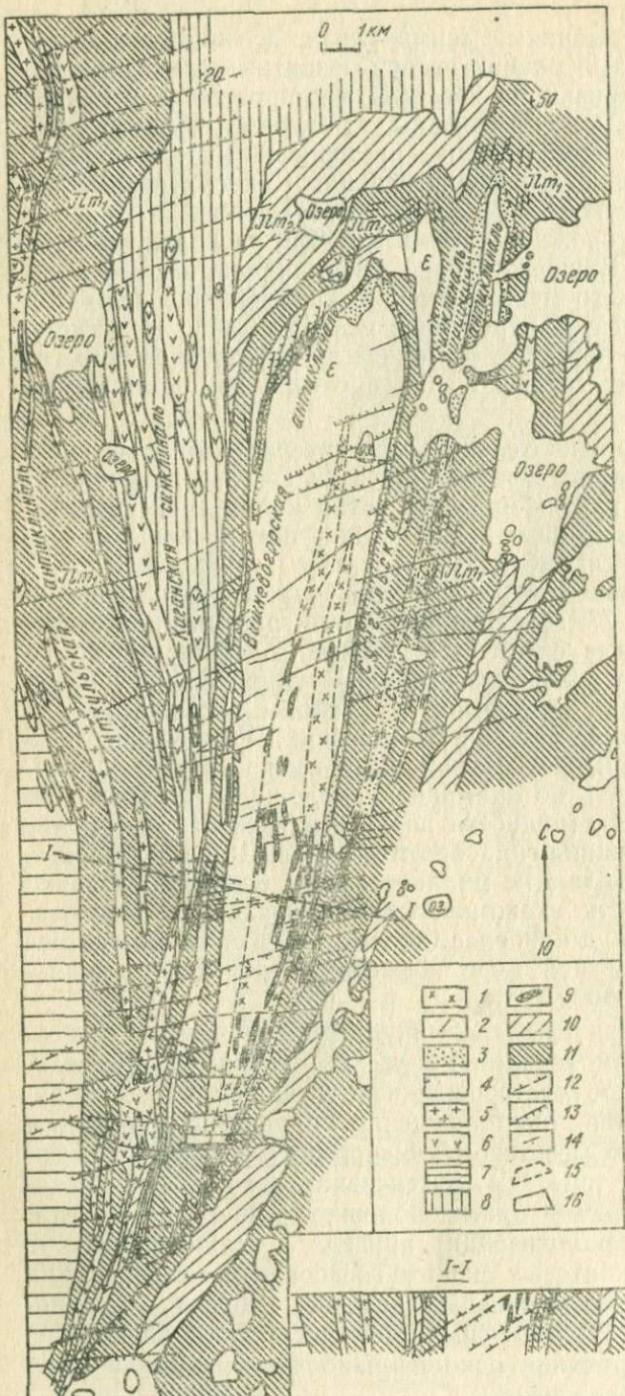


Рис. 50. Схематическая структурно-геологическая карта центральной части Сысертско-Ильменского антиклинария (по Б. М. Роненсону, Е. С. Добротиной, Е. С. Ильменеву и др., 1963 г.).

1 — биотит-полевошпатовые породы; 2 — микрографиты, аллиты; 3 — фениты биотитовые и пироксеновые; 4 — миаскиты и сиениты; 5 — граниты биотитовые и мусковитовые; 6 — серпентинаты, тальково-карбонатные и антифиллитовые породы; 7 — зеленокаменная свита; 8 — борзовская кварцево-амфиболитовая свита; 9 — карбонатно-биотитовые породы; 10 — будымская кварцито-амфиболитовая свита; 11 — вишневогорская сланцево-гнейсовая свита; 12 — сбросы и взбросы с кварцевым цементом брекчий; 13 — зоны миллионов; 14 — элементы залегания пород; 15 — общая площадь, перспективная на вермикулит; 16 — Потанинское месторождение вермикулита.

Образование вермикулитовых и гидробиотитовых руд на месторождениях и проявлениях Уральской провинции связано с мезозойскими и, вероятно, палеогеновыми корами выветривания [81, 93]. Преобладающее распространение имеют коры раннемезозойского возраста, установленные на Северном, Среднем и Южном Урале, особенно на восточном его склоне. К участкам их максимальной мощности и наибольшей полноты развития приурочены каолиновые месторождения, которых больше всего известно на Южном Урале. Мощность площадной коры выветривания здесь достигает 100 м, линейной — 200 м и более. Размещение вермикулитовых месторождений, располагающихся иногда в близкой пространственной ассоциации с месторождениями каолина (в 25—30 км) контролируется как в плане, так и на глубину участками развития гидрослюдистых зон, подстилающих верхнюю зону каолинов.

Мощность гидрослюдистых зон варьирует обычно в широких пределах — от 6 до 20—25 м в площадной коре и от 25 до 70 м в линейной, что связано главным образом с их локальным размывом. Наиболее размыты эти зоны на Булдымском и Потанинском месторождениях, где сохранились в основном их нижние горизонты, характеризующиеся очень незначительным содержанием глинистых минералов (монтмориллонита, нонtronита и каолинита). Полнее они представлены на Субутакском месторождении, где охристые и пестроцветные пескообразные глины верхней части разреза имеют мощность по 12—25 м. А. П. Сигов [93] объясняет малую мощность коры выветривания в районе Вишневых гор не только ее размывом, но прежде всего кратковременностью выветривания, которое он здесь связывает с палеогеновой эпохой (около 8 млн. лет). Однако с этим вряд ли можно согласиться, так как на Потанинском месторождении (что установлено детальными разведочными работами) наиболее сохранившиеся от размыва участки гидрослюдистой зоны имеют в площадной коре не меньшую мощность, чем на месторождениях Южного Урала и Мугоджар, а в зонах тектонических нарушений значительно превышают ее, достигая 70 м.

Рассмотренная, таким образом, Уральская провинция является ярким примером полиформационных вермикулитовых провинций, где достаточно полно развиты типы месторождений, свойственные складчатым областям, в том числе и наиболее ранним этапам их развития. Особенностью провинции является также приуроченность ее к крупному геологическому региону с широко развитой классической корой выветривания сиаллитного типа, что в сочетании с симатическим характером складчатой области благоприятствует выявлению здесь новых месторождений вермикулита различных формационных типов.

Западно-Казахстанская провинция. Расположена на южном продолжении складчатых структур Восточно-Уральского поднятия и является, по существу, частью крупной Уральской провинции. Не-

давно выявленное здесь, в пределах восточной части Мугоджарского антиклиниория, перспективное по запасам и качеству руд Карагасское месторождение вермикулита приурочено к массиву позднепротерозойских гипербазитов, сформировавшихся в ранние доуральские этапы развития складчатой области [37]. Карагасский массив входит в состав одного из восточных уральских поясов, включающего и значительное количество габброидных и гипербазитовых массивов более поздних геотектонических циклов [95]. Вмещающей на всем протяжении гипербазитового пояса является толща интенсивно гранитизированных гнейсов и амфиболитов позднепротерозойского возраста, простирающаяся в виде тектонического клина, сужающегося к югу от Карагасского массива до 5 км.

В составе толщи преобладают гнейсы, биотитовые, двуслюдянные и биотит-амфиболовые, содержащие линзы амфиболитов и чередующиеся с гранито-гнейсами и мигматитами. На западе и востоке толща граничит по зонам региональных разломов с палеозойскими вулканогенно-осадочными образованиями, метаморфизованными в фации зеленых сланцев. В восточной части этого тектонического блока, в зоне Восточно-Мугоджарских разломов, разделяющих Мугоджарский антиклиниорий и Иргизский синклиниорий, расположен крупный массив плагиомикроклиновых гранитов. От массива во вмещающие породы отходят многочисленные апофизы гранитов, гранит-порфиров и пегматитов, в связи с которыми отмечается интенсивное ослюденение меланократовых гнейсов и амфиболитов. Сходные с ними жильные гранитоиды и пегматиты распространены также в пределах Карагасского массива и особенно вдоль контактов его с вмещающими гнейсами — всюду в ореолах интенсивного ослюденения тех и других пород.

Большое площадное распространение на территории Северных Мугоджар (более 500 км²) гранитизированных гнейсово-амфиболовых толщ и наличие среди них находящихся в близкой пространственной ассоциации древних гипербазитов и более молодых плагиомикроклиновых гранитов создает благоприятные геологические предпосылки для выявления здесь новых вермикулитовых месторождений с рудами обоих формационных типов.

Аппалачская провинция. Из зарубежных провинций с месторождениями вермикулита в гипербазитах складчатых областей наиболее крупной является Аппалачская, протягивающаяся через юго-восточные и восточные штаты Северной Америки от штата Джорджия на юге до Массачусетса на севере и уходящая севернее в провинцию Квебек в Канаде. По особенностям геологического строения Аппалачская провинция, сформировавшаяся в основном в течение каледонского и герцинского циклов развития, сходна с Уральской. Ордовикские, более молодые палеозойские и частично позднепротерозойские массивы гипербазитов здесь также образуют субмеридиональные пояса, локализующиеся в зонах глубинных разломов в пределах каледонско-герцинской эвгеосинклинальной об-

ласти [111]. Для гипербазитов, расположенных в районах гра-ницизации докембрийских и раннепалеозойских толщ и в контактах с каледонскими и главным образом герцинскими гранитоидами, характерны интенсивные изменения, выражющиеся в образовании зональных метасоматитов. Со многими из этих метасоматитов свя-заны проявления и месторождения талька, антофиллит-асбеста, корунда и вермикулита.

Наиболее крупные месторождения вермикулита ассоциируют с каледонскими гипербазитами, переработанными в процессе гра-ницизации и формирования интрузивных гранитоидов герцинского тектоно-магматического цикла. К числу таких месторождений от-носится крупное месторождение близ Энкампмента в штате Вай-оминг [124] и эксплуатирующееся сейчас в Северной Каролине месторождение Дей Бук и в Южной Каролине — Иори и Тайгер-виль, рудные зоны которых прослеживаются по простианию на 100—200 м при ширине до 50 м и мощности в коре выветривания около 20—25 м [134]. Многочисленную группу более мелких ме-сторождений составляют месторождения и проявления в докемб-рийских, очевидно регенерированных, дунитах, развитых среди толщи древних гнейсов и сланцев, инъецированных раннепалео-зойскими гранитами и пегматитами. Такие проявления известны, например, в Северной Каролине, в так называемом пегматитовом районе Спрус-Пайн, имеющем площадь более 600 км², — Корун-дум-хилл, Бук-Крик, Вебстер, Фрэнк, Эллиджей [133, 150, 159, 163], а также в Джорджии — Лаурел Крик, Бетти Крик, Конли, Монтичелло и другие [175], в Алабаме — Дадливилл и Талбипоза [175], в Виргинии — Кэрол, Патрик, Франклайн [164] и штатах Вайоминг и Колорадо [124, 175]. Особенностью минерального со-става всех этих проявлений вермикулита является парагенезис его с антофиллит-асбестом, во многих случаях также с корундом и тальком.

Помимо вермикулита в гипербазитах небольшие скопления его отмечаются во вмещающих гранитизированных гнейсово-амфибо-литовых толщах, где они связаны с апоамфиболитовыми мелано-кратовыми биотитовыми гнейсами (район штатов Джорджия и Се-верная Каролина). Но здесь в противоположность Уралу суще-ственno амфиболитовые толщи не имеют большого развития и не могут служить серьезным источником вермикулита.

Саянская провинция. Эта провинция является весьма гетероген-ной в структурном отношении, чем и обусловлена разнородность формационных типов известных здесь вермикулитовых ме-сторождений.

Один из вермикулитоносных районов данной провинции распо-ложен в пределах Манского внешнего прогиба салаирской складча-той области (Кутурчинское белогорье). Прогиб выполнен нижне-кембрийскими доломитами, прорванными раннепалеозойскими аляскитовыми гранитами Кутурчинского массива, принадлежащи-ми к средним этапам развития соседней каледонской геосинкли-

нали. Внедрение гранитного расплава в карбонатную среду сопровождалось явлениями ассилияции и гибридизма, результатом которых явились габбровые и сиенитовые фации краевых частей массива. На контакте габбро с доломитами возникли магнезиальные скарны с флогопитом, преобразованным в коре выветривания в вермикулит и высококачественный гидрофлогопит. Со скарнами такого типа связан ряд проявлений вермикулита, объединенных в Размановское месторождение.

В непосредственной близости от Размановского месторождения, в пределах той же структурной зоны, широко развиты доломиты и доломитизированные известняки, интрудированные лейкократовыми и аляскитовыми гранитами, от которых во вмещающие породы отходят жильные тела аплитов, гранодиоритов и пегматитов. Специально на вермикулит эта территория не изучалась, но в соответствии с отмеченными благоприятными геологическими предпосылками представляется перспективной для обнаружения месторождений, подобных Размановскому. В настоящее время вследствие неблагоприятного географо-экономического положения освоение Размановского месторождения, как и дальнейшие поисковые работы на вермикулит, считается нецелесообразным. Однако в условиях начавшегося экономического развития этого региона месторождения такого типа могут стать источником вермикулитового сырья для нужд местной промышленности.

Другим вермикулитоносным районом Саянской провинции является район Канской глыбы. Глыба представляет собой выступ фундамента Сибирской платформы, ограниченный от смежных с ним структур зонами региональных разломов. От расположенной западнее ее Дербинской глыбы она отделяется Восточно-Саянским глубинным разломом. Обе эти глыбы на севере сочленяются со структурами Манского прогиба и Рыбинской впадины Сибирской платформы по зоне Кингашского разлома с системой оперяющих его тектонических нарушений. На юге такого же типа разломы отделяют Кансскую глыбу от древнекаледонской складчатой области Восточного Саяна [106, 107]. Все эти разломы являются разломами длительного развития, контролировавшими разнообразную магматическую деятельность в разные периоды геологической истории региона [83].

Наиболее древними из интрузивных образований являются заключенные среди гнейсово-амфиболитовой толщи многочисленные мелкие тела ультраосновных пород, объединенные в позднепротерозойский идарский комплекс. Древние гипербазиты распространены преимущественно в зоне нарушений, оперяющих Кингашский разлом (рис. 51), где они образуют межпластовые линзообразные круто наклоненные залежи. Размеры залежей варьируют от десятков метров до 2,5 км, редко более, по простирианию и от нескольких метров до 500—700 м по мощности. Состав гипербазитов довольно выдержан. Среди них различают либо однородные, существенно дунитовые, гарбургитовые или пироксенитовые тела, либо

сложные массивы, сочетающие в себе наряду с разновидностями гипербазитов также габбро и габбро-диориты.

Оливинсодержащие породы обычно нацело серпентинизированы, особенно интенсивно в периферических и тектонически нарушенных зонах.

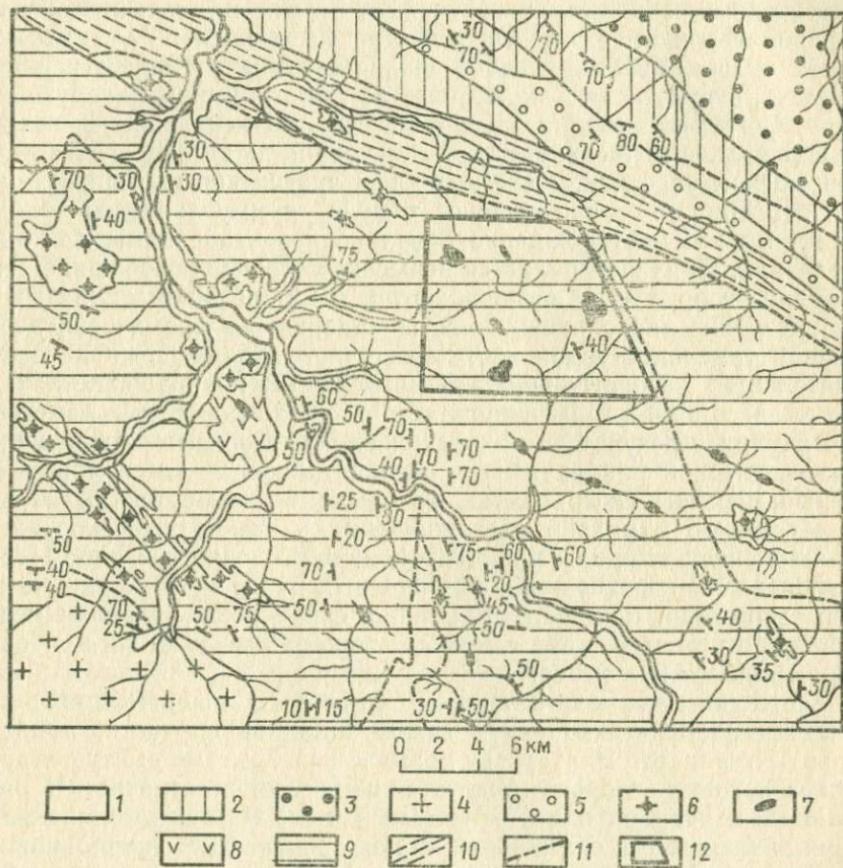


Рис. 51. Схематическая геологическая карта участков Караганского месторождения (по В. И. Юркину и В. В. Дедовой, 1961 г.).

1 — четвертичные отложения; 2 — среднедевонские отложения (D_2); 3 — эффузивы основного состава (D_{2-3}); 4 — граниты (Pz_1); 5 — нижнекембрийские отложения (Cm_1); 6 — слюдоносные пегматоидные граниты (Pz_2); 7 — перидотиты, пироксениты, серпентиниты (Pt_2); 8 — габбро (Pt); 9 — гнейсы, кристаллические сланцы, амфиболиты, кварциты, мраморы (Pt_1); 10 — зона разломов; 11 — линии тектонического контакта; 12 — район Караганского месторождения.

шенных зонах. Пироксениты превращены в горнблендиты, габбро — в габбро-амфиболиты. Вблизи развития жильных гранитоидов и пегматитов гипербазиты интенсивно изменены с преобразованием их в комплекс зональных метасоматитов талькового, тальк-карбонатного, тальк-актинолитового и слюдитового состава. Наиболее интенсивное ослюдение наблюдается в ассоциации с палео-

зойскими плагиомикроклиновыми пегматитами. С ослюденением такого типа связаны вермикулитовые проявления в серпентинитах Караганского и сложнодифференцированного Кингашского массива, включающего в себя перидотиты и пироксениты со шлировыми обособлениями габбро.

Ослюденение широко развито и за пределами массивов, среди амфиболитов и амфиболовых гнейсов вмещающей их метаморфической толщи, инъецированной жильными гранитоидами разного возраста, в том числе и палеозойскими, плагиомикроклинового состава. С этими зонами ослюденения связаны небольшие вермикулитопроявления, предварительно изучавшиеся на Караганском и Кингашском участках, известных как Караганское месторождение.

Несмотря на значительную общую сумму запасов около 2,5 млн. т это месторождение признано нерентабельным для эксплуатации. Причиной является невысокое среднее содержание вермикулита в руде (4% в гипербазитах и 2% во вмещающих гнейсах), а также расположение месторождения в экономически неосвоенной труднодоступной части Восточного Саяна. Последнее обстоятельство в значительной мере обусловило прекращение начавшихся здесь в 60-е годы широких по площади поисковых работ на вермикулит, в результате чего остались неизученными в отношении вермикулитовой минерализации распространенные здесь многочисленные массивы гипербазитов, которых насчитывается до 30 непосредственно в районе месторождения и свыше 80, включая и палеозойские, в прилегающих районах Восточного Саяна [83]. Возобновление поисковых и разведочных работ на вермикулит на этой территории может быть вызвано, очевидно, появлением местных запросов на этот вид сырья со стороны развитых здесь отраслей народного хозяйства.

Еще одним вермикултоносным районом Саянской провинции является располагающийся в самой западной ее части, в предгорьях Кузнецкого Алатау, так называемый Томский выступ, структурная позиция которого трактуется не вполне однозначно. Он расположен в ядерной части крупного Томско-Патынского антиклиниория, входящего в состав сложно построенного мегаантеклиниория Кузнецкого Алатау и Горной Шории. По некоторым признакам (предположительно архейский возраст пород, тектонический характер контактов с окружающими толщами) Томский выступ сведен со срединными массивами.

В составе слагающих его пород преобладают двуслюдянные и меланократовые биотит-амфиболовые гнейсы, содержащие от 10 до 70% биотита. Возможно, что часть из них представляет собой габбро и диориты протерозойского возраста (тебинский комплекс), преобразованные в результате последующих процессов метаморфизма и воздействия гранитных интрузий (начиная с протерозойских гранитов томского комплекса и включая нормальные и лейкократовые граниты палеозоя) в меланократовые биотитовые гнейсы. В коре выветривания эти породы являются рудой на вер-

микулит. Приуроченное к ним Тебинское месторождение гидробиотитовых руд занимает только часть перспективной территории (полосу протяженностью 2,5 км при ширине от 50 до 400 м, тогда как весь Томский массив имеет длину около 20 км). К этому следует добавить, что в пределах Томской глыбы развиты также додиабазовые и гипабиссальные интрузии гипербазитов, представляющие собой сейчас интенсивно серпентинизированные дуниты и перидотиты, а также пироксениты. Гипербазиты приурочены к региональным разломам, окаймляющим Томскую глыбу, и сосредоточены в основном по границе ее с кембрийскими отложениями. С этими интрузиями связаны проявления никеля, асбеста, хромита и встреченной в россыпях платины. На вермикулит эти комплексы не изучались.

Очень мало имеется сведений и по корам выветривания этой разнородной в структурном и геологическом плане провинции. Так, есть указания на широкое развитие древней коры выветривания в Кузнецком Алатау, к западу от Томского массива [80], где мощность ее составляет около 20—30 м в площадном типе и значительно более — в тектонических зонах. Отмечаются древние, предположительно раннемезозойские коры выветривания в смежных районах Салаяра [75], Алтая [112], Енисейского кряжа [81], Кузбасса [17], где они развиваются преимущественно на метаморфических гнейсовых и сланцевых толщах, в меньшей мере на изверженных породах.

Южно-Казахстанская провинция. В пределах этой провинции расположены сравнительно недавно выявленные и еще недостаточно изученные месторождения гидробиотита, связанные с формацией щелочных габброидов калиевого ряда, щелочных и нефелиновых сиенитов. Формация эта, свойственная закончившим свое геосинклинальное развитие складчатым областям, проявляется в условиях их активизации, вдоль глубинных региональных разломов [43].

В структурном плане Южно-Казахстанская провинция приурочена к западной части Срединного Тянь-Шаня, представляющей собой северо-западное продолжение «Главной структурной линии» Тянь-Шаньской складчатой области (рис. 52). Главная структурная линия, заложившаяся одновременно с нижнепалеозойской складчатостью, разделила Северный и Срединный Тянь-Шань на две различные по своей дальнейшей истории области. Последняя из них существовала как миогеосинклиналь герцинской геосинклинальной системы (Южно-Тяньшаньской) до нижнего — верхнего карбона, когда началось ее поднятие, сопровождавшееся возникновением глубинных разломов, продолживших «Главную структурную линию» Тянь-Шаня. Поступавшая по этим разломам в пермское время магма дала наземные излияния щелочных базальтовидов и гипабиссальные штокообразные тела щелочных габброидов, пироксенитов и сиенитов (Ирису, Жиланды, Каинды, Кулан и др.). Во всех этих массивах, за исключением Каиндинского, установлено

ослюдение щелочных габброидов (эсекситы, шонкиниты, тералиты), пироксенитов, ийолитов и мельтейгитов, связанное с метасоматическим преобразованием этих пород при формировании

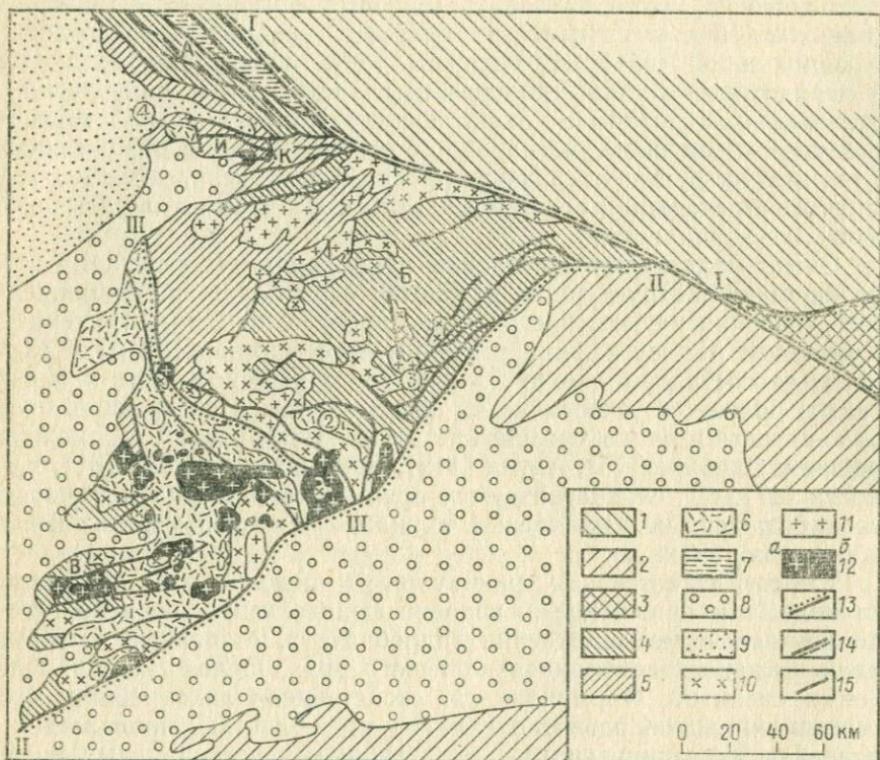


Рис. 52. Геологическая схема размещения пермских щелочно-габброидных интрузивных массивов и связанных с ними месторождений вермикулита в западной части Срединного Тянь-Шаня (по Т. В. Молчановой [72]).

Структурные зоны Тянь-Шаня: 1 — Северный Тянь-Шань; 2 — Южный Тянь-Шань; 3 — восточная часть Срединного Тянь-Шаня; западная часть Срединного Тянь-Шаня; 4 — области преобладающих поднятий (A — Боролдай-Джебаглинская глыбово-складчатая зона, B — Чаткальская глыбово-складчатая зона, В — Моголтауская глыбово-складчатая зона), 5 — область относительного опускания — Артыс-Угамская глыбово-складчатая зона; 6 — внутренние впадины орогенного этапа (цифры на карте: 1 — Каржантау-Кураминская, 2 — Гавасайская, 3 — Кассанская, 4 — Машатская); 7 — впадины нижнего подъяруса платформенного чехла (J—Cr); 8 — впадины неотектонического этапа развития (Mz—Kz); 9 — чехол эпипалеозойской платформы. Интрузивные породы: 10 — средне-верхнекарбоновые гранодиориты; 11 — верхнекарбоновые граниты; 12 — пермские интрузивные массивы пестрого состава (а — граниты, гранит-порфиры, б — сиениты, монцониты, шонкиниты и др.); 13 — крупные «межзональные» разломы (I—I — Главная структурная линия Тянь-Шаня, II-II — Северо-Ферганский разлом, III-III — Каржантау-Кураминский разлом); 14 — Таласо-Ферганский сдвиг; 15 — сбросы, надвиги. И — массив Ирису, К — Каинды.

лейлократовых щелочных сиенитов последующей фазы внедрения. В корах выветривания слюдоносных пород выявлены промышленные концентрации гидробиотитовых руд, наиболее детально разведанные и изученные в пределах интрузии Кулан.

Помимо названных массивов в пределах Южно-Казахстанской провинции есть указания на наличие концентраций гидробиотита в мезозойских корах выветривания меланократовых слюдосодержащих пород в составе диоритовых и гранодиоритовых Далан-Каринского и Анархайского массивов на территории Чу-Балхашского водораздела и ряда массивов в Заилийском Алатау [86]. Все эти проявления, установленные в процессе рекогносцировочных работ, более детально как специально вермикулитовые не изучались.

Сихотэ-Алинская провинция. Эта провинция ультраосновных щелочных пород и карбонатитов отличается, однако, от обычных провинций платформенного типа геологическими условиями проявления родственных комплексов пород, их набором и особенностями строения. Представляющий ее Кокшаровский массив пироксенитов, щелочных и нефелиновых сиенитов и карбонатитов расположен в южной приосевой части Главного антиклиниория Сихотэ-Алиня, которая в начале мезозоя, в период формирования указанных пород, представляла собой достаточно стабилизированную область преобладающих поднятий в пределах мезозойской геосинклиналии.

В тектоническом плане этот район Сихотэ-Алиня характеризуется складчато-блочным строением, выражаящимся в сочетании сложной складчатости (с невыдержаным простиранием, опрокидыванием структур, многократными воздыманиями и погружениями шарниров) с многочисленными разрывными нарушениями самых разных направлений, обусловившими чешуйчато-надвиговую структуру этой части антиклиниория [38]. В проходящей здесь, по правобережью р. Фудзин, широтной зоне разрывных нарушений протяженностью 50 км и шириной около 10 км, в местах пересечения ее с северо-восточными региональными разломами локализуются образования формации ультраосновных щелочных пород и карбонатитов. Так, в зоне Центрального Сихотэ-Алинского структурного шва, разделяющего Главный антиклиниорий и синклиниорий Сихотэ-Алиня, расположены многочисленные субвулканические тела щелочных базальтов и Погинский массив нефелиновых сиенитов. К Улахинскому разлому, прослеживающемуся в 35 км западнее, приурочен Кокшаровский массив, прорывающий шарнирную часть сложной синклинальной складки северо-восточного простирания с ядром, сложенным вулканогенно-осадочной толщей верхнего палеозоя [38].

Массив вытянут вдоль разлома примерно на 20 км при ширине от 0,5 до 2 км. К северо-западу от него установлены мелкие тела такого же состава, рассматривающиеся как его апофизы. Этот массив, привлекший к себе внимание в связи с обнаружением в нем вермикулита и нефелинодержащих пород, изучен лучше других. Основную часть его составляют пироксениты, которым подчинены жильные тела фойяитов, луявитов и различных (амфиболовых, пироксеновых и биотитовых) щелочных и нефелиновых сиенитов с дайковой фацией сиенит-аплитов и пегматитов.

Все эти породы по своим петролого-geoхимическим особенностям близки к аналогичным разновидностям в комплексах, характерных для платформенных структур и других областей длительной стабилизации. Отличает их, однако, отсутствие интрузивных дифференциатов переходного щелочно-ультраосновного состава (ийолитов, ийолит-мельтейгитов), что в совокупности с различным содержанием в ультраосновных и щелочных породах некоторых элементов-примесей ставит под сомнение вопрос об их комагматичности [38].

Эти сомнения подтверждаются также геологическим фактическим материалом регионального характера, свидетельствующим, с одной стороны, о широком развитии на территории советской и корейской частей Дальнего Востока мезозойских интрузий щелочных и нефелиновых сиенитов, с другой — об отсутствии на этой же территории, за исключением Алдана и Южного Верхоянья, комплексов ультраосновных щелочных пород и карбонатитов. Возможно, что ассоциация ультраосновных щелочных пород на Кокшаровском массиве является только пространственной и притом случайной, что объясняет отсутствие в пределах Сихотэ-Алинской провинции других подобных массивов и нетипичный ее характер, по сравнению с такими, например, провинциями, как Карело-Кольская или Алданская.

Гидрофлогопитовые руды Кокшаровского месторождения, как полагают [101, 108—110], связаны с мезозойской эпохой выветривания, имевшего распространение по всему региону Приморья. На примыкающей с запада к Сихотэ-Алинскому антиклиниорию территории Ханкайского массива, испытавшей наименьшие поднятия после формирования коры выветривания, последняя имеет повсеместное развитие и наибольшую мощность, достигающую иногда 100—150 м [110]. По своему минеральному виду кора выветривания здесь является каолинит-гидрослюдистой, и с ней связаны месторождения и многочисленные проявления гидробиотита, силикатных руд никеля и других полезных ископаемых.

Кора выветривания в районе Кокшаровского месторождения имеет несколько иной характер, что объясняется, с одной стороны, формированием ее в зоне интенсивных тектонических нарушений, с другой — большей разрушенностью в связи с продолжавшимся последующим поднятием этой области. По своему морфологическому типу кора выветривания здесь является отчетливо линейной, повторяющей ориентировку поднятия всей структуры и раскалывающих ее разломов. В этих зонах она имеет и наибольшую мощность, до 60 м, тогда как в удаленных от них ненарушенных участках (где кора является площадной) мощность ее не превышает 20—25, а иногда и 1—3 м [38]. По составу она является преимущественно монтмориллонит-гидрофлогопитовой, что предопределется прежде всего составом материнских пород, и именно с ней ассоциирует Кокшаровское месторождение гидрофлогопитовых руд.

Вермикулитовые провинции щитов и платформ

В состав провинций, расположенных в пределах щитов и платформ, входят вермикулитовые месторождения большинства известных формационных типов. Но для подавляющей их части образование концентраций исходных магнезиально-железистых слюд связано с различными «доплатформенными» этапами развития складчатых областей (теперь представляющих щиты и докембрийский фундамент платформы). И только в небольшой, но весьма ценной группе месторождений, ассоциирующих с типично платформенными магматическими комплексами пород, формирование первичных слюд (как и вмещающих их пород) происходит в условиях постконсолидационной активизации.

Украинская провинция. В пределах Украинской провинции, приуроченной к Украинскому кристаллическому массиву, известны вермикулитовые месторождения и особенно многочисленные проявления (более 30) различных формационных типов (рис. 53). Это обусловлено как петрографическим разнообразием распространенных в ее пределах меланократовых слюдосодержащих пород, так и широким развитием на них мезозойских кор выветривания с сохранившимися в той или иной степени гидрослюдистыми зонами [26, 63, 81, 121].

Общей характерной особенностью известных в этой провинции месторождений и проявлений вермикулита является формирование их за счет наиболее древних по возрасту концентраций магнезиально-железистых слюд, возникших в разные этапы развития архейской геосинклинали. Исключение составляют слюды только одного Каменномогильского месторождения, в основной своей массе связанные со становлением субщелочных гранитов в период протерозойской тектono-магматической активизации консолидированной архейской складчатой области [35].

Большинство месторождений и проявлений вермикулита ассоциируют с гипербазитами и базитами дунит-гарцбургитовой и дунит-пироксенит-габбровой формаций. Образования этих формаций, приуроченные обычно к ядрам синклинальных структур, залегают в виде согласных межпластовых тел или небольших массивов среди древних интенсивно гранитизированных и мигматизированных вулканогенно-осадочных толщ, вместе с которыми они подверглись складчатости и метаморфизму. Интенсивные метаморфические изменения, свойственные породам древних структур земной коры, в значительной мере затушевывают и вещественно-структурные особенности гипербазитовых и базитовых интрузий. В результате этого для них не устанавливается отчетливой закономерной приуроченности к региональным разломам, характерной для аналогичных образований фанерозойских складчатых областей. Часто остается неясной или спорной и их формационная принадлежность, что затрудняет подразделение на типы связанных с ними вермикулитовых месторождений, а также их поиски и прогнозирование.

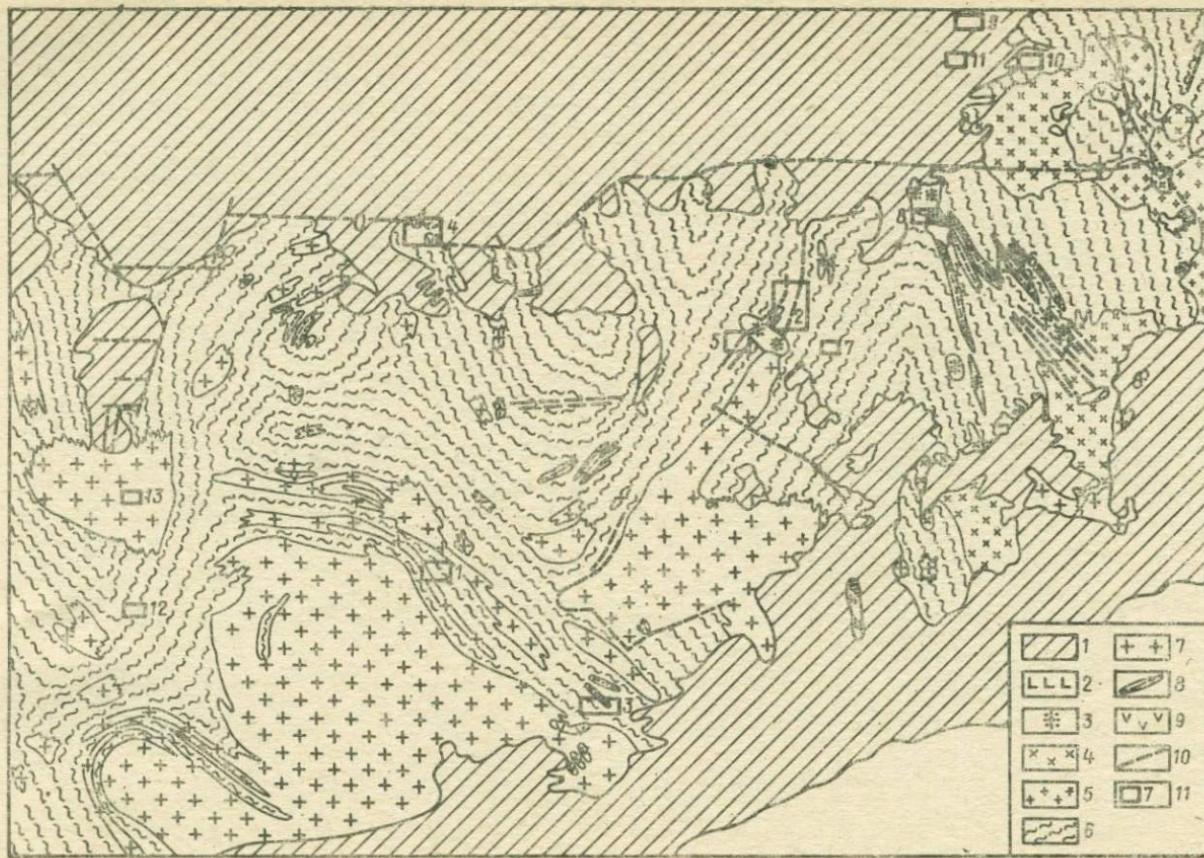


Рис. 53. Карта размещения вермикулитовых месторождений и проявлений в Западном Приазовье (по Г. Л. Кравченко и др., 1962 г.).
 1 — песчано-глинистые отложения (M_2-K_2); 2 — щелочная комплекс (Pz_1); 3 — граниты Екатериновского и Каменномогильского массивов (Pz_2); 4 — щелочной комплекс (Pt_1); 5 — постгорные базиты и ультрабазиты; 6 — анальдельские граниты и их мигматиты; 7 — мигматиты, сланцы, метасланцы; 8 — гнейсы, сланцы и их мигматиты; 9 — реликты гнейсов, сланцев, метасланцев; 10 — разломы; 11 — месторождения и участки проявления; 4 — Кубышевский, 5 — Темрюкский, 6 — Мало-Янинский, 7 — Андреевский, 8 — Екатериновское-Заготуровское, 9 — Новоандреевский, 10 — Мануйльский, 11 — Ноготрипольский, 12 — Корсак-Сольский, 13 — Петровский, 14 — Мокрый -Став.

Из числа известных в пределах Украинской провинции массивов гипербазитовых формаций наиболее интересными в отношении вермикулитовых руд являются массивы, сложенные существенно апопериодитовыми серпентинитами: Андреевский в Западном Приазовье, Капитановский, Деренюхинский и Липовеньковский в Побужье. Массивы имеют длину от 0,5 до 4 км, ширину от 0,3 до 1,2 км. Породами, вмещающими Андреевский массив, являются наиболее древние из нижнеархейских вулканогенно-осадочные образования [85], превращенные в результате процессов регионального метаморфизма и ультраметаморфизма в биотит-амфиболовые и биотитовые гнейсы, мигматиты и граниты (см. рис. 13).

В районе Побужья серпентинитовые массивы залегают среди более молодых нижнеархейских образований [85], представляющих собой в основном высокоглиноземистые биотитовые, кордиеритовые и силлиманитовые гнейсы и сланцы, в меньшей мере — пироксеновые и биотитовые плагиогнейсы с прослоями кварцитов, и кристаллические известняки. Все эти породы в большинстве участков интенсивно гранитизированы и тонко инъецированы гранит-аплитовым и аплит-пегматитовым материалом, проникающим также внутрь гипербазитовых массивов, где развивается интенсивное ослаждение. Оно наблюдается во всех типах пород, содержащих магнезиально-железистые минералы. Но наиболее интенсивно и на большей площади оно проявлено в краевых частях серпентинитовых тел, на границе их с габбро-амфиболитовыми, амфиболитовыми или пироксенитовыми периферическими зонами, а также с вмещающими алюмосиликатными породами. Именно в этих контактовых зонах сконцентрированы промышленно интересные вермикулитовые залежи, прослеживающиеся по простирианию обычно от 50 до 600 м при ширине от нескольких метров до 20—30 м и имеющие мощность в коре выветривания от 2° до 25, иногда до 65—80 м, как установлено поисково-рекогносцировочными работами Ф. М. Гордеева в 1963 г. и В. О. Раченкова в 1965 г.

Вермикулитовые руды характеризуются высоким средним содержанием полезного компонента (20—70%) и высоким качеством, обусловленным достаточностью полной степенью гидратации маложелезистых и малофтористых флогопитов. Недо-

статком, снижающим их общую промышленную ценность, являются небольшие масштабы оруденения, объясняющиеся незначительной площадью самих гипербазитовых тел ($0,3$ — $0,5$ км 2 , реже до 4 км 2). Подсчитанные по одному из таких массивов (Андреевскому) запасы вермикулита оцениваются цифрой около 1 млн. т. В подавляющем большинстве других случаев эти запасы не достигают промышленных категорий (проявления Куйбышевское, Осипенковское, Петровское и другие в Западном Приазовье, Волнянское и Рединское в Среднем Приднепровье и др.). Характерной особенностью вермикулитовых месторождений и проявлений, связанных с серпентинитовыми массивами, является парагенезис исходных для них слюд с антофиллитасбестом.

Другая, менее интересная в промышленном отношении группа вермикулитовых месторождений Украинской провинции связана с безоливиновыми ультраосновными и основными породами — с габброидами Каменногильского массива в Западном Приазовье и пироксенитами Кумаровского и Крымского массивов в Побужье. Эти массивы занимают аналогичную серпентинитовым геологическую позицию. Их главное отличие заключается в ином составе меланократовых пород, менее благоприятном для формирования крупных концентраций высококачественных вермикулитовых руд. В пироксенитах Кумаровского и Крымского массивов, каждый из которых состоит из нескольких (от 2 до 10) небольших тел длиной от 0,3 до 1,5 км и шириной от 0,05 до 0,25 км, вермикулитопроявления развиты широко, но представлены либо редкой рассеянной вкрапленностью, либо маломощными оторочками около жил плагиоклазитов и аплит-пегматоидных гранитов. Жильные гранитоиды проникают в пироксениты из вмещающей их гнейсово-мигматитовой толщи, расчленяя их на более мелкие тела в соответствии с направлением их рассланцевания.

Аналогичного типа ослюдение и связанное с ним слабое вермикулитовое оруденение развито и в пределах Каменногильского массива габброидов, расчлененного на отдельные тела полосами мигматитов и гранито-гнейсов (см. рис. 20). Однако главное, более интенсивное ослюдение в габброидах приурочено к центральным частям массива, менее измененного или совсем не затронутого предшествующими процессами ультраметаморфизма. Это ослюдение пространственно ассоциирует с аплит-пегматитами и пегматитами, являющимися жильными дериватами аляскитовых гранитов.

Небольшое штокообразное тело этих гранитов расположено в 1—1,5 км к юго-западу от массива габброидов, на пересечении разломов, возникших в протерозойское время на консолидированном архейском фундаменте. Воздействием на габброиды растворов, связанных с формированием субщелочных гранитов, объясняется более интенсивное и проявленное на более широкой площади их ослюдение по сравнению с наблюдающимся в пироксенитах Кумаровского и Крымского участков. Как уже отмечалось, запасы

гидробиотита на Каменномогильском месторождении составляют по сумме категории $C_1 + C_2$ 1,86 млн. т при среднем содержании его в руде около 20%, а на участках Побужья они не выходят за рамки небольших проявлений. В то же время специфика среды, в которой формируются первичные магнезиально-железистые слюды, обуславливает такие особенности их химизма, как повышенное содержание Fe^{2+} , частично фтора, неблагоприятным образом сказывающиеся на гидратации этих слюд и качестве вермикулитового сырья.

К другому формационному типу, характеризующемуся более крупными, чем в Каменномогильском месторождении, запасами гидробиотита, но еще более низкого качества, относится Родионовское месторождение в Западном Приазовье. Расположено оно в толще архейских вулканогенно-осадочных образований, претерпевших менее интенсивный метаморфизм, соответствующий эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фации. Крупные концентрации гидратированных слюд связаны с меланократовыми разновидностями высокоглиноземистых гнейсов и сланцев (гранат-биотитовых, двуслюдянных, ставролит-биотитовых) первично-осадочного происхождения. Среднее содержание биотита в них обычно не ниже 20—25%, известны гнейсы и сланцы, содержащие биотит до 45—50%. Низкое качество гидробиотита таких гнейсов обусловлено слабой подверженностью гидратации исходных слюд, характеризующихся, как и большинство биотитов собственно метаморфического происхождения, большим количеством в их составе Fe^{2+} ($FeO = 12 \div 27$, чаще 15—20%).

В пределах Украинского кристаллического массива высокоглиноземистые обогащенные биотитом гнейсы и сланцы широко распространены и в других его районах, особенно в Побужье, в меньшей мере на Волыни. Всюду они встречаются в виде реликтовых полос среди обширных полей более интенсивно гранитизированных и мигматизированных пород. Обычно гнейсы приурочены к синклинальным складкам, имеющим размах крыльев иногда до 20 км [120]. Площади отдельных выходов их составляют десятки и сотни квадратных километров. Однако на многих участках гнейсы и развитые на них коры выветривания перекрыты мощным слоем (от 20 до 70 м) наносов, исключающих эти участки из числа перспективных на вермикулит.

Кроме месторождений и проявлений вермикулита рассмотренных формационных типов в пределах провинции значительно распространены мелкие проявления, связанные с гранитизированными существенно амфиболитовыми толщами (Новоалексеевский, Малоянисольский, Партизанский, Ольгинский, Берестовой и другие участки). Все они характеризуются ничтожными масштабами оруденения, так как ассоциируют с небольшими реликтовыми участками меланократовых пород, сохранившихся среди обширных полей гранитизации и мигматизации древних толщ.

Украина, как и Урал, является областью широкого развития мезозойской коры выветривания, среднеюрской — нижнемеловой, по М. Д. Эльянову и др. [121], сформировавшейся на единой для всего щита поверхности выравнивания в условиях теплого и влажного климата, в спокойной тектонической обстановке. Первичная максимальная мощность ее достигала 110—120 м, а по разломам — 200—220 м. Однако в последующие периоды, после расчленения кристаллического массива на блоки (Волыно-Подольский, Центральный, Приднепровский и Приазовский), площадная кора выветривания во многих районах оказалась уничтоженной, и в настоящее время на 70% площади щита ее мощность не превышает 10 м. Лучше она сохранилась под осадочными образованиями и в зонах тектонических нарушений.

Как отмечают М. Д. Эльянов и соавторы, на всех кристаллических породах кора выветривания имеет отчетливую вертикальную зональность. Выделяются четыре зоны в наиболее полно развитом профиле (снизу вверх): начальная (дезинтеграции и выщелачивания), промежуточная (состоящая из монтмориллонита, нонtronита, гидрохлорита и гидрослюд), устойчивая (из каолинита и гидроокислов железа) и конечная (из минералов свободного глинозема). Состав каждой из них и в совокупности предопределяется составом материнских пород, в результате чего зоны выражены по-разному и отдельные из них могут выпадать (например, латеритная и гидрослюдистая). Однако всегда сохраняющаяся зависимость их состава от состава исходных пород позволяет проводить соответствующие сопоставления при полевом картировании таких площадей.

С мезозойской корой выветривания Украинского кристаллического массива связан разнообразный комплекс остаточных и перенесенных полезных ископаемых. К числу первых, для которых устанавливается закономерная приуроченность к определенным породам и горизонтам элювиального профиля, относятся месторождения вермикулита и гидробиотита. Все они приурочены ко второй, промежуточной зоне коры выветривания, где в ряде случаев (при развитии коры на ультраосновных породах) ассоциируют с месторождениями никелевых и никель-cobальтовых руд (Побужье).

Карело-Кольская провинция. Провинция расположена в пределах Балтийского щита. В составе ее известно несколько месторождений вермикулита, приуроченных к массивам платформенных комплексов ультраосновных щелочных пород и карбонатитов; в их числе крупнейшее по запасам и качеству руд Ковдорское месторождение и ряд более мелких — Африканское, Вуориярвинское, Себльярвское, Салмагорское и Салланлатвинское. Расположение массивов контролируется зонами глубинных разломов, заложившихся, как полагают, в архее и неоднократно подновлявшихся в связи с позднепротерозойскими и палеозойскими этапами тектогенеза (рис. 54). Этими зонами связаны наиболее мощные реликтовые участки древних мезозойских кор выветривания [3, 81], раз-

мытых в большей части площади Кольского полуострова и Карелии (рис. 55).

В настоящее время в провинции известно более 15 массивов, сгруппированных в ряд субширотных поясов. Все они характеризуются концентрически-зональным строением, обусловленным последовательным внедрением интрузий разного состава. Многофазность их формирования находит выражение не только в горизонтальной зональности, но и в вертикальной, в связи с чем на разных глубинах эрозионного среза массивы сложены разными ассоциациями пород [41].

В массивах с наиболее распространенным типом горизонтальной зональности (прямой) центральные части сложены породами ультраосновного состава (оливинитами и пироксенитами), а окаймляющие их периферические зоны — щелочного (иольлитами, мельтейгитами, якупирангитами, турьятами). Ярким примером таких массивов является Ковдорский, характеризующийся к тому же и наиболее полным набором ультраосновных и щелочных пород (см. рис. 1). Примером массивов с обратной горизонтальной зональностью является Салмагорский, ядро которого представлено уртит-мельтейгитами, а внешние зоны — оливинитами и пироксенитами.

В экзоконтактовых зонах массивов вмещающие их архейские гнейсы и гранито-гнейсы обычно интенсивно сиенитизированы (фе-нитизированы) под влиянием растворов, связанных с формированием щелочных интрузий. Становление последних сопровождалось также интенсивным метасоматозом ультраосновных и ранних разновидностей щелочных пород, за счет которых возникли различные метасоматиты (в основном апооливинитовые и апопироксенитовые), в том числе и с промышленно-ценной минерализацией (флогопитовой, апатитовой, железорудной, редкометальной и др.). С корами выветривания слюдитовых метасоматитов связаны концентрации вермикулитовых руд, при этом наиболее высококачественные руды ассоциируют с месторождениями флогопита. Особенности локализации промышленных скоплений вермикулита, как и флогопита, обусловлены общей позицией слюдитовых (апооливинитовых, в меньшей мере апопироксенитовых) метасоматитов, расположенных в кольцевых тектонических зонах, разделяющих ультраосновные и щелочные породы.

Мощность сохранившихся в этих зонах продуктивных на вермикулит кор выветривания составляет 80—100 м, тогда как на удаленных от них участках массивов она не превышает первых метров [3, 102]. В массивах, лишенных ультраосновных пород, ослюденение развивается на контакте щелочных пород с карбонатами (Салланлатвинский массив) с распространением в те и другие. Такой тип ослюденения по сравнению с характерным для оливинит- и пироксенитсодержащих массивов менее перспективен в отношении как качества руд, так и их запасов.

Благодаря широкому развитию ультраосновных щелочных пород, наличию среди них еще неизученных массивов с достаточно

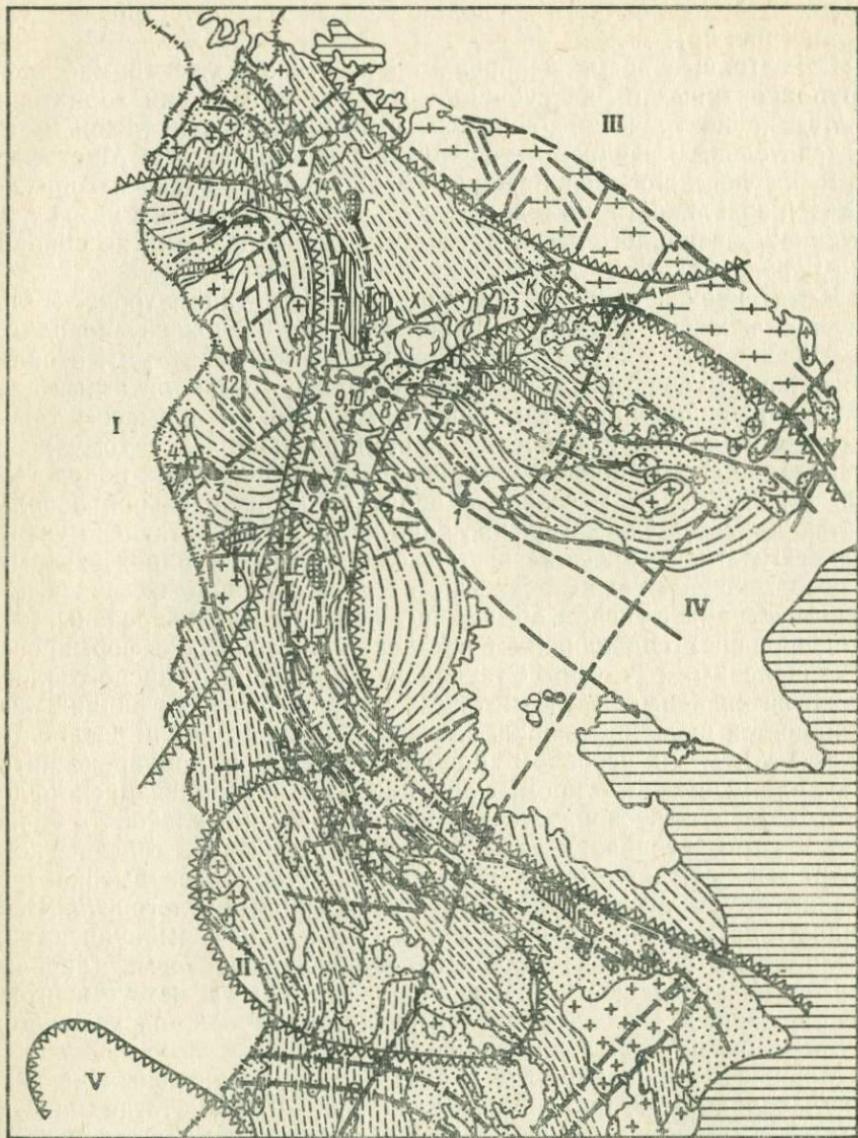


Рис. 54. Схема размещения щелочных формаций восточной части Балтийского щита (по А. А. Кухаренко, А. Г. Булаху, Г. И. Ильинскому, Н. Ф. Шинкареву, М. П. Орловой, 1971 г.) и связанных с ними месторождений вермикулита (массивы с месторождениями подчеркнуты).

1 — комплекс гнейсов, гранито-гнейсов и мигматитов (A_1); 2 — нерасчлененный комплекс гнейсов, гранито-гнейсов и гранитондов (A) (Мурманский кристаллический массив); 3 — комплекс беломорских гнейсов, гранито-гнейсов, гранулитов и метабазитов (A_2); 4 — карельские супракрустальные и вулканогенные образования; 5 — посткарельские субплатформенные

полно проявленным набором магматических дифференциатов, Карело-Кольская провинция представляется одной из наиболее перспективных для выявления новых, аналогичных открытым, месторождений. Благоприятные геологические предпосылки обнаружения крупных концентраций первичных слюд дополняются широким

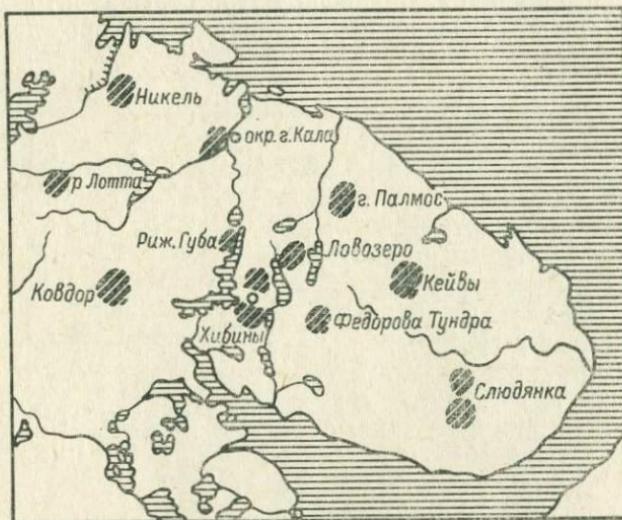


Рис. 55. Распространение древней доледниковой коры выветривания (участки с жирной косой штриховкой на Кольском полуострове) (по А. В. Сидоренко [94]).

развитием в пределах массивов сохранившихся доледниковых кор выветривания. Исследованиями последних лет, проведенными на широкой территории Кольского полуострова и Карелии, показано региональное развитие древних кор выветривания, реликты которых сохранились более чем в 30 точках [94]. Мощность таких реликтовых участков является наибольшей в зонах региональных разломов и ассоциирующих с ними более мелких тектонических нарушений. Наиболее наглядным примером мощных кор линей-

ные и платформенные образования; 6 — габбро и гипербазиты карельских тектономагматических циклов; 7 — гранитоиды карельских тектономагматических циклов; 8 — позднекарельские гранитоиды; 9 — позднекарельская щелочно-габбройдная формация (massivs: Г — Гремяха-Вырмесский, Е — Елецьзерский); 10 — позднекарельская щелочно-гранитная формация; 11 — каледонская щелочно-ультраосновная формация (цифрами показаны массивы: 1 — острова Турьего, 2 — Ковдорский, 3 — Вуориярвийский, 4 — Салланлатвинский, 5 — Песочный, 6 — Ингозерский, 7 — Салмагорский, 8—10 — Хабозерская группа интрузий, 11 — Маврогубинский, 12 — Ковдорский, 13 — Кургинский, 14 — Себльярвский); 12 — гердинская нефелин-сиенитовая формация (massivs: Х — Хибинский, Л — Лавозерский, К — Конторзерский); 13 — опущенные блоки земной коры (I — Ботнический, II — Северо-Онежский); 14 — приподнятые блоки земной коры (III — Мурманский, IV — Беломорский, V — Ладожский); 15 — тектонические зоны глубинного заложения; 16 — разломы.

ного типа является кора выветривания хорошо изученного Ковдорского массива, где установлены гипергенные минералы на глубине до 300–400 м [3, 102]. Возраст доледниковых кор выветривания Карело-Кольского региона более точно определяется В. П. Петровым [81] (по аналогии со смежными регионами Балтийского щита) как мезозойский.

Алданская провинция. Специфику этой вермикулитовой провинции, как и Карело-Кольский, обуславливают месторождения и про-

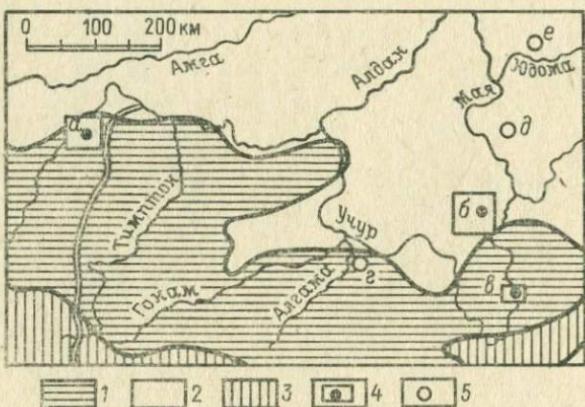


Рис. 56. Схема расположения массивов центрального типа на Алданском щите (по М. А. Богомолову [6]).

1 — области выхода на поверхность кристаллического фундамента (Ar); 2 — областикрытия фундамента осадочными породами (Sn+Cm); 3 — области Саяно-Становой и более молодой складчатости; 4 — платиноносные массивы с дунитовым ядром (а — Инаглы, б — Кондер, в — Чад); 5 — щелочные массивы с карбонатитами (г — Арбарастихи, д — Иргили, е — Горное озеро).

явления вермикулита, связанные с позднепротерозойскими [39] и раннемеловыми [6, 54, 55, 105] интрузиями формации ультраосновных щелочных пород и карбонатитов центрального типа, располагающимися в северной и северо-восточной краевой части Алданского щита (рис. 56). Структурное положение всех массивов сходно. Все они приурочены к разломам в краевой юго-восточной части Сибирской платформы и расположены в местах пересечения субмеридиональных разломов с поперечными или диагональными [22]. Массивы залегают в двухъярусной толще, нижний ярус которой образован дислоцированными и интенсивно метаморфизованными породами архея, а верхний — субгоризонтально залегающими отложениями синия и кембрия [6]. Вблизи массивов синийские песчаники и гравелиты резко «задраны», около некоторых мезозойских интрузий (Инаглинская) приподняты и кембрийские известняки и доломиты вместе с залегающими среди них раннемезозойскими силлами сиенит-порфиров и сиенит-диорит-порфириев [54, 55].

По особенностям геологического строения массивы двух возрастных групп заметно различаются между собой. Позднепротерозойские массивы — Арбаастахский, Инглийский и Сыбахский — близки к массивам ковдорского типа. Они сложены в основном ультраосновными и щелочными породами с подчиненным развитием среди них карбонатитов. Для мезозойских интрузий, к числу которых относятся Инаглинский, Чадский и Кондерский массивы, карбонатиты не характерны. Ультраосновные породы ядра в них являются дунитами с платино-хромитовой минерализацией, а окружающие их щелочные породы — в основном щелочными габброидами, постепенно сменяющимися к периферии массивов более лейкократовыми алюмосиликатными породами (диоритами и гранодиоритами). При этом в массивах Чад и Кондер группа габброидов характеризуется близкой к нормальной щелочностью или имеет натровый уклон, тогда как в щелочных породах Инаглинского массива отчетливо выражена калиевая специализация [6]. Кроме того, в последнем массиве особенно широкое распространение имеют развитые среди щелочнокалиевых габброидов (шонкинитов) и дунитов пуласкитовые пегматиты, с которыми связано ослюденение тех и других пород, наиболее интенсивно проявленное в дунитах.

Инаглинский массив является единственным из всей группы массивов Алданской провинции, с которыми связана флогопитовая и промышленная вермикулитовая минерализация [54, 55]. Обогащенные слюдой аподунитовые метасоматиты, имеющие хромдиопсид-флогопитовый состав, приурочены, как уже отмечалось (гл. I, рис. 4), исключительно к зоне внутреннего кольцевого разлома, где их размещение контролируется участками интенсивной тектнической нарушенности и ореолами изменения около ортоклазовых пегматитов. В развитой по этой зоне мощной, до глубины 120—140 м, линейной коре выветривания, имеющей предположительно мезозойский возраст [81], сосредоточены и основные концентрации вермикулитовых руд Инаглинского месторождения. В площадной коре продуктивные вермикулитовая и гидрофлогопитовая зоны почти полностью размыты; в отдельных участках массива сохранились лишь низы последней [54, 55].

Отсутствие заслуживающего внимания ослюденения на близких по строению Инаглинскому массиву массивах Чад и Кондер объясняется, вероятно, существенно натровым характером внедрявшейся в этих участках щелочной магмы. Это предположение подтверждается как более низким значением K/Na в щелочных породах этих массивов, так и отсутствием на Инаглинском месторождении зон ослюденения в ореолах наиболее молодых натриевых пегматитов [6].

При справедливости этого предположения перспективными на вермикулит (и флогопит) следует считать массивы, по набору пород аналогичные Инаглинскому. Вполне вероятно, что такие массивы могут быть выявлены как в этой, так и в других окраинных

частях Алданского щита, сходных с северной по геолого-структурным особенностям. По-видимому, в этих же регионах возможно выявление также массивов ковдорского типа, характеризующихся более полным набором петрографических разновидностей ультраосновных щелочных пород и карбонатитов и представляющих вследствие этого еще более перспективными на вермикулит. В одном из известных массивов этого типа — Арбаастахском — отмечены проявления вермикулита, специально, однако, не изучавшиеся [79].

Кроме месторождений и проявлений вермикулита, ассоциирующих с интрузивными платформенными комплексами ультраосновных щелочных пород и карбонатитов, вермикулит установлен на месторождениях флогопита в центральной части Алданского щита, где он был встречен в зонах «рухляков» в тектонически нарушенных участках пород. Но как уже отмечалось ранее, эти флогопитовые месторождения, приуроченные к высокомагнезиальным метаморфическим комплексам алюмосиликатных и карбонатных пород и связанные по условиям своего образования с аляскитовыми гранитами, малоперспективны на вермикулит вследствие большой устойчивости их фтористых слюд к выветриванию.

Восточно-Африканская провинция. Эта провинция является аналогом Карело-Кольской на Африканском континенте. Она насчитывает около 30 интрузий ультраосновных щелочных пород и карбонатитов центрального типа, расположенных вдоль протяженной на тысячи километров зоны сквозьструктурных Великих Африканских разломов [48, 157]. Заложение этих разломов произошло в докембрий, а тектоно-магматическая активность в зоне наблюдается до сих пор. Отличительной особенностью этой провинции по сравнению с охарактеризованными выше Карело-Кольской и Алданской является преобладающее щелочное и карбонатитовый состав пород большинства массивов (с подчиненной ролью ультраосновных разновидностей) и широкое развитие среди них эфузивных щелочных аналогов (так называемые «открытые» массивы). Эта особенность, определяющая редкометальную специфику металлогении всемирно известной Африканской провинции, обуславливает своеобразие проявлений в ней слюдяной (флогопитовой и вермикулитовой) минерализации. Так, в массивах, не содержащих ультраосновных пород и имеющих карбонатитовое ядро в окружении щелочного кольца, небольшие концентрации слюды сосредоточены в промежуточной зоне апатит-магнетит-флогопитового состава (Сукулу, Тороро, Секулуло и Букусу в Уганде).

Известны также примеры массивов (Шава и Дорова) с наличием ультраосновных пород, в которых ослюденение развито главным образом в фенитах, на контакте их с карбонатитами, ийолитами и мельтейгитами [154]. И только в нетипичном для Восточно-Африканской провинции массиве Лулекоп, сходном по набору пород с массивами Карело-Кольской провинции, вся промышленноценная вермикулитовая минерализация приурочена к ультраос-

новным породам. При этом вермикулит встречается в виде рассеянной вкрапленности, гнезд, полос и ленточных тел почти всюду в крупнозернистых пироксенитах центральной части массива, а наиболее крупные и высококачественные концентрации его ассоциируют с пегматоидными оливин-вермикулитовыми и пироксен-вермикулит-оливиновыми породами, располагающимися в центрах локальных концентрических структур эллипсоидного в плане массива (см. рис. 11).

Общим широким развитием ультраосновных пород в пределах массива объясняются большие запасы вермикулита (около 10 млн. т), обусловливающие, наряду с высоким качеством руд, отнесение месторождения Лулекоп к числу уникальных.

Другой тип вермикулитовых месторождений Восточно-Африканской провинции, не представляющих, однако, большого промышленного интереса, связан с древними докембрийскими гипербазитами, наиболее близкими аналогами которых в Советском Союзе являются, вероятно, гипербазиты Украинской провинции.

Предполагается, что современная область распространения древних гипербазитов Восточной Африки в докембрии представляла собой Мозамбикский подвижной пояс, становление складчатой структуры которого завершилось в позднем протерозое. С начальными и ранними этапами развития геосинклиналии, заложившейся на архейском основании, связано внедрение мелких интрузий дунитов, пироксенитов и норитов. Последовавшая затем складчатость сопровождалась интенсивным региональным метаморфизмом, гранитизацией, образованием гранито-гнейсовых и гранитных куполов. С конца протерозоя область существует как активизированный пояс [111].

К гипербазитовой серии пород этого пояса приурочен ряд небольших вермикулитовых месторождений: Капирикамодзи в Южном Ньясаленде [189], Кинайки-хилл, Южный Китул, Илинисия, Юссассию и другие в Кении [190]. На северном продолжении пояса известно антофиллит-вермикулитовое месторождение Хафафт в Египте [125].

Древний возраст восточно-африканских гипербазитовых массивов, интенсивная метаморфическая переработка их докембрийскими и последующими геологическими процессами, в значительной мере изменившими первоначальный облик пород и связанных с ними различных видов минерализации, — все это чрезвычайно затрудняет и выявление типичных особенностей, свойственных этому типу вермикулитовых месторождений. Многократным метаморфизмом объясняется и почти полное отсутствие в пределах Восточно-Африканской провинции вермикулитовой минерализации во вмещающих гипербазитовые массивы гранитизированных гнейсово-амфиболитовых толщах (отмечена только в районе Кинайки-хилл), которые здесь превращены в лейкократовые породы.

Оба последних типа вермикулитопроявлений не имеют существенного значения. Промышленную ценность провинции опреде-

ляет месторождение Лулекоп, из богатых руд которого (с содержанием до 25—30% полезного компонента) ежегодно получают 140 тыс. т концентратов, полностью экспортруемых в 40 стран Европы, Африки и Америки.

Западно-Американская провинция. В пределах этой провинции, расположенной в юго-западной окраинной части Канадского щита, в зоне сочленения его с мезозойской складчатой областью, известно несколько ультраосновных щелочных интрузий трещинного типа. Размещение интрузий, имеющих нижнемеловой возраст [174], контролируется глубинными разломами, рассекающими позднепротерозойскую метаморфическую толщу пород серии белт. Движения в зонах разломов устанавливаются от конца протерозоя до силура включительно, с возобновлением их в мезозое.

Интрузии имеют простой состав и строение. Для них характерна удлиненная в направлении тектонических зон форма тел, сложенных пироксенитами с прорывающими их в контактах с вмещающей толщей сиенитами. Дайки сиенитов и сиенитовые пегматиты широко распространены среди пироксенитов, которые в этих участках подвержены ослаждению.

Корам выветривания массивов с наиболее интенсивно проявленной флогопитизацией приурочены вермикулитовые месторождения. В пределах провинции известно два таких месторождения, расположенные в штате Монтана. Одно из них, Либи, по масштабам минерализации соизмеримо с месторождением Лулекоп в ЮАР, второе, Гамильтон, небольшое. Характерной особенностью месторождения Либи является четко выраженная концентрация основной массы руд в протяженных зонах и высокое содержание в рудах полезного компонента (от 30 до 95% гидробиотита), значительно облегчающее получение концентрата.

По своей структурно-геологической позиции, а главным образом по особенностям состава и строения массивов, сформировавшихся в период активного проявления блоковой тектоники, Западно-Американская провинция имеет значительное сходство с Кокчетавской и Сихотэ-Алинской провинциями.

Вермикулитовые провинции срединных массивов

По современным представлениям срединные массивы относятся к особой категории геологических структур, по ряду признаков отличающихся от главных структурных единиц земной коры — платформ и складчатых областей. Они представляют собой более или менее крупные блоки обычно допалеозойского кристаллического фундамента, расположенные в пределах разновозрастных складчатых областей, ограниченные от них крупными разломами и сохранившиеся в виде консолидированных масс на всех этапах их геосинклинального развития. Согласно А. Д. Щеглову [117], срединный массив проходит в своем развитии три принципиально различных периода: 1) собственно платформенный период форми-

рования кристаллического фундамента, 2) совпадающий с геосинклинальным развитием включающей его складчатой области период отраженной активизации, 3) «постгеосинклинальный» период проявления процессов автономной активизации.

Каждому из этих периодов соответствует своеобразный магматизм и соответствующие ему эндогенные месторождения, что обуславливает сложность и специфичность металлогенических особенностей срединных массивов. Последним обстоятельством объясняется и специфический характер формирования в пределах срединных массивов и на их границах обогащенных железо-магнезиальными слюдами пород, в коре выветривания которых могут образовываться вермикулитовые месторождения различных формационных типов, свойственных как щитам, так и складчатым областям. Ниже приводится характеристика известных в настоящее время вермикулитовых провинций, связанных со срединными массивами.

Северо-Казахстанская (Кокчетавская провинция). Приурочена к Кокчетавскому срединному массиву, расположенному в каледонской складчатой области Казахстана. Массив, сложенный допалеозийскими метаморфическими образованиями, отделен от окружающих его складчатых сооружений зонами глубинных долгоживущих разломов. Особенностью строения этого массива является наличие в его пределах различных типов магматических пород и связанного с каждым из них оруденения, свойственных как этапам развития смежной складчатой области, так и типичным платформенным структурам. К последним относятся ультраосновные щелочные интрузии так называемого красномайского комплекса. Формирование их связывается с процессами тектоно-магматической активизации, проявившейся в период ранних фаз развития каледонской складчатости соседней области [71].

Размещение интрузий контролируется зоной Красномайского глубинного разлома, прослеживающегося в северо-западном направлении, на протяжении 25—30 км и фиксирующегося в рельфе серией озер (рис. 57). Разлом проходит на стыке двух допалеозийских толщ, архейской на севере, представленной гранито-гнейсами и сланцами, и верхнепротерозойской кварцито-сланцево-карбонатной на юге. По морфологии массивы относятся к типу трещинных, удлиненных вдоль разломов (см. рис. 9). В строении их принимают участие породы ультраосновного состава — биотитовые пироксениты (которые преобладают), щелочные габброиды — шонкиниты, щелочные и либенеритовые сиениты, кальцитовые и доломитовые карбонатиты и апопироксенитовые метасоматиты, апатиты и шорломит-флогопитовые. С метасоматитами связаны крупные концентрации апатита, прослеженные в пределах Барчинского, Красномайского и Павловского массивов до глубины 200—300 м, а в корах выветривания ассоциирующие с промышленными вермикулитовыми рудами.

Коры выветривания, имеющие мезозойский возраст [81] и широко распространенные в северо-западной части Казахстана, наи-

более хорошо выражены в зоне Красномайского разлома. Здесь всюду установлена площадная кора выветривания с отчетливой вертикальной зональностью и достаточно полно представленными глинисто-песчанистыми и дресвянистыми вермикулитовой и гидрофлогопитовой зонами, мощность которых составляет от 5 до 20 м. В зонах тектонических нарушений площадная кора усложняется корой выветривания линейного типа с мощностью продуктивных зон до 100—130 м [122].

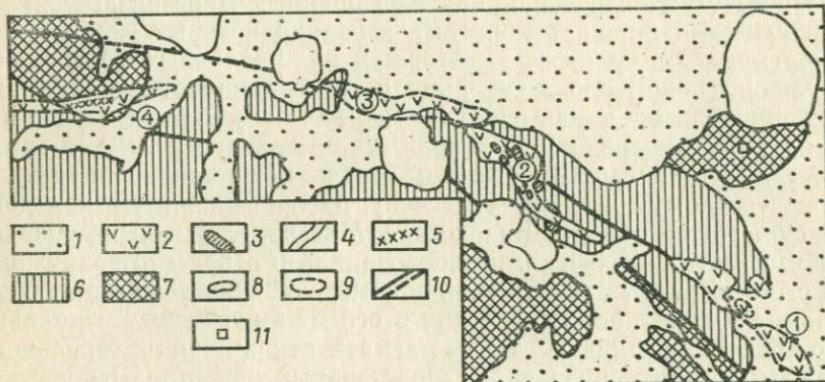


Рис. 57. Схема геологического строения Красномайской зоны (Казахстан) ультраосновных щелочных массивов (по Н. П. Михайлову, Ю. М. Зорину и В. П. Яковенко [82]).

1 — рыхлые кайнозойские отложения; 2 — биотитовые и гранатовые пироксениты; 3 — щелочные и нефелиновые сиениты; 4 — карбонатиты; 5 — апатито-магнетитовая брекчия; 6 — кварциты и сланцы кокчетавской свиты; 7 — гнейсы, кристаллические сланцы, амфиболиты; 8 — границы массивов, установленные буровыми скважинами; 9 — границы массивов, установленные магнитометрической съемкой; 10 — разломы; 11 — выход эклогитов ультраосновного состава. Цифры в кружках — массивы ультраосновных щелочных пород: 1 — Павловский, 2 — Красномайский, 3 — Карлыкульский, 4 — Барчинский.

По содержанию вермикулита и гидрофлогопита, пропорциональному содержанию неизмененных слюд в монолитных породах и составляющему в сумме не менее 40%, руды месторождений Красномайской группы близки к богатым рудам всемирно известного североамериканского месторождения Либби (30—95%). Большое сходство отмечается и в качестве тех и других руд, среди которых значительный процент (50—60) составляют руды с гидрофлогопитом марки 300, не соответствующие кондициям действующего ГОСТ. Но, как установлено в ходе экспериментальных исследований, на основе этих руд могут быть получены достаточно хорошие по качеству вермикулитовые изделия.

В Красномайской зоне ультраосновных щелочных пород помимо упомянутых есть целый ряд аналогичных, но почти неизученных массивов, с которыми также могут быть связаны промышленные концентрации вермикулитовых руд.

Ханкайская провинция. Провинция расположена в юго-западной части Приморья, в пределах Ханкайского срединного массива,

представляющего собой крупный блок докембрийских и нижнепалеозойских пород среди складчатых сооружений Сихотэ-Алинской геосинклиналии, по тектоническому строению напоминающий платформу [25].

Все известные в этой провинции месторождения и проявления вермикулита связаны с докембрийскими породами, различающимися, однако, по составу и степени метаморфизма. Месторождения одного типа, примером которых является Татьяновское, приурочены к существенно гнейсово-сланцевым толщам, сложенным высокоглиноземистыми силлиманит-биотитовыми и биотитовыми породами, переслаивающимися с силлиманит-кварцевыми и другими подчиненными им по мощности прослоями кристаллических сланцев. Промышленно интересные участки месторождения локализуются в породах, участвующих в строении мелких синклинальных складок, осложняющих крылья более крупных антиклинальных структур. Биотитсодержащие гнейсы и сланцы здесь состоят обычно на 25—45% из биотита и служат в коре выветривания исходной породой для богатых гидробиотитовых руд. В то же время в участках толщ, тяготеющих к структурам поднятий, содержание биотита резко понижено, до 5—10%, в результате разубоживания его в процессе более интенсивно проявленных в этих зонах явлений гранитизации.

К другому формационному типу относятся многочисленные мелкие проявления гидробиотита, связанные с гнейсово-амфиболитовыми толщами и образовавшиеся в результате достаточно интенсивной гранитизации амфиболитов, в ходе которой до 30—70% амфиболя было преобразовано в биотит. Все известные проявления этого типа — Кировский, Лесозаводский, и другие участки — расположены в протяженной на 150 км метаморфической полосе, которая далеко не везде детально изучена на вермикулит. Возможность обнаружения новых аналогичных проявлений вполне вероятна, однако ожидать крупных концентраций руд нет оснований, так как среди пород метаморфической толщи, претерпевших неоднократный интенсивный ультраметаморфизм, преобладают лейкократовые разновидности. Гидробиотитовые руды проявлений этого типа по качеству и возможности использования без обогащения сходны с рудами Татьяновского месторождения.

Гидробиотитовые руды Татьяновского месторождения, как и проявлений, связанных с гранитизированными амфиболитами, ассоциируют с площадными корами выветривания, имеющими, по данным В. И. Финько и В. А. Тащилкина [101, 108, 110], мезозойский возраст и особенно широко распространенными на породах докембра и палеозоя. В пределах Ханкайского массива, испытавшего после эпохи корообразования наименьшие поднятия, кора выветривания имеет максимальную мощность, составляющую в наиболее сохранившихся участках (под третичными отложениями) 100—150 м. В большинстве остальных участков она является срав-

нительно маломощной (20—25, реже до 40 м) и выражена обычно только низами зоны дезинтеграции.

С корой выветривания связаны месторождения разнообразных полезных ископаемых, которые в зависимости от состава материнских пород и степени сохранности вертикального профиля коры представлены силикатными рудами никеля и кобальта, первичными каолинами, бокситами, минеральными красками, асбестинами и концентрациями гидробиотита. Последние приурочены к каолинит-гидрослюдистой зоне, характеризующейся очень непостоянной мощностью (от 5 до 20 м) и имеющей наибольшие значения в южной части древней метаморфической гнейсово-сланцевой полосы.

Локализация в пределах Ханкайской провинции месторождений и проявлений двух различных формационных типов в разных по составу и характеру метаморфизма породах отчетливо выявляет различия в закономерностях их размещения. В первом случае благоприятными оказываются толщи высокоглиноземистых гнейсов и сланцев с большим распространением среди них меланократовых биотитовых разновидностей, биотит которых сохранился от последующих изменений (гранитизации и мигматизации пород, преобразующей их в лейкократовые гнейсы). Во втором случае, наоборот, благоприятными оказываются достаточно интенсивно гранитизированные породы — амфиболитовые части метаморфических толщ, в которых биотитизация подверглась большая часть амфиболов. При дальнейших поисковых работах на вермикулит этого типа в пределах гнейсово-амфиболитовой полосы метаморфических пород предпочтительное внимание следует уделять амфиболитовым площадям с проявлением в них гранитизации и гранитоидного магматизма с существенно калиевой специализацией (в частности, развитых здесь трещинных многофазных интрузий гранитоидов пермского и мелового времени). Отдельные участки таких площадей могут быть еще более интересными при наличии в них позднепротерозойско-нижнепалеозойских ультраосновных и основных интрузий, в связи с которыми известны проявления хромитов, хризотил-асбеста, магнезита и железа. В них возможна также и вермикулитовая минерализация.

* * *

*

Приведенная в первых главах работы характеристика отдельных формационных типов, групп и провинций вермикулитовых месторождений вскрывает чрезвычайное многообразие геологических факторов, обусловливающих скопления первичных магнезиально-железистых слюд и продуктов их гидратации. Это предопределяет и необходимость раздельного рассмотрения закономерностей размещения выделенных групп, а иногда и отдельных типов месторождений. Такому рассмотрению посвящена следующая глава монографии.

Закономерности размещения месторождений вермикулита

Основной чертой, свойственной всем месторождениям вермикулита, является приуроченность их к корам выветривания пород, обогащенных магнезиально-железистыми слюдами. В связи с этим целесообразно начать характеристику региональных закономерностей размещения этих месторождений с рассмотрения распределения их в корах выветривания (выделив среди последних перспективные на вермикулит типы) и затем перейти к характеристике распределения первичных пород, благоприятных для формирования концентраций исходных для вермикулита магнезиально-железистых слюд.

Региональные закономерности размещения месторождений вермикулита в корах выветривания

Типы и условия образования кор выветривания, благоприятных для формирования месторождений вермикулита. Как явствует из приведенного в предыдущих главах фактического материала, все месторождения вермикулита связаны с каолиновым выветриванием и приурочены к древним корам выветривания сиаллитных геохимических типов, образованных в результате химического разложения изверженных и метаморфических алюмосиликатных пород. Развитие и размещение таких кор выветривания обусловлено многими факторами, главными из которых являются климатические и тектонические, а также состав исходных пород.

Наиболее благоприятными климатическими условиями для их формирования являются, вероятно, условия гумидного субтропического и умеренного климата [93]. В холодном климате выветривание развивается слабо, а в условиях тропического климата преобладает латеритное выветривание.

Роль тектонического фактора оказывается в течение всего периода корообразования. С одной стороны, наличие дизъюнктивных нарушений способствует более глубокому проникновению процессов выветривания, которое развивается тем интенсивнее, чем крупнее нарушения и чем шире распространены они в пределах региона. Вследствие этого в регионах с интенсивно проявленной разрывной тектоникой кроме площадных кор выветривания значи-

тельно развиты коры выветривания линейного или трещинного типа. Такие регионы представляются более благоприятными для формирования и, следовательно, поисков месторождений вермикулита.

С другой стороны, тектоническая активность в период корообразования, выражаясь в резких поднятиях и соответствующем расчленении рельефа, способствует развитию эрозии и денудации и препятствует, таким образом, накоплению и сохранению продуктов выветривания. Наиболее мощные коры формируются при относительно спокойном тектоническом режиме на приподнятых и слабо расчлененных пленках.

Согласно В. П. Петрову [81], наиболее мощное каолиновое корообразование приурочено к раннему мезозою, когда в продолжение достаточно длительного времени условия тектонического покоя и равномерного климата сохранялись на больших территориях. Средняя мощность площадной коры выветривания достигала при этом 100 м, а линейной — 200—300 м. Исследование закономерностей распространения каолиновых месторождений позволило этому автору сделать вывод о повсеместном распространении нижнемезозойской коры выветривания в северном полушарии, а возможно, и в глобальном масштабе. Сохранность этой коры в различных регионах и их частях варьирует в зависимости от дальнейшей мезокайнозойской истории местности. В целом ее распространение имеет отчетливо выраженный пятнистый характер, как это видно, например, на рис. 55. Однако в региональном плане намечается приуроченность участков с наибольшей мощностью этой коры, представляющих собой месторождения каолина, к границам выходов на дневную поверхность палеозойского и докембрийского фундамента мезокайнозойских отложений (рис. 58). Вряд ли можно считать случайным при этом, что целый ряд вермикулитовых провинций (см. рис. 48) совпадает с областями широкого распространения месторождений каолина.

Элювиальные образования других эпох мощного корообразования, из числа выделяемых В. П. Петровым [81], значительно менее перспективны на вермикулит либо в связи с иной геохимической направленностью процессов выветривания (латеритные палеогеновые коры), либо с плохой их сохранностью в результате смыва (палеозойские коры) или метаморфизма (допалеозойские коры). Местные коры выветривания, отличающиеся по возрасту от упомянутых выше, вероятно, имеют подчиненное значение при выявлении региональных закономерностей размещения месторождений вермикулита в связи с локальным характером их развития и обычно малой мощностью.

Представлению о преимущественной перспективности на вермикулит мезозойской коры выветривания в общем не противоречат и приведенные ранее литературные материалы по отдельным регионам. Однако из-за больших трудностей определения времени формирования конкретных кор и возникающих в результате этого неопределенностей, значение возрастного критерия в процессе про-

гнозирования сильно снижается. Более определенным и важным критерием оказывается геохимический тип коры выветривания, устанавливаемый по наблюдаемым в ней минеральным парагенезисам.

При длительно развивающемся выветривании на исходных породах возникает профиль, характеризующийся зональным строением, отражающим последовательные стадии физического и химического выветривания этих пород. По мере перехода от неизмененных к выветрелым слюдосодержащим породам (как в вертикальном разрезе, так и в плане около тектонических нарушений) выделяются следующие зоны: дезинтеграции, гидрофлогопитовая (гидробиотитовая), вермикулитовая и каолинитовая или сунгилитовая.

Зона дезинтеграции, являющаяся продуктом преимущественно физического выветривания, представляет собой крупнощебечатый материал, связанный постепенным переходом с подстилающими монолитными материнскими породами. Входящие в ее состав первичные магнезиально-железистые слюды оказываются затронутыми уже и химическим выветриванием, являясь своего рода индикатором начала этого процесса. Мощность зоны дезинтеграции очень непостоянна и изменяется от 1 до 200, чаще — от 40 до 70 м.

Зона гидрофлогопитовая (гидробиотитовая) в отличие от предыдущей является дресвянистой и песчанистой с небольшим содержанием глинистого материала, образовавшегося в результате проявленного здесь химического выветривания. Последнее выражено главным образом в начинаяющемся выносе из состава первичных слюд калия,

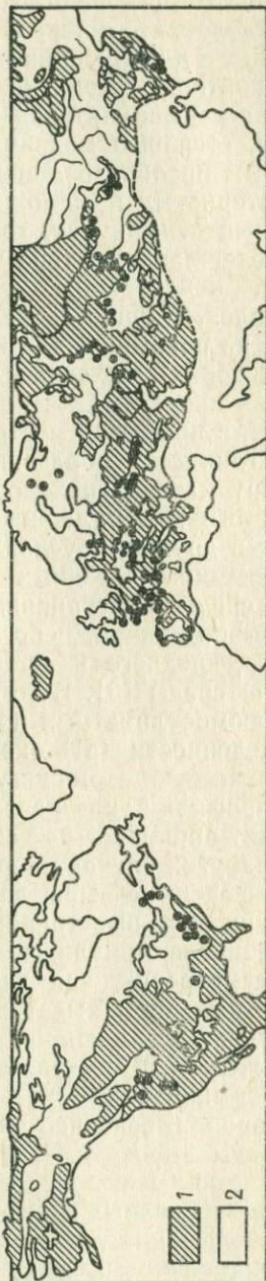


Рис. 58. Расположение важнейших каолиновых месторождений (черные точки) в северном полушарии (по В. П. Петрову [81]).
1 — области развития мезозоя и кайнозоя; 2 — области развития палеозоя и более древних пород, и крупные области Центральной и Южной Азии, Африки, Полярной Америки, где каолиновые месторождения не изучались.

части железа, окисленного до Fe^{3+} , и в привносе гидратированных катионов Ca , Mg , иногда Na . Мощность этой зоны варьирует в тех же пределах, что и первой, составляя для площадных кор в среднем 10—35 м, а для трещинных изменяясь в зависимости от интенсивности развития дизъюнктивных нарушений.

Зона вермикулитовая характеризуется большей, чем гидрослюдистая, степенью механической раздробленности пород и максимальным преобразованием слюд в вермикулит. При этом за счет малофтористых и маложелезистых слюд (флогопитов) возникает типичный вермикулит, тогда как для разновидностей с повышенным содержанием фтора и Fe^{2+} процесс изменения не идет дальше стадий образования смешаннослоистых слюда-вермикулитовых минералов. Мощность вермикулитовой зоны колеблется от 1 до 100 м, не превышая для площадных кор 15—25 м. Иногда (в размытых корах) эта зона в профиле отсутствует.

Зона каолинитовая или сунгулитовая обычно является самой верхней в профиле выветривания. Она представляет собой существенно глинистые образования, полностью утратившие структуру и текстуру материнских пород. Состав преобладающего в этой зоне глинистого минерала, каолинита в одном типе профиля и сунгулита — в другом, обусловлен совокупностью двух основных факторов: составом исходных пород и режимом кислотности — щелочности среды выветривания. Каолинит $\text{Al}_2(\text{OH})_4\text{Si}_2\text{O}_5$ образуется при выветривании небогатых магнием алюмосиликатных пород кислого, среднего и основного состава в условиях кислой ($\text{pH} = 4-7$) среды [3]. В то же время при выветривании магнезиальных алюмосиликатных пород (ультраосновных) в среде повышенной щелочности (pH около 10) вместо алюминия накапливается магний и возникает сунгулит $\text{Mg}_3(\text{OH})_4\text{Si}_2\text{O}_5$. Мощность верхней зоны профиля самая различная. Иногда она достигает 150 м, когда сунгулит проникает на всю глубину трещинной коры выветривания [3], в других случаях верхняя зона в профиле отсутствует.

Приведенные выше данные позволяют кратко сформулировать признаки кор выветривания, благоприятные для промышленных скоплений вермикулитовых руд. Прежде всего следует исключить из рассмотрения, как не имеющие месторождений вермикулита, латеритные коры выветривания, в составе которых продукты выветривания алюмосиликатов представлены гидроокислами алюминия и железа. В составе сиаллитных кор, представляющих интерес при формировании их на обогащенных слюдами алюмосиликатных породах, основное внимание должно быть обращено на средние зоны профиля — гидрослюдистую и вермикулитовую, где химическое выветривание выражается в процессах окисления, гидратации первичных минералов и выносе из слюд в основном щелочей и железа и не доходит до разложения алюмосиликатов на окислы и гидроокислы. Среди широко развитых сиаллитных кор выветривания менее перспективны те, в которых каолинитовая и сунгулитовая зоны имеют повышенную мощность.

Коры выветривания на месторождениях вермикулита различных формационных типов. Во всех известных слюдоносных провинциях размещение перспективных на вермикулит типов кор выветривания подчинено прежде всего размещению материнских слюдоносных пород. Мощность продуктивных зон профиля выветривания зависит от характера тектонической раздробленности пород, интенсивности выветривания и степени сохранности профиля. При этом важно всегда иметь в виду, что, как было показано выше, степень вермикулитизации слюд в процессе выветривания обусловлена не только и даже не столько длительностью и интенсивностью его проявления, сколько железистостью и фтористостью исходных слюд.

Коры выветривания, с которыми связаны вермикулитовые месторождения в комплексах ультраосновных щелочных и основных щелочных пород, формируются в наиболее благоприятных условиях за счет тектонически раздробленных пород, содержащих малофтористые и сравнительно маложелезистые слюды. Вследствие этого они имеют значительное распространение и большую мощность. По морфологии все они являются линейно-площадными и характеризуются полным развитием профиля выветривания. Однако в результате последующего размыва верхние зоны профиля часто уничтожены, а средние редуцированы. Поэтому продуктивными зонами обычно являются гидрослюдистые, которые в площадных корах имеют мощность от 2 до 20, в линейных до 60 м. Вермикулитовая зона на большинстве месторождений присутствует в виде реликтов или не отмечается совсем. В наиболее полном виде она представлена на Ковдорском месторождении, где имеет мощность до 60 м в площадной коре выветривания и до 80—100 м — в линейной. По составу конечных продуктов коры выветривания на месторождениях этих типов являются каолинитовыми, монтмориллонитовыми и сунгулитовыми. Последние характерны в основном для Ковдорского и некоторых других вермикулитовых месторождений Карело-Кольской провинции [3, 102].

Месторождения вермикулита, связанные с гипербазитами складчатых областей, приурочены преимущественно к линейным корам выветривания, развитым вдоль зон разломов, по которым происходило внедрение ультраосновных, основных, а иногда и кислых интрузий, и оперяющих их трещин. В результате масштабы площадного развития этих кор невелики. Еще больше они ограничены для продуктивных на вермикулит зон в корах выветривания, формирующихся на породах, содержащих высокофтористые слюды (Булдымское месторождение, Изумрудные Копи и др.). Продуктивными зонами в профиле выветривания являются, как и на месторождениях, рассмотренных выше, вермикулитовые и (или) гидрофлогопитовые. Мощность их варьирует от 2—7 до 60 м. Глинистые зоны, обычно имеющие реликтовый характер, состоят в основном из каолинита и монтмориллонита, иногда из сунгулита. Мощность их, как правило, не превышает 2 м.

Месторождения вермикулита в комплексах магнезиальных алюмосиликатных и карбонатных пород располагаются в корах выветривания этих пород, имеющих обычно широкое площадное распространение и нередко большую мощность. Однако концентрации слюд, возникших при метасоматическом преобразовании этих пород, в большинстве случаев отражают проявления преимущественно физической стадии выветривания, выражавшегося в их механической раздробленности в измельчении. Химическое выветривание с превращением слюд в типичные вермикулиты не получает развития в силу их высокой фтористости ($F=2,00\div6,70\%$). Такие слюды сохраняются практически неизмененными среди интенсивно выветрелых вмещающих и окружающих их пород, превращенных в различные глинистые продукты. В то же время в тех немногих случаях, когда слюды характеризуются нормальной фтористостью ($F<1\div2\%$), они подвергаются интенсивному химическому выветриванию с преобразованием в типичный вермикулит (Размановское месторождение в Восточном Саяне и отдельные месторождения в существенно флогопитовых провинциях — Слюдянское, Стэнлиビル и Ситарампур). На породах с малофтористым флогопитом развиваются продуктивные площадные коры выветривания, имеющие мощность от 10 до 30 м, а в участках интенсивной тектонической раздробленности — и линейные, уходящие на глубину до 130—160 м.

Коры выветривания на породах гнейсово-амфиболитовых комплексов, с которыми ассоциирует последняя группа вермикулитовых месторождений, характеризуются исключительно большими масштабами развития и обычно очень высокой интенсивностью процессов химического изменения материнских пород, нередко достигающего стадии полной каолинизации. Такие коры широко распространены на Украинском кристаллическом массиве, на Урале и в других регионах. Профиль коры выветривания на месторождениях вермикулита этой группы обычно имеет две основные зоны: дезинтеграции (нижняя) и гидрослюдисто-каолинитовую или гидрослюдисто-монтмориллонитовую. Гидрослюдисто-каолинитовая зона формируется на гнейсах и сланцах кислого и среднего состава, гидрослюдисто-монтмориллонитовая — обычно на сиенитизированных амфиболитах. Каолинит в большинстве случаев является продуктом выветривания преимущественно полевых шпатов, а не слюд. Последние в породах гнейсово-амфиболитовых комплексов представляют собой сравнительно высокожелезистые биотиты ($f_{общ}=44\div77\%$, реже ниже), обладающие очень часто повышенным содержанием Fe^{2+} ($FeO=9\div27\%$). Вследствие этого они с трудом поддаются явлениям вермикулитизации и тем более дальнейшим изменениям химического состава — каолинизации. Слюдам такого состава, как и высокофтористым флогопитам, роль индикатора начальных стадий химического выветривания уже несвойственна. В связи с этим продуктивными на вермикулит зонами в корах выветривания последнего типа являются исключительно

гидрослюдистые, которые всегда в большей или меньшей степени редуцированы в результате последующего размыва. Мощность этих зон в профиле площадной коры выветривания достигает 10—25, линейной — 70 м.

Таким образом, основные закономерности размещения месторождений вермикулита в корах выветривания сводятся к следующему.

1. Все месторождения вермикулита приурочены к древним линейно-площадным корам выветривания сиаллитных геохимических типов, развитым на меланократовых слюдосодержащих породах. В большинстве случаев с той или иной степенью достоверности устанавливается мезозойский (нижнемезозойский) возраст этих кор.

2. Области наибольшего развития и лучшей сохранности таких кор тяготеют к границам выходов на поверхность палеозойских и более древних пород с перекрывающими их мезо-кайнозойскими образованиями.

3. Продуктивными на вермикулит зонами в профиле выветривания являются во всех случаях средние — гидрослюдистые, а для значительной части месторождений и собственно вермикулитовые. В связи с этим наиболее перспективными представляются коры выветривания средней степени сохранности, характеризующиеся сравнительно небольшой мощностью верхних глинистых зон.

4. Повышенной мощностью чаще обладают коры выветривания на месторождениях первой и четвертой групп выделяемых нами формационных типов, однако это скорее не закономерность, а лишь тенденция.

Приведенные выше закономерности размещения вермикулитовых месторождений в корах выветривания свойственны всем или большей части их формационных типов. Знание их, безусловно, является важным при прогнозировании, но, будучи слишком общими, они не могут выступать в качестве главных при поисках месторождений определенной формационной принадлежности с заданными промышленными параметрами (содержание полезного компонента, его качество, масштабы проявления).

Региональные закономерности размещения концентраций первичных магнезиально-железистых слюд

Размещение концентраций слюд в месторождениях формационных типов группы А. Совместное рассмотрение региональных закономерностей размещения объединенных в данную группу месторождений первого и второго формационных типов (см. табл. 2) определяется отмечавшимся выше сходством структурно-геологической позиции вмещающих их слюдоносных комплексов. Различия между ними выступают более отчетливо при рассмотрении закономерностей локального порядка.

Геолого-структурная позиция слюдоносных комплексов и роль тектоники в их размещении. Подавляющее большинство слюдоносных провинций с месторождениями вермикулита рассматриваемой группы формаций располагается на щитах. К их числу относятся Карело-Кольская, Западно-Американская, Восточно-Африканская и Алданская, содержащие крупнейшие по запасам и лучшие по качеству руд месторождения вермикулита. Одна из провинций — Кокчетавская — приурочена к срединному массиву и две — Южно-Казахстанская и Сихотэ-Алинская — к консолидированным складчатым областям.

Общей чертой всех этих структур является жесткость субстрата, реагировавшего на внешние тектонические воздействия образованием крупных разломов и глыбовых перемещений. Для разломов характерна длительность развития и проникновение до глубин мантии [22, 118]. Этим обусловлено пространственное совмещение интрузий различного состава (от ультраосновного и основного до щелочного) и различного возраста вдоль одних и тех же каналов. Указанная специфика глубинных разломов особенно наглядно проявлена на территории Восточно-Африканской провинции, где начавшаяся в докембрии тектономагматическая деятельность продолжается до сих пор. Другим примером является Алданская провинция, в пределах которой известные региональные разломы контролируют размещение многофазных ультраосновных щелочных массивов, варьирующих по возрасту от протерозоя до мезозоя.

Как показало геологическое (с учетом геофизических данных) изучение глубинных разломов [22, 118], среди них выделяется ряд типов, с которыми связано формирование интрузивных комплексов ультраосновных щелочных и основных щелочных пород. Наиболее крупными из них являются глобальные сквозьструктурные Великие Африканские (Восточно-Африканская провинция) и Норвежско-Кольские разломы (Карело-Кольская провинция и аналогичные ей в Швеции и Норвегии). Менее крупные региональные разломы разграничают либо разные структурные единицы (щиты или платформы и консолидированные складчатые области — Алданская, Маймеч-Котуйская и другие провинции), либо в пределах каждой из них — разные по строению блоки (Карело-Кольская, Кокчетавская, Южно-Казахстанская, Сихотэ-Алинская и другие провинции). Отдельные зоны разломов характеризуются целой системой развитых на широкой площади тектонических нарушений с преобладающей выдержанной ориентировкой главных из них и разной направленностью оперяющих их второстепенных разломов. Узлы пересечения тех и других нарушений обычно и служат местами локализации интрузивных тел, сложенных породами рассматриваемых комплексов.

Различные слюдоносные массивы обычно имеют разный набор пород, что находит выражение в составе и масштабах связанных с ними ослюденения. Наиболее благоприятными являются распо-

лагающиеся в пределах щитов массивы с полно проявленной дифференциацией, где присутствуют все или большинство разновидностей пород от ультраосновного (или основного) до щелочного состава (Ковдор, Лулекоп и др.). Менее благоприятны в отношении качества вермикулитовых руд безоливинитовые комплексы пород, примером которых являются существенно пироксенитовые массивы (Барчинский, Кокшаровский, Либби) и особенно щелочно-габброидные (Кулан, Ирису и др.). Обычно эти массивы проявляют более тесную пространственную связь со складчатыми областями и расположены в зонах их сочленения с платформами, в пределах срединных массивов, либо непосредственно внутри консолидированной складчатой области.

Время формирования слюдоносных комплексов. Как показывают известные примеры, проявление магматизма ультраосновного щелочного и основного щелочного состава происходило в самые разные геологические эпохи, начиная от докембрия (позднепротерозойские интрузии восточной окраины Алданского щита — Арбастах, Горное озеро, Ингили и др.) и до наших дней (вулканические конусы в рифтовой зоне Восточной Африки). Однако для слюдоносных комплексов этот диапазон ограничен интервалом примерно от девона до мела. На протяжении этого периода в ряде жестких, в той или иной степени стабилизованных участков земной коры имела место (в связи с байкальскими, каледонскими, герцинскими и киммерийскими этапами орогенеза в соседних складчатых областях) тектоно-магматическая активизация ранее возникших глубинных разломов, которая привела к появлению интрузий ультраосновных щелочных и основных щелочных пород и их последующему ослаждению.

К самостоятельному комплексу основных щелочных пород относится ряд массивов Южно-Казахстанской провинции, образовавшихся в пермский этап герцинского цикла. Они характеризуются широким развитием щелочных габброидов и присутствием также ультраосновных пород (пироксенитов). Не исключено, что слюдоносными окажутся и пока не изученные в этом отношении сходные по ассоциациям породы комплексы девонского (Северный Казахстан и Северный Тянь-Шань) и мелового — палеогенового (Омлонский срединный массив) возраста. Правда, в составе последнего щелочные габброиды (эссекситы, тешениты) количественно подчинены лейкократовым щелочным породам (кринаниты, нордмаркиты, сельвсбергиты и др.). По-видимому, и в этом случае выдерживается подмеченная для ультраосновных щелочных комплексов [41, 118] тенденция преобладающего развития поздних щелочных дифференциаторов среди интрузий более молодого возраста.

Все вышеизложенное вместе позволяет следующим образом сформулировать основные региональные закономерности размещения слюдоносных комплексов ультраосновных щелочных и основных щелочных пород.

1. Для слюдоносных комплексов характерна локализация в стабилизованных структурах земной коры (щиты, платформы, срединные массивы, консолидированные складчатые области и отдельные их участки), в пределах которых они приурочены к глубинным разломам с расположением в узлах пересечения последних с нарушениями второго порядка.

2. Наиболее крупные концентрации магнезиально-железистых слюд свойственны типично платформенным комплексам с полно проявленным набором ультраосновных щелочных и основных щелочных пород. Концентрации наименее железистых слюд, исходных для высококачественного вермикулита и гидрофлогопита, характерны для оливинитсодержащих комплексов. Такие комплексы тяготеют к краевым частям платформ, располагаясь, однако, на более или менее значительном расстоянии (десятки и сотни километров) от соседних складчатых областей.

3. Формирование большинства слюдоносных комплексов имело место преимущественно в палеозое и раннем мезозое, в меньшей мере — в позднем докембрии. В связи с позднемезозойской и кайнозойской эпохами комплексы такого типа пока не известны. Довольно закономерной является связь времени их образования с эпохами складкообразования в примыкающих к платформе геосинклиналях.

Размещение концентраций слюд в месторождениях формационных типов группы Б. При характеристике формаций вермикулитовых руд было показано, что месторождения рассматриваемой группы приурочены к пространственно ассоциирующим между собой, но генетически самостоятельным комплексам резко контрастных по составу пород: ультраосновных и (или) основных, с одной стороны, и кислых (реже щелочных) — с другой.

Поскольку положение слюдопроявлений в регионах развития таких пород обусловлено взаимным расположением тех и других, целесообразно последовательно рассмотреть основные закономерности их локализации в структурах земной коры и выявить зоны наиболее вероятного совмещения.

Временная и пространственная локализация ультраосновных и основных пород в ходе развития складчатых областей. Ультраосновные и основные породы известных вермикулитовых провинций принадлежат к дунит-гарцбургитовой и дунит-пироксенит-габбровой формации. Массивы, с которыми связаны месторождения вермикулита, сложены главным образом гипербазитами первой формации, подчиненное положение занимают габброиды, встречающиеся главным образом в ассоциации с дунитами и пироксенитами и редко образующие самостоятельные массивы (например, меланократовые габбро Каменномогильского месторождения).

Как известно, глубинный ультраосновной и основной магматизм закономерно связан с историческим развитием геосинклиналей и проявляется, по мнению большинства исследователей, главным образом в ранние стадии их эволюции, обычно следуя за из-

лиянием лав спилито-кератофировой формации. На земном шаре выделяются шесть эпох, соответствующих периодам наиболее интенсивного проявления глубинного магматизма: докембрийская, позднепротерозойско-раннепалеозойская (от синия до ордовика), среднепалеозойская (от силура до нижнего карбона), позднепалеозойская (каменноугольная), раннемезозойская (юрская) и мел-палеогеновая. К докембрийской эпохе принадлежат гипербазиты Украинской, Саянской, Восточно-Африканской, Индийской, Японской, Западно-Австралийской, Чешской и других вермикулитовых провинций, к среднепалеозойской — Уральской и Аппалачской. В связи с более молодыми гипербазитовыми эпохами вермикулитовые месторождения не известны.

Особенностью глубинного магматизма является распространение его на большие территории при сравнительно небольшом объеме внедренного материала. Становление гипербазитовых интрузий связано в одних случаях непосредственно с процессами складчатости, завершающей осадконакопление первого ритма, в большинстве других — с более поздними разрывными нарушениями, являющимися по своему характеру глубинными разломами. Тесная пространственная и генетическая связь массивов ультраосновных и часто ассоциирующих с ними основных пород с глубинными разломами обуславливает закономерности их пространственной локализации.

Разломы могут проявляться либо во внутренних областях геосинклинали (по границам геосинклинальных прогибов и геоантиклинальных поднятий), либо по границам разновозрастных складчатых зон, либо в местах сочленения геосинклинальных и складчатых областей со срединными массивами и выступами архейского фундамента. Характерными глубинными разломами первого типа являются разломы в складчатых областях, обрамляющих с юга Сибирскую платформу, а также протяженные на многие сотни и тысячи километров линейные разломы Урала, разделяющие структурно-формационные зоны этой складчатой области. Разломы второго и третьего типа развиты в палеозойских структурах Казахстана и Алтае-Саянской складчатой области. В Восточном Саяне такие разломы отделяют выступ фундамента Сибирской платформы (Кансскую глыбу) от древнекаледонской складчатой области. Многие из этих разломов являются разломами длительного развития, контролирующими разнообразную магматическую деятельность на всем протяжении геологической истории региона. Ширина зон разлома может достигать нескольких десятков, а длина — сотен и тысяч километров.

Интрузии гипербазитов, приуроченные к глубинным разломам, образуют пояса, наиболее отчетливые для палеозойских образований. Среди последних известно четыре планетарных пояса первого порядка: Тихоокеанский, Средиземноморско-Гималайский, Урало-Сибирский и Аппалачский. Протяженность большинства из них свыше 1000 км; Тихоокеанского, например, около 30 000 км. Для

одних поясов характерна почти прямолинейная форма (Аппалачский), для других — дугообразная (Тихоокеанский, Средиземноморско-Гималайский), для третьих — сочетание той и другой (Урало-Сибирский). При общей тенденции омоложения поясов от древних платформ к более молодым геосинклиналям наблюдаются и пояса с разновозрастными гипербазитами (Урал). В пределах каждого планетарного пояса выделяются гипербазитовые пояса второго порядка. В Аппалачах их, по крайней мере, три [111], на Урале насчитывают разное количество, до восемнадцати. Все они тяготеют преимущественно к внутренним частям каледонских и герцинских эвгеосинклиналей и сформировались в ранние этапы их развития — в силуре, в меньшей мере в девоне и карбоне. Исключением является Главный уральский пояс (Платиноносный), приуроченный к разлому, разграничающему эвгеосинклинальную и миогеосинклинальную зоны.

В провинциях с развитыми докембрийскими гипербазитами поясовое распределение последних и приуроченность их к глубинным разломам не всегда отчетливо выражены. Это объясняется, вероятно, теми последующими изменениями, которые эти древнейшие породы и заключающие их структуры претерпели в ходе дальнейшей геологической истории регионов.

Временная и пространственная локализация кислых (щелочных) пород в ходе развития складчатых областей и условия пространственного совмещения их с ультраосновными и основными породами. Как свидетельствует фактический материал, ослюденение ультраосновных и основных пород наблюдается в районах развития ультраметаморфизма и гранитоидного магматизма. Последний в отличие от глубинного ультраосновного и основного магматизма проявляется в средние и поздние этапы развития геосинклиналей или в стадию активизации консолидированных складчатых областей и обычно не обладает какими-либо признаками генетической связи с основной магмой. При этом интенсивность ослюденения находится в прямой зависимости от щелочности гранитов (и, вероятно, связанных с ними растворов) и от соотношения в них калия и натрия. Естественно в связи с этим отсутствие слюдяной минерализации в ультраосновных и основных породах, пространственно ассоциирующих с существенно плагиоклазовыми разновидностями гранитоидов, характеризующихся низким K/Na-отношением. Последние возникают, как известно, на ранних стадиях гранитоидного магматизма или завершают предшествующую ему стадию образования габбровых интрузий.

Явления ослюденения ультраосновных и основных интрузивных пород особенно широко распространены в районах гранитизации, занимающей обычно антиклинальные области в пределах поднятий (Украинская, Уральская, Саянская, Аппалачская, Восточно-Африканская и другие зарубежные провинции). Но в этих случаях, как правило, редко возникают крупные месторождения. С одной стороны, это, вероятно, связано с еще достаточно большой пластич-

ностью гнейсово-сланцевого субстрата, вмещающего тела ультраосновных (основных) пород, вследствие чего в них не возникали расколы и было затруднено проникновение растворов. С другой стороны, причина могла заключаться в сравнительно невысокой концентрации в растворах щелочей, и прежде всего калия, необходимого для образования слюды. Интенсивность метасоматического воздействия такого раствора оказывалась незначительной, и последний захватывал главным образом лишь краевые части тел ультраосновных (основных) пород.

Более широкое развитие ослюденения и более глубокая переработка пород характерны для процесса щелочного метасоматоза, проявляющегося в связи с трещинными интрузиями гранитов в местах повышенной трещиноватости, возникающей обычно в условиях жесткой среды. Наглядным примером, сочетающим оба эти варианта, является Каменномогильское месторождение, ассоциирующее с меланократовыми габброидами архейского возраста. Эти породы в процессе регионального метаморфизма и неоднократной последующей гранитизации подверглись изменениям (рассланцеванию и особенно метасоматозу) только в периферических частях, и настолько слабо, что основная масса темноцветных минералов (пироксенов и амфиболов) оказалась незатронутой биотитизацией. Более интенсивное ослюденение габброидов отмечается в центральной части массива, в участках развития повышенной трещиноватости и пегматитовых жил, связанных с близрасположенным штоком аляскитовых гранитов.

Эти и подобные им граниты, как полагают, внедрились в узлах пересечения разломов, возникших в консолидированном архейском субстрате в раннем протерозое. Тогда же, вероятно, получила развитие и трещиноватость в габброидах с ориентировкой, совпадающей с направлением их более раннего рассланцевания. Другими, близкими к последнему, примерами являются Булдымское месторождение и район Изумрудных копей на Урале, где наблюдается интенсивное ослюденение гипербазитов в связи с трещинными интрузиями лейкократовых микроклиновых гранитов и их жильными дериватами. Мощность слюдитовых оторочек вокруг последних в этих случаях достигает 5—6, а самостоятельных слюдитовых жил — 18—25 м.

Таким образом, все эти примеры иллюстрируют связь интенсивного ослюденения гипербазитов и габброидов с трещинными интрузиями существенно калиевыми гранитами. Формирование таких интрузий в одном случае относится к концу позднеорогенной стадии развития геосинклинали (Булдымское месторождение и Изумрудные копи), в другом — к относительно еще более поздней тектоно-магматической активизации складчатой области (Каменномогильское месторождение). Высокая активность растворов, связанных с формированием трещинных интрузий гранитоидов, обусловлена, вероятно, особенностями состава поздних расплавов и тектоническими условиями становления этих интрузий. Породы,

слагающие трещинные интрузии, являются, по-видимому, производными остаточных расплавов глубоких магматических очагов, для которых характерно повышенное содержание щелочей, в первую очередь калия, и летучих компонентов. В наших примерах это доказывается интенсивным развитием в этих и других границах процессов автометасоматоза, а также присутствием нередко обильного флюорита и высокофтористых слюд.

Внедрение остаточных кислых и щелочных расплавов, происходящее в условиях жесткой среды, сопровождается интенсивным выделением летучих компонентов как из непосредственно внедряющегося расплава, так и из глубоко расположенных магматических очагов. При этом изменение, и в частности ослаждение ультраосновных и основных пород, отнюдь не ограничивается непосредственной зоной контактowego ореола, так как растворы благодаря развитию трещиноватости в породах имеют возможность уходить сравнительно далеко от источника. Каменномогильское месторождение, например, находится в 1,5 км от гранитного массива. Очевидно, с растворами именно такого типа связано и ослаждение Булдынского серпентинитового массива, в пределах которого не отмечено ни гранитных, ни сиенитовых тел, ни их пегматитов, а слюдитовые жилы приурочены к серии субпараллельных тектонических нарушений. Характерно при этом, что слюды данного месторождения обладают повышенной фтористостью (до 3,63% F).

Кроме отмеченных выше явлений ослаждения ультраосновных и основных пород в районах гранитизации и вблизи сравнительно небольших трещинных интрузий гранитов оно имеет развитие также в экзоконтактовых зонах крупных, преимущественно согласных (позднеорогенных) батолитических массивов нормальных плагиомикроклиновых гранитов, располагающихся, как правило, в ядрах брахиантклинальных структур. Этот тип ослаждения по интенсивности своего проявления занимает промежуточное положение между двумя рассмотренными. Примером его может служить Карагайское месторождение и участки ослаждения гипербазитов в восточном экзоконтакте Джабык-Карагайского массива на Южном Урале.

В отличие от слюдопроявлений в районах гранитизации, приуроченных к породам высоких ступеней метаморфизма, слюдопроявления, связанные с трещинными и батолитовыми интрузиями, могут располагаться также и среди пород, претерпевших значительно менее интенсивный метаморфизм. Примерами являются зоны ослаждения к востоку от Джабык-Карагайского и Адуйского массивов и в районе Кацбакского массива (Субутакское месторождение, Южный Урал).

Обобщение приведенного выше фактического материала выявляет следующие основные региональные закономерности размещения концентраций магнезиально-железистых слюд и связанных с ними месторождений вермикулита в гипербазитах и базитах складчатых областей.

1. Все известные месторождения вермикулита приурочены к гипербазитам и базитам докембрийской и палеозойской эпох, в течение которых в пределах многих складчатых областей практически на всех континентах возникли крупные скопления магнезиально-железистых слюд.

2. Наиболее благоприятными для формирования таких концентраций являются регионы симатического типа, подобные Уральской складчатой области и прилегающему к ней Западному Казахстану.

3. Необходимым условием, определяющим возможности формирования месторождений, является наличие участков пространственного совмещения относительно ранних массивов гипербазитов и габроидов с полями гранитизации или с батолитовыми и трещинными интрузиями плагиомикроклиновых и микроклиновых гранитов и, вероятно, щелочных пород.

4. Наиболее перспективны с точки зрения интенсивности и масштабов ослаждения зоны долгоживущих разломов, к которым часто приурочены как ранние интрузии ультраосновного и основного состава, так и поздние тела субщелочных гранитов и щелочных пород. Однако свойственная значительной части слюд этих месторождений повышенная фтористость (до 2,00—2,63% F) служит препятствием для повсеместного развития в них полной вермикулитизации, что сокращает площадь промышленной минерализации, снижает качество вермикулитовых руд, и, таким образом, общую ценность месторождений. Для слюд этой группы характерен парагенезис с изумрудом, минералами тантала, ниobia, олова, молибдена и фтора.

5. Месторождения высококачественного вермикулитового сырья, не являющиеся, однако, в большинстве своем крупными (исключение составляет Карагасское месторождение), развиты в районах гранитизации и в экзоконтактовых ореолах массивов нормальных плагиомикроклиновых гранитов, приуроченных обычно к антиклинальным зонам в пределах поднятий. В этих случаях совмещение ранних и поздних интрузивных образований возможно как в одних и тех же зонах региональных разломов, так и (главным образом) при размещении первых вдоль нарушений, оперяющих глубинные разломы и проникающих в области поднятий. Эта возможность повышается в районах неоднократного геосинклинального развития и интенсивной гранитизации пород предшествующих циклов. Характерными минералогическими особенностями многих из этих месторождений и проявлений являются невысокая фтористость слюд, способствующая их полной вермикулитизации, и парагенезис их с корундом и автофиллит-асбестом.

Размещение концентраций слюд в месторождениях формационных типов группы В. Как известно, месторождения рассматриваемого типа являются главным образом поставщиком высококачественного маложелезистого флогопита. Промышленные концентрации вермикулитовых руд для них не характерны. Однако нали-

чие на некоторых месторождениях или отдельных участках их гидратированных слюд не позволяет относить их к полностью бесперспективным на вермикулит. В связи с этим ниже в кратком виде рассматриваются главные факторы, определяющие размещение этих месторождений.

Геолого-структурная позиция и время формирования слюдоносных комплексов. Флогопитовые месторождения формационных типов третьей группы широко развиты на земном шаре. Они установлены всюду, где распространены характерные для докембрийских метаморфических комплексов магнезиальные алюмосиликатные и карбонатные породы: главным образом на щитах (Алданская [51, 61, 73], Канадская [139, 162], Мадагаскарская [161], Северо-Корейская [67], Индийская [126, 141] и Восточно-Антарктическая провинции), а также в некоторых срединных массивах (Памирская провинция) и во внутргеосинклинальных поднятиях (Прибайкальская провинция [42]). Среди них вермикулитовые месторождения и рудопроявления отмечаются в Канадской (Стэнлиビル), Индийской (Ситарампур) и Прибайкальской (Рудник № 9, Заявка № 6 и др.) провинциях.

Характерна приуроченность комплексов этих пород к областям сводовых поднятий и широкое распространение в большинстве из них разнообразных по составу и характеру образования гранитоидов.

Как показывают многочисленные радиологические определения [90, 126 и др.], формирование слюдоносных комплексов в большинстве структур имело место в интервале 2500—1100 млн. лет. Исключение составляет Прибайкальская провинция, в которой флогопитообразование, по определению рубидиево-стронциевым методом Г. А. Муриной, происходило значительно позже (900—600 млн. лет).

Кроме флогопитовых месторождений, связанных с древнейшими породами и располагающихся в древнейших структурах земной коры, в составе третьей группы формаций нами рассматривается Размановское вермикулитовое месторождение (восточная часть Саянской провинции), характеризующееся достаточно сходным составом слюдоносных пород, но сформировавшееся в иной геологической обстановке. Как отмечалось ранее, это месторождение приурочено к магнезиальным скарнам, возникшим при внедрении раннепалеозойских гранитов в нижнекембрийские доломиты, выполняющие зону внешнего прогиба Салаирской складчатой области.

Литологические особенности слюдоносных комплексов и характер метаморфизма пород. Литологический состав пород слюдоносных комплексов является одним из главных факторов, контролирующих размещение промышленной флогопитовой минерализации. С первых лет изучения флогопитовых месторождений Алдана и Слюдянки была подмечена основная, общая для всех месторождений этого типа закономерность — приуроченность их к метаморфическим толщам, характеризующимся сочетанием алюмосиликатных

и магнезиальных карбонатных пород [51, 61, 73], претерпевших метаморфизм амфиболитовой и гранулитовой фаций. Для продуктивных свит характерны существенно пироксеновые, двупироксено-ые, амфиболовые, биотит-амфиболовые, биотитовые гнейсы и сланцы, а также пироксеновые амфиболиты, мраморы и кальцифиры. Попытки конкретизировать влияние литологического фактора в ходе дальнейшего более детального изучения месторождений привели исследователей к разноречивым суждениям об определяющей роли пород того или иного состава. В результате ни одно из представлений не может объяснить наблюдающееся разнообразие условий локализации различных месторождений.

Пример Размановского месторождения (как и некоторых месторождений Алдана), являющегося наиболее типичным вермикулитовым месторождением в этой группе, показывает возможность образования промышленных концентраций первичных и вторичных (гидратированных) магнезиально-железистых слюд за счет изменения доломитов при формировании сложного комплекса интрузивных гранитоидов.

Закономерности связи слюдоносных зон с гранитоидным магматизмом. Магматический фактор контроля для рассматриваемого типа минерализации занимает одно из ведущих мест. Положение отдельных слюдоносных зон в пределах продуктивных свит строго ограничивается участками распространения гранитоидов [42, 51].

Процесс гранитообразования в районах месторождений характеризуется многократностью проявления и закономерной направленностью. Так, для Алданского района В. А. Рудником [90] выделяется последовательный ряд, характерный и для многих других аналогичных древних структур: 1) раннеорогенный этап глиноzemистых чарнокитов; 2) орогенный этап умеренноокислых гранито-гнейсов; 3) позднесинорогенный этап субщелочных аляскитовых гранитов и гранит-пегматитов.

В большинстве флогопитоносных провинций мира широко распространены все рассмотренные разновидности гранитоидов. Однако для отдельных регионов некоторые из них не характерны. Так, чарнокиты встречаются в ничтожном количестве в Северо-Корейской провинции, до настоящего времени они не обнаружены на Памире и в пределах Слюдянского района Прибайкальской провинции.

В каждом из этих регионов интенсивное флогопитообразование могло иметь место, вероятнее всего, в стадию формирования гранитоидов с достаточно отчетливо выраженной калиевой специализацией, т. е. субщелочных аляскитовых разновидностей. Связь флогопитообразования с субщелочными гранитами подтверждается повышенной фтористостью основной массы слюд (от 2 до 7% F), и это обуславливает бесперспективность на вермикулит кор выветривания, развивающихся на породах таких слюдоносных комплексов.

Наряду с этим известные примеры наличия вермикулитовых месторождений в составе типично флогопитовых провинций позволяют надеяться на возможность выявления новых. Как показывает рассмотрение Размановского месторождения, благоприятные условия для образования малофтористого (менее 0,2% F) и, следовательно, легко гидратируемого флогопита могли создаваться при скарнировании доломитсодержащих толщ на контакте их с интрузивными гранитами. Обедненности слюд фтором могло способствовать при этом извлечение его из растворов сильными минералами-концентриаторами (например, апатитом), кристаллизовавшимися раньше флогопита.

В целом рассмотрение закономерностей размещения слюдоносных комплексов формационных типов месторождений третьей группы не позволяет слишком высоко оценивать перспективы их вермикулитоносности. Представляется маловероятной возможность обнаружения крупных концентраций вермикулита в пределах тех древних структур, для которых характерно широкое развитие среди ультраметаморфических гранитоидов высокофтористых аляскитовых разновидностей. По имеющимся данным в отношении вермикулита относительно более интересны зоны магнезиальных скарнов в складчатых областях, образующиеся при формировании магматических гранитоидов.

Размещение концентраций слюд в месторождениях формационных типов группы Г. Месторождения вермикулита, связанные с названными метаморфическими комплексами, выявлены главным образом в последние годы и к настоящему времени изучены менее других. Но уже само геологическое положение этих месторождений, заключающееся в их приуроченности к прослеживающимся на значительные расстояния толщам, и высокое содержание в рудах полезного компонента являются факторами, благоприятными для обнаружения крупных запасов сырья. С этих позиций представляется необходимым рассмотреть условия локализации метаморфических толщ, перспективных в отношении повышенных концентраций исходных для вермикулита слюд, и возможность возникновения и сохранения последних на разных стадиях регионального метаморфизма и ультраметаморфизма.

Геолого-структурное положение, состав и возраст слюдоносных комплексов. Большая протяженность толщ и пачек слюдоносных пород, представляющих собой составную часть метаморфических и мигматитовых комплексов, является общей характерной особенностью месторождений вермикулита рассматриваемой группы. Вместе с тем месторождения каждого из трех выделяемых здесь формационных типов характеризуются и некоторыми специфическими закономерностями локализации в геологических структурах.

Месторождения первого типа связаны со слоистыми метаморфическими толщами докембрийского и ранне- или среднепалеозойского возраста, содержащими значительный процент амфиболитов, превращенных в процессе гранитизации и сопровождающего ее

гранитоидного магматизма в биотит-амфиболовые и биотитовые гнейсы. Они известны на щитах (Украинский, Канадский, Африканский), в пределах срединных массивов (Ханкайский массив, Канская и Томская глыбы) и геоантклинальных поднятий внутри складчатых областей (Уралтауское, Восточно-Уральское, районы штатов Северная Каролина и Джорджия в Аппалахах). В пределах этих регионов слюдоносные метаморфические комплексы рассматриваемого типа локализуются в основном в брахиформных антиклинальных структурах, осложняющих области поднятий. Протяженность комплексов достигает десятков и сотен километров при колебании среднего содержания биотита в породах от 25 до 70 %.

Месторождения второго типа рассматриваемой группы также ассоциируют с существенно амфиболитовыми толщами, имеющими верхнепротерозойско-нижнепалеозойский возраст и претерпевшими более сложные преобразования. Этот тип включает пока только одно крупное Потанинское месторождение вермикулита, располагающееся в западной части Восточно-Уральского поднятия, в ассоциации с миасцитами и сиенитами. Специфическое геологическое положение пород этого метаморфического комплекса заключается в приуроченности его к области сильного бокового сжатия, проявившегося в узкой зоне непосредственного смыкания Уралтауского и Восточно-Уральского поднятий. Слюдитовые породы этого комплекса, прослеживающиеся по простирианию на десятки километров в чередовании с нефелиновыми и щелочными сиенитами, сформировались в процессе фенитизации (сиенитизации) предварительно гранитизированной гнейсово-амфиболитовой толщи.

И наконец, для собственно метаморфических месторождений, подобных Родионовскому на Украине, Татьяновскому в Приморье и Зруче-Сазава в Чехословакии, характерна приуроченность к архейским высокоглиноzemистым меланократовым гнейсам и сланцам первично-осадочного происхождения, развитым на щитах и в срединных массивах. Эти породы, обычно участвующие в строении синклинальных складок, прослеживаются по простирианию на десятки километров. Среднее содержание биотита в них, как правило, не ниже 25 %, а нередко составляет 35—40 %.

Метаморфическая зональность и место в ней слюдоносных комплексов. На всех месторождениях рассматриваемой группы возникновение крупных концентраций исходных для вермикулита слюд связано с процессами регионального метаморфизма и ультраметаморфизма. Однако для месторождений разных групп эта связь проявлена по-разному. Так, на собственно метаморфических месторождениях образование слюд и содержащих их меланократовых гнейсов и сланцев (существенно биотитовых с гранатом, ставролитом, силлиманитом) происходит одновременно, соответствствуя в основном эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой, иногда гранулитовой фациям метаморфизма первично-осадочных высокоглиноzemистых отложений. Сравнительно слабое проявление по-

следующих процессов гранитизации обеспечивает сохранение возникших слюдяных концентраций. Высокоглиноземистые меланократовые биотитовые гнейсы и сланцы, пользующиеся широким развитием в пределах Украинского щита, Ханкайского и Чешского срединных массивов, прослеживаются в виде протяженных и мощных полос среди обширных полей интенсивно гранитизированных и мигматизированных пород.

Месторождения вермикулита, связанные с комплексами амфиболитов, особенно широко развиты в районах их гранитизации и сиенитизации, а также kontaktового метаморфизма в ореолах интрузивных образований. Из них первые представляются наиболее перспективными, поскольку их формирование сопряжено с процессами регионального метаморфизма и ультраметаморфизма, проявляющихся на больших территориях.

Как известно, процессы метаморфизма неразрывно связаны с геотектоническим режимом каждой структурно-фациальной зоны на протяжении всей истории ее формирования начиная от стадии погружения и ранней конседиментационной складчатости и кончая орогенной стадией и этапами активизации кристаллического фундамента [70]. Иными словами, разным стадиям «зрелости» структурно-фациальных зон отвечают определенные геолого-генетические типы регионального метаморфизма. В связи с этим при оценке перспектив слюдоносности метаморфических комплексов важно выявить в пределах структурно-фациальных зон участки, по характеру (типу и ступени) метаморфизма наиболее благоприятные для появления в них крупных скоплений слюд и их последующего сохранения. Такие участки занимают вполне определенное положение, будучи приурочены к областям проявления калиевої стадии ультраметаморфизма, пространственно тяготеющим к брахиформным антиклинальным структурам поднятий. По периферии от них располагаются участки, для которых характерно постепенное падение степени метаморфизма, вплоть до разных степеней зеленосланцевой фации. Линейная метаморфическая зональность достаточно отчетливо выражена в палеозойских структурах (например, в Уральском складчатом поясе), тогда как в архейских и протерозойских (щиты, срединные массивы) она обычно имеет пятнистый характер.

В некоторых случаях слюдоносные породы локализуются не в центральных, а в краевых частях гнейсовых комплексов, на границе их со слабо метаморфизованными толщами. В таких случаях формирование слюдоносных пород связывается с процессами поздней гранитизации и kontaktового метаморфизма в ореоле так называемых «мagma-массивов», располагающихся в тектонически ослабленных шовных зонах, разграничающих различно метаморфизованные комплексы пород [70]. Пространственная и генетическая ассоциация слюдоносных гнейсово-амфиболитовых комплексов с «мagma-массивами», являющимися сложным продуктом процессов гранитизации и реоморфизма, устанавливается, напри-

мер, в пределах метаморфической полосы восточного склона Урала (Чашковский, Увильдинский, Чебаркульский, Осиновский и другие массивы). Очевидно, что подобные ассоциации гнейсово-амфиболитовых комплексов с «магма-массивами» в других провинциях симатического типа могут также оказаться перспективно слюдоносными.

Приведенный выше материал позволяет сделать следующие выводы.

1. Все месторождения вермикулита в слюдоносных гнейсово-амфиболитовых и гнейсово-сланцевых комплексах связаны с породами докембрийского и реже раннепалеозойского возраста.

2. Слюдоносные породы в составе метаморфических комплексов возникают либо при региональном метаморфизме высокоглиноземистых первично-осадочных отложений, либо при ультраметаморфизме существенно амфиболитовых толщ.

3. Высокоглиноземистые слюдоносные гнейсы и сланцы развиты в пределах щитов и срединных массивов, а также геоантклинальных поднятий складчатых областей, где они тяготеют к местным синклинальным структурам. Для них характерен метаморфизм в эпидот-амфиболитовой, амфиболитовой, реже гранулитовой фациях. Решающим условием сохранения слюдяных концентраций в гнейсовых и сланцевых комплексах является отсутствие или слабое проявление в них процессов ультраметаморфизма, приводящего к «разубоживанию» слюд.

4. Слюдоносные комплексы в составе существенно амфиболитовых толщ распространены на щитах, в срединных массивах и внутри геоантклинальных поднятий. В пределах этих структур к наиболее благоприятным относятся районы проявления метаморфизма, ультраметаморфизма и магматизма орогенной стадии и (или) этапов активизации кристаллического фундамента. С этими процессами связано возникновение зональных метаморфических комплексов, располагающихся в основном в брахиформных антиклинальных структурах, осложняющих области поднятий. При этом слюдоносные породы локализуются в зоне проявления калиевой стадии ультраметаморфизма, смежной с зоной лейкократовых пород гранитного или сиенитового состава.

5. Слюдоносные комплексы, ассоциирующие с «магма-массивами», располагаются в тектонических шовных зонах, разграничивавших породы, претерпевшие ультраметаморфизм и не затронутые им. Масштабы слюдяной и вермикулитовой минерализации таких комплексов в настоящее время не вполне ясны из-за слабой изученности их в этом отношении.

Локальные закономерности размещения месторождений вермикулита

Кроме региональных закономерностей, контролирующих размещение вермикулитовых провинций, вермикулитодержащих слюдоносных комплексов и отдельных месторождений вермикулита, при

поисково-разведочных работах и промышленной оценке последних должны приниматься во внимание также закономерности, обусловливающие размещение рудных тел в пределах отдельных месторождений.

Размещение рудных тел в месторождениях формационных типов группы А.

Локализация слюдяной минерализации в пределах массивов в зависимости от их строения. В массивах ультраосновных щелочных пород и щелочных габброидов присутствие слюды характерно для всех или большинства разновидностей пород, однако промышленные скопления ее наблюдаются только в определенных зонах. Количество и размещение таких зон в массивах, а также обогащенность их слюдой обусловливаются площадным распространением ультраосновных пород и щелочных габброидов, интенсивностью их метасоматической переработки, наличием и особенностями размещения дизъюнктивных нарушений. В общем плане зоны интенсивного ослаждения пород, нередко сложно построенные, тяготеют к кольцевым или линейным тектоническим нарушениям, по которым контактируют ультраосновные и основные породы со щелочными породами и карбонатитами.

Как уже отмечалось выше, в пределах изученного лучше других Ковдорского месторождения [102] основные промышленные концентрации флогопита и вермикулита локализуются в северной полукольцевой зоне разлома, располагающейся в оливинитах вблизи интрузивных щелочных пород (ийолит-уртитов и туриятов). Кроме этой зоны крупные концентрации вермикулита (гидрофлогопита) установлены в южном контакте оливинитов с ийолит-мелтейгитами, где они связаны с корой выветривания слюдитов и слюдяно-пироксеновых пород, состоящих в основном из мелкочешуйчатой слюды с повышенной железистостью ($f_{общ} = 17 \div 25\%$). Меньшие по масштабам развития слюдитовые участки распространены в меридиональной зоне разлома, пересекающего центральную часть Ковдорского массива, где они образуют оторочки на контакте оливинитов с многочисленными дайками сиенитов. К этим слюдам близки оторочки в щелочных породах на контакте с карбонатитами.

Аналогичная локализация слюдоносных зон вдоль кольцевых и линейных тектонических нарушений характерна и для других массивов Карело-Кольской и близких к ней провинций. Так, в Инаглинском массиве вся промышленная слюдяная минерализация сосредоточена исключительно в зоне внутреннего кольцевого разлома, разграничитывающего древнее дунитовое ядро и более молодые щелочные породы периферической части. При этом наиболее ценные в промышленном отношении слюдиты (не только вермикулитовые, но и флогопитовые) приурочены к kontaktам дунитов с диопсид-ортоклазовыми пегматитами, внедрившимися в узлах пересечения кольцевых и радиальных нарушений [54, 55].

В Кокшаровском массиве, представляющем собой типичную трещинную интрузию линейного типа, развитию ослюденения в пироксенитах при внедрении в них даек нефелиновых сиенитов способствовали сколовые трещины, контролирующие размещение основных концентраций гидрофлогопита и в коре выветривания [38].

В ряде случаев, как в Салланлатвинском массиве, ослюденение развивается на контакте щелочных пород с карбонатитами и наблюдается вдоль него как в первых (в зоне шириной 150—180 м), так и в последних (50—60 м). В массивах Шава и Дорова (Южная Родезия) слюдяная минерализация установлена в фенитах, на контакте их с карбонатитами и ийолитами [154].

Влияние состава пород на состав слюдяной минерализации. Магнезиально-железистые слюды в месторождениях ультраосновных щелочных и основных щелочных комплексов очень широко варьируют по составу, и прежде всего по железистости ($f_{общ} = 9 \div 38$, иногда до 53%), что находится в прямой зависимости от состава вмещающих их пород, с формированием которых связано слюдообразование. Наименее железистые слюды, определяющиеся в соответствии с общей железистостью как нормальные флогопиты ($f_{общ} = 9 \div 14\%$), свойственны оливинитам и перидотитам. Крупные скопления таких слюд на некоторых месторождениях являются объектом добычи флогопита. Так, на Ковдорском месторождении образование промышленных концентраций крупнопластинчатого флогопита ($f_{общ} = 13 \div 14\%$) связывается с воздействием на оливиниты растворов, следующих за внедрением ийолит-уритов и турьяитов [102]. В то же время флогопит, образовавшийся в тех же оливинитах при участии растворов, связанных с ийолит-мельтейгитовым расплавом, пока не находит применения в промышленности как из-за мелкочешуйчатости, так и повышенной железистости ($f_{общ} = 17 \div 25\%$). Этот флогопит, как уже отмечалось, является исходным материалом для образования вермикулита и гидрофлогопита в зоне гипергенеза.

Флогопит, близкий по железистости к ковдорскому, характерен для оливин-диопсидовых пегматоидных пород Лулекопского и дунитов Инаглинского месторождений ($f_{общ} = 9 \div 15\%$). Более железистым является флогопит в пироксенитах Лулекопского, а также Вуориярвинского и Африканского месторождений ($f_{общ} = 13 \div 18\%$) и особенно в пироксенитах, отличающихся повышенным содержанием железа и титана. В последних (Кокшаровское, Барчинское, Красномайское месторождения) наряду с флогопитом присутствует и биотит ($f_{общ} = 17 \div 38$, иногда до 58%). По-видимому, близкими к этой последней группе являются и слюды южноказахстанских месторождений Ирису, Кулан и Жиланды, приуроченных к щелочным габброидам, но пока еще мало изученных.

Флогопит, известный в связи со щелочными породами и являющийся обычно мелкочешуйчатым, также довольно широко варьирует по железистости. Наименее железистый флогопит приурочен к турьяитам ($f_{общ} = 13 \div 16\%$) и мелилитовым породам ($f_{общ} = 15 \div$

$\div 20\%$) Ковдорского месторождения. В породах уртит-мелтьгитового ряда он всегда более железистый ($f_{общ}=31 \div 47\%$), переходный к биотиту ($f_{общ}=35\%$). Концентрации такого флогопита установлены на Ковдорском и Салланлатвинском месторождениях, в меньшем количестве на Озерной Вараке.

Размещение вермикулитовых руд разного состава и качества в коре выветривания продуктивных пород. Особенностью размещения вермикулитовых руд в месторождениях рассматриваемой группы является приуроченность их к вермикулитовой и гидрофлогопитовой зонам профиля коры выветривания, формирующейся на существенно флогопитовых породах и характеризующейся, как правило, полнотой развития. Наиболее полный профиль, состоящий из следующих зон (в порядке изменения пород при выветривании): дезинтеграции, гидрофлогопитовой, вермикулитовой и сунглутитовой или каолинитовой — устанавливается обычно на апоаливинитовых, аподунитовых и апоперидотитовых слюдитовых метасоматитах (Ковдорское месторождение). Такая зональность наблюдается как в вертикальном разрезе, так и в плане, с симметричным расположением зон относительно тектонических нарушений. При этом следует подчеркнуть, что развитие линейных или трещинных кор выветривания особенно характерно для районов, где формирование месторождений начинает с самых ранних этапов происходит в условиях жесткой консолидированной среды, реагирующей на все тектонические напряжения появлением в ней разломов и связанных с ними систем оперяющих крупных и мелких разрывных нарушений.

Основное различие между профилями выветривания площадного и линейного типа заключается в большей мощности в последнем зон химического выветривания и редуцированности зоны дезинтеграции. Так, если в площадной коре выветривания мощность вермикулитовой зоны колеблется для Ковдорского, например, месторождения от 1—2 до 30—60 м, то в линейной она достигает 80—100 м. В связи с интенсивностью химического выветривания в линейных корах их центральные зоны являются неблагоприятными для поисков вермикулитовых руд, которые оказываются здесь полностью сунглутизированными (Ковдорское месторождение) или каолинизированными (Кокшаровское, Инаглинское месторождения).

На большинстве других месторождений вермикулита, ассоциирующих с пироксенитами и щелочными породами, в профиле коры выветривания устанавливаются преимущественно две, реже три нижние зоны, из которых продуктивная представлена гидрофлогопитовой или гидробиотитовой в зависимости от состава первичных слюд и содержащих их пород (Либби, Барчинское и Красногорское месторождения). При этом следует иметь в виду, что отсутствие верхних зон в профиле не всегда является следствием недостаточно интенсивного развития выветривания или последующей эрозии. Оно может быть обусловлено и устойчивостью к про-

цессам выветривания первичных слюд, в связи с чем должны учиться особенности химического состава последних.

Установленная обратная зависимость степени гидратации (вермикулитизации) слюд от содержания в них Fe^{2+} и фтора позволяет по количеству этих элементов в первичных слюдах «предсказывать» состав продуктов их гидратации и, таким образом, заранее наметить участки локализации руд с разным качеством вермикулитового сырья.

В соответствии с совокупно использованными данными химического и количественного рентгенографического анализа по первичным и вторичным слюдам из основных месторождений рассматриваемой группы, рудные тела этих месторождений могут быть разделены на две группы: 1) существенно вермикулитовые и гидрофлогопитовые с содержанием в гидрофлогопите не менее 30—50% вермикулитовых слоев и 2) существенно гидрофлогопитовые и гидробиотитовые с содержанием в смешаннослоистых минералах обычно 30—50, реже 5—10% вермикулитовых слоев. Рудные тела первой группы ассоциируют в основном с корами выветривания, формирующими на флогопитизированных оливинсодержащих ультраосновных породах (Ковдорское, Инаглинское, Лулекоп), реже на пироксенитах (Вуориярви). Вермикулит и гидрофлогопит в них образуется за счет нормальных и железистых флогопитов ($f_{\text{общ}} = 9 \div 15$ и $17 \div 31\%$). Рудные тела второй группы локализуются в ослюденелых пироксенитах с повышенной железистостью (Кокшаровское, Барчинское, Красномайское) или в щелочных породах (Салланлатвинское) и формируются за счет пород, содержащих железистый флогопит и биотит ($f_{\text{общ}} = 17 \div 53\%$).

По содержанию фтора слюды подавляющего большинства рассматриваемых месторождений являются малофтористыми ($F = 0,00 \div 0,95\%$). Исключение представляют некоторые флогопиты Кокшаровского месторождения, содержащие иногда до 1,78% F [38]. Вероятно, этим в значительной мере объясняется, что для части рудных тел этого месторождения, сформировавшегося за счет сравнительно маложелезистых слюд ($f_{\text{общ}} = 22 \div 38\%$), характерно невысокое качество сырья, основу которого составляет гидрофлогопит с 5—10% вермикулитовых слоев.

Подводя итог рассмотрению особенностей локализации промышленных скоплений первичных слюд и вермикулита в массивах ультраосновных щелочных и основных щелочных комплексов пород, следует подчеркнуть наличие таких основных закономерностей.

1. Массивы с преобладающим развитием оливинсодержащих ультраосновных пород и участки развития таких пород внутри массивов представляют наибольший интерес с точки зрения присутствия в них комплексной флогопит-вермикулитовой минерализации. Ассоциация пироксенитов и щелочных габброидов с ийолит-мельтейгитами или сиенитами служит указанием на присутствие относительно железистых первичных слюд, которые интересны лишь

в коре выветривания как источник вермикулитового сырья, отличающегося более низким качеством, по сравнению с таковыми в оливинсодержащих породах.

2. В пределах массивов наиболее благоприятными участками промышленного ослюдения являются зоны кольцевых и линейных тектонических нарушений в ультраосновных породах и щелочных габброидах, близ контакта их со щелочными породами. Вдоль этих зон меланократовые породы подвергались не только интенсивному ослюдению, но и выветриванию, приводящему к наиболее совершенной гидратации слюд на большую глубину.

3. На месторождениях, где ультраосновные породы отсутствуют, ослюдение локализуется в приконтактовой зоне щелочных пород и карбонатитов, распространяясь в те и другие (массивы Салланлатвинский и Дорова).

4. Продуктивными зонами в профиле выветривания большинства месторождений рассматриваемого типа являются вермикулитовая и гидрофлогопитовая, иногда та и другая, реже гидробиотитовая.

Размещение рудных тел в месторождениях формационных типов группы Б. Специфика проявления ультраосновных (основных) и кислых пород в складчатых областях, заключающаяся в разновременности их образования и редкой пространственной совмещенностии, обусловливает специфику размещения связанных с ними концентраций первичных слюд и образующихся за их счет в коре выветривания месторождений вермикулита. Рассмотрим особенности локализации тех и других.

Локализация слюдитовых тел в пределах массивов. Ослюдение массивов ультраосновных и основных пород, наблюдаемое в районе развития гранитизации и мигматизации, а также в экзо-контактовых ореолах кислых или щелочных интрузий, обычно контролируется характером распространения тектонических нарушений. Одни из этих нарушений фиксируются зонами рассланцевания пород и иногда приуроченными к этим зонам жилами аплитов и пегматитов, другие — разломами с оперяющими их трещинами. Разломы обычно служат вместилищем тел гранитов и даек кислого и основного состава, в оперяющих трещинах локализуются пегматиты или кварцевые жилы.

Нарушения первого типа, обычно более мелкие и широко развитые в районах гранитизации и мигматизации, редко сопровождаются значительным ослюдением ультраосновных и основных пород, захватывающим, как правило, только краевые части тел. Несколько более интенсивное ослюдение в этих районах наблюдается в связи с пегматитами или аплитами, инъецирующими вмещающую массивы гнейово-мигматитовую толщу и проникающими по зонам рассланцевания внутрь массивов (см. рис. 13). Максимальная мощность слюдяных оторочек вокруг пегматитов достигает 1—2 м (Андреевское месторождение), чаще она не превы-

шает 10—15 см (вермикулитовые проявления в антофиллит-асбестовых месторождениях восточного склона Урала и Мугоджар).

Нарушения второго типа, более поздние, рассекают массивы на блоки, параллельные направлению рассланцевания пород массивов и вмещающих толщ и поперечные или диагональные, разбивающие блоки на глыбы; они получают развитие в условиях более жесткой среды. К таким нарушениям в пределах Карагасского массива, например, приурочены пегматиты (см. рис. 15 и 16), являющиеся жильными дериватами соседнего крупного массива гранитоидов, с формированием которых, по-видимому, и связано интенсивное ослюдение гипербазитов (слюдитовые залежи длиной до 600 и мощностью до 100 м).

Такие разломы в районе Борзовского гипербазитового массива служили путями внедрения нормальных биотитовых гранитов и субщелочных микроклиновых аплитов, с которыми связано образование корунда и слюдитовых оторочек (10—15 см).

С разломами в районе Караганского месторождения вермикулита связано развитие в породах массива многочисленных трещин, согласных и секущих сланцеватость вмещающих пород. К тем и другим приурочены плагиоклазовые, плагиомикроклиновые и существенно микроклиновые пегматиты, среди которых более древние являются согласными, а более молодые как согласными, так и секущими. Слюдитовыми оторочками (от 1—2 см до 0,7—2,0 м) окружены преимущественно согласные и, как правило, более крупные плагиомикроклиновые и микроклиновые пегматиты. Гнезда, линзы и прожилки слюдита такой же мощности наблюдаются и внутри пегматитовых тел. Вследствие интенсивной трещиноватости серпентинитового массива метасоматические слюдосодержащие породы занимают до 80% его площади.

Промышленное ослюдение габроидов Каменномогильского массива контролируется участками распространения в них аплитов, аляскитовых и бескварцевых микроклиновых пегматитов, даек андезитов, диабазов и порfirитов, выполняющих трещины, согласные с гнейсовидностью вмещающих пород и рассланцованныстью пород массива. Зоны ослюдения не привязаны непосредственно к контактам с жильными телами.

Во всех приведенных выше примерах тектонический контроль оруденения сопровождается магматическим, что позволяет получать представление об источнике слюдообразующих растворов. В ряде других случаев их сочетание не является таким очевидным. Так, на Булдымском месторождении ослюдение представляет собой серию слюдитовых жил мощностью 1—25 м, выполняющих три тектонически ослабленные зоны в серпентинитах массива вне связи с какими бы то ни было интрузивными и жильными образованиями. Косвенные геологические данные указывают на связь ослюдения, с одной стороны, с «подстилающими» Булдымский массив миасцитами, с другой — с амазонитовыми пегматитами, локализующимися в таких же, как слюдитовые жилы, трещинах, но

за пределами массива и являющимися производными поздних трещинных интрузий гранитов.

Таким образом, локализация слюдяного оруденения в гипербазитовых и габброидных массивах обусловливается характером развития в них разрывных нарушений, служивших путями поступления расплавов и связанных с ними щелочных растворов. При этом масштабы и интенсивность ослаждения зависят не только от интенсивности развития этих нарушений и расположения их в массивах, но и от состава пород, с формированием которых связано проявление слюды. Ослаждение, наблюдающееся на широкой площади в районах распространения гранитизированных и мигматизированных пород, как правило, не бывает интенсивным. И напротив, оно оказывается более концентрированным в экзоконтактовых ореолах трещинных интрузий гранитов и их пегматитов, являющихся, как и сопровождающие их растворы, производными остаточных, богатых щелочами и летучими гранитных магм.

Метасоматическая зональность и место в ней флогопит-вермикулитовой минерализации. Метасоматическая зональность является важнейшей закономерностью строения вермикулитовых месторождений, располагающихся в оливинсодержащих ультрабазитах. При этом состав зон, мощность и количество обусловливаются их геологической позицией и составом взаимодействующих пород и растворов. Наиболее полная зональность с хорошо выраженной мощной слюдитовой зоной наблюдается в серпентинитах в контактах с аляскитовыми или лейкократовыми гранитами, субщелочными и щелочными пегматитами (Будымское и Караганское месторождения, Изумрудные копи, месторождения Северной Каролины, Чатра в Индии). Специфика состава растворов, обогащенных щелочами и летучими фтористыми соединениями, находит выражение в характерном минеральном парагенезисе, свойственном этим месторождениям. На каждом из них широкое распространение имеют высокофтористые разновидности флогопита и апатита, на некоторых развиты также молибденит, топаз, флюорит (Изумрудные копи, Вежна в Западной Моравии и др.).

Зональность этих месторождений выражается сменой пегматитового или плагиоклазитового ядра (мощность его от 0,1 до 2,5 м, иногда оно отсутствует) флогопитовым слюдитом (0,5—25 м), затем актинолитом (0,1—0,4 м), хлоритом (0,1—2,0 м) и тальком (0,1—0,8 м), примыкающим к оталькованным и карбонатизированным серпентинитам. Кроме собственно слюдитовой зоны флогопит присутствует, и нередко в промышленных количествах, в смежных с ней пегматитах, актинолитовых и тальк-карбонатных породах (до 50—70%), которые являются вследствие этого рудой на вермикулит (см. рис. 14).

Зональность, близкая к рассмотренной, отмечается в серпентинитах на контакте с аплитами и пегматитами, распространенными в районах гранитизации — сиенитизации и в экзоконтактовых орео-

лах массивов плагиомикроклиновых гранитов и щелочных пород. Отличие последнего типа зональности от ранее рассмотренного заключается нередко в полном отсутствии актинолитовой и хлоритовой зон либо в развитии этих минералов в тальковой и слюдитовой зонах. Кроме того, часто вместо актинолита (или резко преобладая над ним) присутствует антофиллит, антофиллит-асбест, а с жильными плагиоклазитами ассоциирует корунд. Каждый из двух последних минералов обычно является ведущим полезным ископаемым в метасоматитах такого типа. При этом в одних случаях флогопитовая и антофиллит-асбестовая минерализация проявляются одновременно, в большинстве других — флогопитовая накладывается на антофиллит-асбестовую.

Специфика геологических и минералогических особенностей проявлений вермикулита, сопровождающих корундовую минерализацию, заключается в их пространственной и, вероятно, генетической связи со щелочными и нефелиновыми сиенитами (Борзовское и Каслинское месторождения на Урале, ряд месторождений восточных штатов Северной Америки, Канады и Индии). Формированию сиенитов во всех этих районах обычно предшествовали процессы гранитизации и внедрение плагиоклазовых и нормальных биотитовых гранитов. Особенностью химического состава исходных для вермикулита слюд в корундовых месторождения является их повышенная глиноземистость.

Зональность не характерна для месторождений вермикулита, связанных с безоливиновыми гипербазитами (пироксенитами) и габброидами, что обусловлено, по-видимому, меньшей контрастностью состава взаимодействующих в данном случае пород и растворов. На этих месторождениях ослюденение, являющееся флогопит-биотитовым, развивается по предварительно амфиболизированным рассланцеванным породам, превращенным в краевых частях тел в различные амфиболовые сланцы (Субутакское и Каменномогильское, частично Карагасское месторождения в СССР, некоторые месторождения Южной Каролины, Индии, Австралии).

По морфологии слюдитовые тела в пироксенитах и габброидах более разнообразны, чем в оливинсодержащих гипербазитах. Правильные по форме жилы редки, более обычны линзо- и жилообразные тела и неравномерно рассеянная вкрапленность, распространенные обычно на значительной площади массивов.

Знание морфологических особенностей строения рудных тел вермикулитовых месторождений позволяет правильнее оценивать их масштабы и выделять участки высококачественных руд с высоким содержанием вермикулита. Наиболее перспективными в промышленном отношении являются месторождения типа Карагасского, характеризующиеся благоприятным сочетанием пород, подвергающихся ослюденению. Одни из этих пород (гипербазиты с оливином и высокомагнезиальным ромбическим пироксеном) обеспечивают хорошее качество руд с высоким содержанием в них полезного компонента, другие (магнезиальные алюмосиликатные поро-

ды — пироксениты и габбро) — более широкое распространение оруденения по площади и, следовательно, более крупные масштабы месторождений.

Положение вермикулитовых руд разного состава и качества в профиле коры выветривания. Постоянная роль разрывной тектоники, контролирующей размещение ультраосновных, основных, кислых и щелочных пород и связанных с ними слюдитовых метасоматитов, продолжает сказываться и в условиях выветривания этих пород, способствуя формированию и интенсивному развитию линейных или трещинных кор.

На всех известных месторождениях вермикулита рассматриваемой группы устанавливается сравнительно незначительная по мощности площадная кора выветривания (6—10 м), углубляющаяся в зонах тектонических нарушений до 30—40, иногда до 70 м. При этом состав продуктивных на вермикулит зон зависит главным образом от химического состава первичных слюд апогипербазитовых и апогаббровых метасоматитов, и прежде всего от содержания в этих слюдах Fe^{2+} и фтора.

По химическому составу первичные слюды в основной своей массе соответствуют малофтористым нормальным и железистым флогопитам (слюды из оливинсодержащих гипербазитов с $F=0,0\div0,2\%$ и $f_{\text{общ}}=10\div36\%$), реже — биотитам (часть слюд из пироксенитов и габбро, имеющих $f_{\text{общ}}$ до 44%). Исключение составляют высокофтористые флогопиты некоторых месторождений (слюды Булдынского месторождения с $F=0,0\div3,63\%$ и Изумрудных копей с $F=0,0\div2,0\%$). Специфической особенностью состава биотитов ряда месторождений является повышенное содержание в них Fe^{2+} . Так, в биотитах Каменномугильского месторождения $\text{FeO}=13\div15\%$, т. е. вдвое выше по сравнению с биотитами Субутакского месторождения, в которых $\text{FeO}=6\div7\%$.

В соответствии с этим на породах, содержащих слюды различного состава, формируется профиль выветривания, характеризующийся разным составом и неодинаковой мощностью продуктивных зон. В профиле, развивающемся на породах с малофтористым флогопитом, продуктивными зонами являются главным образом вермикулитовая и резко подчиненная ей по мощности гидрофлогопитовая (Андреевское, частично Булдымское и Карапасское месторождения). На породах с высокофтористым маложелезистым флогопитом продуктивная зона состоит существенно из гидрофлогоита, содержащего, как правило, не более 20% вермикулитовых слоев (5, 10, 15 или 20% в зависимости от количества фтора в первичной слюде (Булдымское месторождение, Изумрудные копи), к которому примешивается иногда и совсем неизмененная слюда. Полнота развития профиля, завершающегося глинистой зоной, в данном случае достигается за счет преобразования в сунгулит или каолинит главным образом неслюдистых минералов (оливина, пироксена, полевых шпатов).

Существенно гидрофлогопитовый состав, но с гидрофлогопитом более высокого качества (30 и 50% вермикулитовых слоев), и большую мощность (не менее 20—25 м) имеет продуктивная зона на апопироксенитовых слюдитах, содержащих железистый, но малофтотристый флогопит (месторождения типа Карагасского и Сутакского); этой зоне по мощности подчинена вермикулитовая.

И наконец, апогаббровые слюдитовые метасоматиты характеризуются гидробиотитовым составом продуктивной зоны (5 и 5—10% вермикулитовых слоев в гидробиотитах — месторождения типа Каменномогильского и Темрюцкого в Западном Приазовье).

Таким образом, на основании приведенного материала можно сделать следующие выводы относительно локализации вермикулитовых руд в пределах гипербазитовых и габброидных массивов.

1. Размещение вермикулитовых тел, так же как и их морфология (линейная вытянутость), обусловливается прежде всего размещением и морфологией слюдитовых тел, приуроченных к линейным тектоническим нарушениям.

2. Наиболее мощные рудные тела связаны с зонами вторичного рассланцевания ультраосновных и основных пород и с расколами, секущими первичную сланцеватость. В противоположность мало мощным рудным телам, развитым в районах гранитизации и мигматизации и контролируемым зонами первичного рассланцевания, крупные тела распространены в экзоконтактовых ореолах нормальных и субщелочных гранитов и щелочных пород.

3. В апооливинитовых и апогарцбургитовых метасоматитах, характеризующихся зональным строением, слюдитовые тела занимают строго определенное положение; они приурочены к непосредственному контакту с аплитом, пегматитом, плагиоклазитом, кварцевой жилой, а при отсутствии последних составляют центральные части сложно построенных жил. Общей особенностью вермикулитовых месторождений, связанных с такими метасоматитами, является узко контактово-реакционный характер рудных зон, существенно ограничивающий их масштабы и общее промышленное значение.

Более ценные в промышленном отношении руды, образующиеся на контакте высокомагнезиальных и алюмосиликатных гипербазитов и базитов. Они характеризуются достаточно высоким качеством и имеют более широкое распространение по площади.

4. Степень выветривания первичных магнезиально-железистых слюд и преобразования их в вермикулит зависит от содержания в них Fe^{2+} и F. В соответствии с этим продуктивные зоны в профиле коры выветривания могут быть сложены в одних случаях существенно вермикулитом, в других — гидрофлогопитом или гидробиотитом различного качества.

Размещение рудных тел в месторождениях формационных типов группы В. Все известные месторождения и проявления вермикулита в магнезиальных алюмосиликатных и карбонатных комплексах пространственно ассоциируют с корами выветривания об-

гащенных флогопитом пород, в том числе и рудных тел флогопитовых месторождений. Однако в слюдянском типе месторождений этой группы (в противоположность вермикулит-флогопитовым месторождениям в оливинитсодержащих ультраосновных щелочных комплексах) масштабы развития вермикулитовой минерализации резко ограничены по сравнению с флогопитовой. Это связано, как уже отмечалось, с повышенной фтористостью основной массы флогопита в месторождениях слюдянского типа, обусловленной в свою очередь ассоциацией их с богатыми щелочами и летучими компонентами лейкократовыми или аляскитовыми гранитами. В соответствии с этим особенности размещения вермикулитовых концентраций в корах выветривания подобных месторождений обусловлены локализацией не любых скоплений флогопита, а лишь малофтористых его разновидностей. Не вдаваясь поэтому в детальное рассмотрение морфологических типов флогопитовых тел и закономерностей их размещения, отметим лишь следующее.

На вермикулит-флогопитовых месторождениях промышленные тела подразделяются на два основных морфологических типа: флогопит-диопсидовые метасоматические тела и апатит-кальцит-флогопитовые жилы выполнения.

Метасоматические тела встречаются в разнообразных породах, в зависимости от которых имеют различные состав и строение и различную промышленную ценность [61, 73]. Могут быть выделены метасоматические тела, образованные по разным породам: 1) по пироксеновым амфиболитам, гнейсам и сланцам основного состава; 2) по гранитам, гранито-гнейсам, мигматитам, гранит-пегматитам и пегматитам; 3) по карбонатным породам — мраморам и кальцифирам; 4) на контакте карбонатных и алюмосиликатных пород.

Минеральный состав жил выполнения практически не зависит от характера непосредственно вмещающих их толщ. Они встречаются среди более разнообразных по составу пород, чем метасоматические тела. Как показывает статистическая обработка данных по распределению жил в Слюдянском районе Прибайкальской провинции, их размещение обусловлено главным образом физико-механическими свойствами вмещающих пород. При этом наиболее благоприятными для их нахождения являются амфибол-пироксеновые гнейсы, наименее благоприятны мраморы и кальцифиры, промежуточное положение занимают гранитоиды, биотитовые и другие гнейсы и сланцы. По сравнению с метасоматическими телами, жилы имеют иную структурную позицию, так как приурочены чаще всего к поперечным трещинам растяжения лестничного типа.

Приведем несколько примеров, иллюстрирующих характер распределения вермикулита в жильных и метасоматических телах некоторых вермикулит-флогопитовых месторождений. Одним из них является Слюдянская группа месторождений, среди которых известно несколько участков вермикулитопроявлений (Рудник № 9,

Заявка № 6, Каолиновая копь, падь Асямовская и Динамитная, участок Усова, Сухой лог и Сухой ручей). В пределах этих участков вермикулит-флогопитовая минерализация наблюдается в амфибол-пироксеновых гнейсах и сланцах, в диопсидовых породах, реже в мраморах — всюду в ассоциации с микроклин-плагиоклазовыми гранит-пегматитами и пегматитами аляскитового типа. При этом для диопсидовых пород характерна преимущественная приуроченность к гранит-пегматитам, располагающимся вдоль взбросов, а для жил — к трещинам, поперечным относительно простирания пород, реже к кососекущим, вдоль сбросо-сдвигов, где залегают и пегматиты [42]. Гранит-пегматиты секутся пегматитами, а флогопитсодержащие диопсидовые породы секутся флогопитовыми жилами.

Из зарубежных месторождений вермикулита к слюдянским близки Ситарампур в Индии [176] и Стэнливиль в Канаде [113], расположенные также в провинциях с месторождениями высокофтористого флогопита. На месторождении Ситарампур, известном как апатит-магнетит-вермикулитовое, вермикулит образует оторочки, окаймляющие апатитоносные пегматиты и магнетитовые жилы, секущие диопсидовые породы. На месторождении Стэнливиль промышленно-ценный вермикулит приурочен к архейским магнезиальным карбонатным породам, в которых он встречается в парагенезисе с апатитом, диопсидом и другими силикатами магния.

Типично вермикулитовым является Размановское месторождение в Восточном Саяне. Здесь флогопит и вермикулит приурочены к шпинель-пироксеновой скарновой зоне, расположенной на контакте доломитов с краевой габбровой фацией сложного по составу массива габбро, сиенитов и гранитов. Граниты, входящие в состав единого с лейкократовыми и аляскитовыми гранитами комплекса, характеризуются отчетливым известково-щелочным уклоном ($K_2O + Na_2O = 7 \div 8\%$, $CaO = 2,3\%$) и бедностью фтором, что выражается в отсутствии фторсодержащих минеральных парагенезисов. Связанный с формированием этих гранитов флогопит магнезиальных скарнов отличается также невысоким содержанием фтора или полным его отсутствием ($F = 0,0 \div 0,17\%$), вследствие чего в зоне выветривания полностью превращен в типичный вермикулит и гидрофлогопит с 50% вермикулитовых слоев. Ниже этой зоны флогопит сохраняется неизмененным, что значительно повышает ценность месторождения как комплексного.

Приведенные данные свидетельствуют, таким образом, что перспективными для нахождения промышленных концентраций вермикулита в корах выветривания флогопитовых месторождений являются участки развития бедных фтором исходных слюд. Такие участки наиболее обычны среди ранних по времени образования метасоматических флогопит-диопсидовых пород и редки среди поздних апатит-кальцит-флогопитовых жил, формирующихся при участии обогащенных щелочами и летучими остаточными растворами.

Размещение рудных тел в месторождениях формационных типов группы Г. Расположение слюдоносных комплексов в составе протяженных на многие километры и десятки километров стратифицированных гнейсово-амфиболитовых толщ, постоянная связь их с процессами регионального метаморфизма и ультраметаморфизма накладывают соответствующий отпечаток на особенности локализации в них оруденения и морфологию рудных тел.

Особенности морфологии и локализации рудных тел в слюдоносных комплексах. Слоисто-сланцеватое строение гнейсово-амфиболитовых толщ предопределяет широкое развитие в них дизьюнктивных нарушений преимущественно контактного межслоевого характера. Эти нарушения, иногда протяженные, неоднократно исчезающие и появляющиеся снова по простиранию толщ, приводят, как правило, к незначительным смещениям пород. Они фиксируются телами аплитов, пегматитов, слюдитов, кварцевых и других жил. Вдоль этих нарушений в амфиболитовых толщах наблюдается интенсивное ослюдение и наиболее глубокое проникновение процессов выветривания. Особенно благоприятны в этом отношении узлы пересечения этих нарушений с более поздними, ориентированными поперек или косо относительно простирания пород вмещающей толщи. К узлам пересечения нарушений приурочены вермикулитовые тела, уходящие на глубину до 35—70 м, тогда как в соседних ненарушенных участках вермикулит на глубине выше 7—8 м обычно сменяется неизмененным биотитом.

В соответствии с преимущественно межслоевым характером тектонических нарушений приуроченные к ним слюдитовые тела отличаются линейной вытянутостью и значительным преобладанием размеров по простиранию над размерами по падению и мощностью. Для крупных месторождений типа Родионовского и Потанинского длина тел по простирации колеблется от 10—15 м до 1—3 км, составляя в среднем 400—500 м, по падению — от 10 до 70 м. В составе продуктивной толщи, мощность которой варьирует от 400 м до 2 км, на долю рудных тел приходится от 20 до 50% общей мощности. Преобладающая мощность отдельных тел — 4—5 м, наиболее крупных — 20—50 м.

Характер распределения рудных тел различен в месторождениях разного генезиса. В собственно метаморфических месторождениях он обусловлен чередованием и соотношением мощностей существенно биотитовых и лишенных биотита или содержащих его в незначительном количестве разновидностей гнейсов и сланцев (см. рис. 28).

В месторождениях, образовавшихся при процессах ультраметаморфизма амфиболитов, концентрация рудных тел находится в зависимости от характера возникающей в этих породах метасоматической зональности (от масштабов развития и интенсивности ослюдения пород каждой зоны). В гранитизированных амфиболитах выделяются обычно следующие основные зоны: амфиболит → биотит-амфиболовый гнейс → меланократовый биотитовый гнейс →

→биотитовый гранито-гнейс. Основная масса рудных тел приурочена к меланократовым биотитовым гнейсам.

Отмеченная зональность свойственна Тебинскому, Караганскому, Кировскому, Лесозаводскому, Прохатице, Маанинка и другим месторождениям вермикулита. Такая же зональность характерна для протяженных на сотни километров гранитизированных амфиболитовых комплексов восточного склона Урала, которые, однако, до сих пор не изучались специально с точки зрения вермикулитовой минерализации. Сходная в общих чертах зональность отмечается в гнейсово-мигматитовых комплексах многих районов Украинского щита, однако здесь основное развитие имеют лейкократовые биотитовые гранито-гнейсы и мигматиты, не дающие крупных скоплений биотита.

В амфиболитах, претерпевших вслед за начальной гранитизацией интенсивную сиенитизацию, зональность является более сложной: амфиболит → биотит-амфиболовый гнейс → амфиболовый фенит → пироксеновый фенит → биотитовый фенит → биотитовый миаскит. Продуктивными на вермикулит породами в данном случае являются меланократовые разновидности биотитовых фенитов и миаскитов с развитыми среди них кальцит-биотитовыми, пироксен-биотитовыми и слюдитовыми породами (см. рис. 25—27). Зональность такого типа характерна для Потанинского месторождения вермикулита. Близкая к ней зональность отмечается во внешних ореолах щелочных массивов других регионов СССР и зарубежных стран (Ковдорского, Альне, Феи, Банкрофт), однако во всех этих случаях она развивается в гнейсах (в лейкократовых породах) и не приводит к скоплению существенных количеств слюдитовых пород.

Положение вермикулитовых руд различного состава и качества в профиле коры выветривания. Все месторождения вермикулита рассматриваемого типа расположены в регионах с хорошо развитыми корами выветривания, общей морфологической особенностью которых является сочетание площадного и линейного (трещинного) типов. С этой особенностью связано обычно отмечаемое неизменство положения нижней границы зоны выветривания, проходящей на глубине 7—25 м в участках площадного выветривания и углубляющейся до 50—70 м в участках интенсивной трещиноватости пород. Морфологические различия усугубляются различной степенью развития химического выветривания, особенно активно происходящего вдоль трещин, где создаются условия для более концентрированного и узко локализованного воздействия гипергенных растворов. Результатом этого является более совершенная вермикулитизация слюд в таких участках по сравнению с участками площадного типа, где основная масса слюд оказывается затронутой часто только начальными стадиями этого процесса.

Другой не менее важной особенностью, обусловливающей степень вермикулитизации слюд рассматриваемых месторождений,

является их высокая общая железистость (обычно $f_{общ}=40\div60\%$, редко ниже — до 20%), а для некоторых из них и особенно повышенное содержание Fe^{2+} (от 15 до 20—27% FeO). Именно этим, вероятно, следует объяснить разницу в составе продуктов гидратации слюд Родионовского и Потанинского месторождений, характеризующихся при одинаковой общей железистости ($f_{общ}=44\div71$ и 50—70% соответственно) разным содержанием в них Fe^{2+} (FeO = $=12,0\div17,26\%$ и 2,30—10,28, редко 15%). Основу вермикулитового сырья Родионовского месторождения, как известно, составляет гидробиотит, содержащий не более 5% вермикулитовых слоев, тогда как для Потанинского месторождения свойственны гидробиотиты с 30 и 50% вермикулита.

Приведенные данные позволяют сделать следующие выводы относительно особенностей локализации рудных тел в месторождениях, связанных с гнейсово-амфиболитовыми и гнейсово-сланцевыми комплексами.

1. Для собственно метаморфических месторождений устанавливается приуроченность основной массы рудных тел к пластам (горизонтам, прослойям) меланократовых биотитовых гнейсов и сланцев.

2. Для месторождений, связанных с ультраметаморфизмом (гранитизацией и сиенитизацией) амфиболитовых толщ, характерно расположение рудных тел вдоль межслоевых тектонических нарушений и в узлах пересечения их с более поздними нарушениями, ориентированными косо или поперек простирации метаморфической толщи. При этом наибольшая концентрация рудных тел отмечается в зонах, переходных от меланократовых существенно амфиболовых или пироксеновых пород к лейкократовым гранито- и сиенито-гнейсам.

3. На всех месторождениях вермикулитовые руды приурочены к гидробиотитовой зоне профиля коры выветривания, характеризующейся, однако, разным качеством гидробиотита в зависимости от содержания Fe^{2+} в первичных слюдах.

4. При наличии на месторождениях кор выветривания плоскадного и трещинного типа трещинные наиболее благоприятны для локализации высококачественных вермикулитовых руд.

**Состояние минерально-сырьевой базы
и перспективная оценка территории страны
и отдельных ее регионов на вермикулит**

Основной сырьевой базой вермикулитовой промышленности СССР долгие годы служило одно Булдымское месторождение с запасами менее 100 тыс. т. За последние 10—15 лет было открыто и с разной степенью детальности разведано более 20 месторождений вермикулита на Кольском полуострове, в Западном Приазовье и Побужье, на Урале, в Северном, Южном и Западном Казахстане, Западной Сибири, Восточном Саяне, на Алдане и в Приморье. По пяти месторождениям запасы утверждены в ГКЗ и ТКЗ в количестве 48,6 млн. т, в том числе 4,1 млн. т по категориям А+В и 25,1 млн. т по категориям А+В+C₁ (табл. 18).

Таблица 18

**Распределение балансовых запасов и добыча вермикулита
на 1. I 1971 г. на территории СССР**

Республика, экономический район, область, месторождение	Запасы, тыс. т				Добыча, тыс. т
	A + B	A + B + C ₁	C ₂	Прогноз- ные	
РСФСР, Северо-Запад- ный (Мурманская обл.), Ковдорское	3834	22 854	21 935	20 000	7,5
Уральский (Челябинская обл.), Потанинское	248	1 861	1 042	20 000— 30 000	7,0
Якутская АССР, Инаглин- ское	—	95	101	1 000	—
Казахская ССР, Барчинское Кулантау	—	307*	231 218	1 200 300	—
Всего по СССР . . .	4082	25 117	23 527	42 500— 59 500	14,5

* Кроме учтенных балансом принятые к сведению запасы более низкосортного гидрофлогопита, составляющие по сумме категорий C₁ + C₂ 1666,7 тыс. т.

Общие запасы вермикулита в стране, с учетом подсчитанных по всем остальным месторождениям (22—24 млн. т) и по доразведанным участкам Ковдорского (7 млн. т), составляют по сумме категорий А+В+С₁ и С₂ около 80 млн. т (табл. 19). Из всех месторождений сейчас эксплуатируются только два — Ковдорское и Потанинское, на которых в 1970 г. было добыто 14,5 тыс. т вермикулита, а к началу 1974 г. добыча на первом из них достигла более 70 тыс. т. Проектная производительность ковдорского эксплуатационного карьера составляет 220—240 тыс. т руды в год, проектная мощность обогатительной фабрики 56 тыс. т концентрата в год. Предусматривается, начиная с 1975 г., постепенно довести выпуск концентрата к 1990 г. до 220 тыс. т. При таких масштабах производства, как показывают технико-экономические расчеты, сделанные ГипроНИИНеметаллорудом на 1971—1990 гг., будут в значительной мере удовлетворены современные народнохозяйственные нужды страны и потребности экспорта (табл. 20 и 21).

На Потанинском месторождении мощность рудника, который пока является опытным, 37,2 тыс. т горной массы. Рудник обеспечен запасами вермикулита при проектной производительности постоянного карьера 395 тыс. т руды в год на несколько десятков лет. С вводом в строй обогатительной фабрики предполагается начиная с 1977 г. наладить производство концентрата до 200 тыс. т в год, что позволит удовлетворить потребности крупнейшего в стране Уральского экономического района.

Общая потребность страны в вермикулитовом концентрате, по данным технико-экономического прогноза, может быть удовлетворена продукцией этих двух месторождений только до 1980 г. В связи с этим возникает необходимость освоения новых объектов, которые смогут вместе с имеющимися обеспечить потребность в вермикулите на последующие годы.

Анализ геологических материалов по другим известным отечественным месторождениям вермикулита показывает, что таким объектом может служить Карагасское месторождение (Западный Казахстан), выявленное в 1962 г. К настоящему времени месторождение еще недостаточно разведано и слабо изучено, но даже предварительные данные (высокое среднее содержание вермикулита в руде — 50—67%, хорошее качество его, большие запасы, небольшая мощность вскрыши, вплоть до полного отсутствия ее, благоприятные горнотехнические условия отработки) характеризуют его как одно из наиболее перспективных.

С учетом руд Карагасского месторождения производство вермикулитового концентрата в стране начиная с 1985 г. полностью обеспечит запросы внутреннего рынка (см. табл. 20, 21), а также планируемого экспорта.

Приведенные данные показывают, что к настоящему моменту в Советском Союзе создана надежная материальная база для успешного развития вермикулитовой промышленности, которая пока еще находится в стадии организации. Реализация имеющихся воз-

можностей выдвинет Советский Союз в ближайшие годы на одно из первых мест в мире, какое занимают сейчас два основных производителя и поставщика вермикулитового концентрата — США и ЮАР (табл. 22).

Однако следует отметить, что несмотря на наличие имеющейся уже сейчас прочной базы вермикулитовой промышленности, в стране не исчезла необходимость ее дальнейшего расширения. Это диктуется растущими запросами многих отраслей народного хозяйства, и в первую очередь строительной промышленности, являющейся огромным потенциальным потребителем вермикулита, ограниченно использующим его в настоящее время из-за малого количества и высокой стоимости.

Дальнейший рост сырьевой базы по вермикулиту может быть осуществлен как за счет уточнения прогнозной оценки и расширения площадей поисковых и разведочных работ в регионах с уже известными крупными месторождениями, так и за счет новых перспективных территорий. Последние выделены нами на основе анализа размещения благоприятных для слюдообразования комплексов магматических и метаморфических пород с развитыми на них корами выветривания и с учетом рационального распределения их среди промышленных регионов страны.

Карело-Кольский регион. Основной прирост запасов вермикулита можно ожидать за счет известного Ковдорского месторождения (см. табл. 18), в пределах которого могут быть обнаружены как лучшие по качеству по сравнению с имеющимися вермикулитовые (апооливинитовые), так и более низкосортные, но пригодные для использования существенно гидрофлогопитовые руды (в основном апощелочные). Из остальных 20 массивов этой провинции заслуживающими внимания являются три: Африканский, Вуориярвинский и Салланлатвинский (с хорошими по качеству гидрофлогопитовыми и гидробиотитовыми рудами), на которых в первую очередь должны быть проведены детальные разведочные работы.

Рентабельность эксплуатации и общий экономический эффект при освоении месторождений ковдорского типа в значительной мере повышаются благодаря наличию в комплексе с вермикулитом флогопита и других промышленно-ценных видов минерализации (флогопита, апатита и др.). Разработке месторождений будет способствовать расположение их в экономически развитом регионе, с наиболее налаженными добычей руд и производством вермикулитового концентрата.

Средний и Южный Урал. Этот регион окажется, возможно, более перспективным на вермикулит, чем Карело-Кольский. Перспективы прироста запасов только для Потанинского месторождения значительно больше, чем для Ковдорского, несмотря на вдвое меньшую его площадь. Для всей этой площади характерна высокая концентрация рудных тел (от 50 до 90% в разных участках) с высоким средним содержанием гидробиотита (25—30%), большим, чем в богатых ковдорских рудах.

Таблица 19

Вермикулитовые месторождения СССР (за исключением учтенных балансом запасов на 1.1 1971 г.)

Месторождение (проявления)	Среднее содержание полезного компонента, %	Мощность продуктивной коры выветривания, м	Объемный вес вспущенного вермикулита, кг/м ³	Запасы, тыс. т			Рекомендации по освоению
				B + C ₁	C ₂	Прогнозные	
Карело-Кольский регион							
Вуориярви	Максимальное 25 (гидрофлогопит)	2—5	—	—	400	Несколько млн. т	Разведка
Африканда	8—10 (гидрофлогопит)	—	77—340	—	2000—3000	—	—
Салланлатви (Салмагорское) (Себльярское)	10,5 (гидробиотит) } 5 (биотит-вермикулит, гидрофлогопит)	8—10	87—260 —	—	230 —	—	—
Урал							
Будымское	40—84 (вермикулит и гидрофлогопит)	6—7 в площадной и 25—37 в линейной	90—350	66, 750 (выработаны)	—	—	—
Субутакское	12—13 (гидрофлогопит и вермикулит)	15—18	120—200	—	1696	—	Разведка
Западный Казахстан							
Каратасское	49—67 (вермикулит и гидрофлогопит)	20	90—250	—	700—1600	5000—6000	Детальная разведка с целью подготовки к эксплуатации

Северный Казахстан							
Красномайское Павловское	} 35—40 (вермикулит — 12—17 и гидрофлогопит — 20—25)	8—10 15	200 —	—	2756 174	15 000 2 000	То же (с учетом большой мощности наносов — от 40 до 60 м)
Южный Казахстан							
Ирисуйское	10—15 (гидробиотит)	20	—	—	1500	Десятки млн. т	Разведка
Жиландинское	8 (гидробиотит)	15	—	—	100	—	—
Западное Приазовье							
Каменноморгильское	19 (гидробиотит)	—	300—450	1090	770	—	Разведка
Родионовское Андреевское	20 (гидробиотит) 25—30 (вермикулит и гидрофлогопит)	10 10—12	107—840 130—150	—	1500 1053	10 000 1 000	—
Западная Сибирь							
Тебинское	20 (гидробиотит)	6—12	210—400	426	230	2000	Расширение площади поисков, разведка
Восточный Саян							
Размановское	10 (вермикулит, гидрофлогопит)	15—20	68—1058 (без обогаш.) >200	—	345	—	Разведка на широкой площади
Караганское	4 (вермикулит, гидрофлогопит)	Макс. 20	—	—	2300	—	—

Продолжение табл. 19

Месторождение (проявления)	Среднее содержание полезного компонента, %	Мощность продуктивной коры выветривания, м	Объемный вес вспученного вермикулита, кг/м ³	Запасы, тыс. т			Рекомендации по освоению
				B + C ₁	C ₂	Прогнозные	
Прибайкалье							
Слюдянское (участки Рудника № 9, Заявка № 6, падь Асямовская и Динамитная, Сухой лог, Сухой ручей)	65 (гидрофлогопит, вермикулит)		59—132	—	300—400	—	Попутная добыча с флогопитом
Приморье							
Кокшаровское	6—8 (гидрофлогопит)	20	90—400	1027	1384	1500—2000	Детальная разведка с целью подготовки к эксплуатации
Татьяновское	35—45 (гидробиотит)	14—17	290—450	1264	1103	4500	Разведка
Кировское	30—70 (гидробиотит)	14—17	{ 200—600 } (без обогащ.)	—	—	—	"
Лесозаводское	30—70 (гидробиотит)	14—17					
Итого по месторождениям				3807	18 556— 20 556		

Таблица 20

Общая потребность в вермикулитовом концентрате на 1975—1990 гг., тыс. т

Основные потребители концентрата	1975	1980	1985	1990
Холодильная промышленность	18,0	18,0	(20,0)*	(22,0)
Сталелитейная промышленность	60,0	(70,0)	(80,0)	(100,0)
Деревообрабатывающая промышленность	5,0	10,0	15,0	20,0
Строительная промышленность	178,0	234,0	300,0	362,0
Донецкий "Промстройпроект"	14,0	18,0	20,0	26,0
Итого по отраслям	275,0	350,0	435,0	530,0
Экспорт	30,0	50,0	70,0	90,0
Общая потребность	305,0	400,0	505,0	620,0
Темп роста потребности, % (относительно потребности 1971 г., составившей 32 тыс. т)	950,0	1250,0	1580,0	1920,0

* Предположительные данные.

Таблица 21

Производство вермикулитового концентрата по Советскому Союзу на 1975—1990 гг., тыс. т

Предприятие (обогатительная фабрика)	1975	1980	1985	1990
Ковдорское	70,0	180,0	200,0	220,0
Потанинское	—	200,0	200,0	200,0
Каратасское	—	—	120,0	200,0
Итого	70,0	380,0	520,0	620,0

Таблица 22

Мировое производство вермикулитового концентрата за 1970—1971 гг., тыс. т

Страна	1970	1971
США	285	303
ЮАР	134	135
Аргентина	5	5
Другие капиталистические страны	8	8
Итого	432	451

Перспективной для выявления вермикулитовых месторождений, связанных с ультраосновными породами складчатых областей, представляется группа многочисленных гипербазитовых массивов, прослеживающихся на протяжении всего Урала в виде серии поясов (около 20). Из всего многообразия массивов основное внимание должно быть обращено на те из них, которые находятся в пространственной ассоциации с более молодыми плагиомикроклиновыми гранитами и сочетают в своем составе высокомагнезиальные породы (дуниты, гарцбургиты, верлиты) и магнезиальные с более высоким содержанием алюминия и кремния (пироксениты, габбро). Примеры известных здесь Субутакского, и особенно Карагасского, месторождений (на южном продолжении одного из уральских гипербазитовых поясов) показывают, что такие сложные по строению массивы наиболее благоприятны для обнаружения крупных месторождений вермикулита с высококачественными и богатыми рудами. Одним из таких массивов является Сахаринский, относящийся к тому же поясу, что и Субутакский, но выгодно отличающийся от него наличием разнообразных оливинсодержащих пород, а также монцонитов и сиенитов и во много раз (19—20) пре- восходящий его по площади. В гипербазитах этого массива, на контакте с сиенитами и монцонитами, отмечается ослюденение.

Геологами Уральского управления рекомендуется для дальнейших поисковых работ на вермикулит также ряд других габбро-пироксенитовых массивов этой группы: Амамбайский, Стоячий Камень и др.

Наиболее существенный прирост запасов для Урала в целом могут дать обогащенные биотитом породы метаморфического комплекса, протягивающиеся вдоль Среднего и Южного Урала (в основном по восточному склону) почти на 1000 км, от г. Свердловска с продолжением в Мугоджары, при ширине полосы несколько десятков километров. В пределах этой полосы крупные слюдоносные площади известны в составе салдинского, мурзинско-адуйско-

го, уфалейского, сысерско-ильменогорского, кочкарского, джабыкского и других сложнозональных гнейсово-магматитовых комплексов, каждый из которых имеет площадь от 20 до 200 км². Для меланократовых гнейсов этих комплексов характерно содержание от 20 до 70 % биотита, гидратированного в коре выветривания до глубины от 5 до 50 м. При отмечающихся широких вариациях железистости слюд ($f_{общ}=20\div70$, чаще 40—50%, $FeO=9\div20\%$) можно надеяться на обнаружение в корах выветривания таких слюдяных концентраций гидробиотитовых руд различного, и в том числе хорошего качества. По самым скромным подсчетам (при менее чем половинной общей площади, глубине гидратации 5 м и среднем содержании гидробиотита 10%), суммарные прогнозные запасы гидробиотита в метаморфической полосе составят не менее 300 млн. т. Можно еще раз напомнить при этом, что гидробиотитовые руды этого типа в основной своей массе, вероятно, не будут соответствовать современным кондициям, но показанная экономически рациональная возможность их применения даже без обогащения (на примере аналогичного Тебинского и сходного Татьяновского месторождений) дает основание учитывать как перспективный этот крупный источник дешевого вермикулитового сырья.

Следует отметить при этом, что на крупном Потанинском месторождении в процессе эксплуатации гидробиотитовых руд возможно попутное извлечение редкometальных и редкоземельных минералов (циркон, пирохлор), а также использование пород, являющихся источником алюминиевого и полевошпатового сырья. Источником алюминия могут служить ассоциирующие с гидробиотитовыми телами обогащенные нефелином миаскиты и нефелиниты ($Al_2O_3=20\div30\%$), источником полевошпатового сырья — щелочные пегматиты разных генераций, характеризующиеся в значительной своей части благоприятным соотношением щелочей при общем широком диапазоне колебаний ($K_2O/Na_2O=0,8\div6$). Присутствие в пегматитах железа (до 0,6%) ограничивает область их использования, но сохраняет возможность применения в строительной керамике и в стекольной промышленности. Кроме того, те и другие породы — нефелиновые и щелочные сиениты и их пегматиты, накопленные в громадном количестве в отвалах горных выработок, могут использоваться в качестве строительного камня.

На месторождениях, связанных с гипербазитами, вермикулит в ряде случаев может добываться совместно с антофиллит-асбестом, корундом и, возможно, с tantalо-ниобатами, а на приуроченных к метаморфическим гнейсово-сланцевым комплексам — с графитом.

Все вместе взятое: исключительно благоприятное географическое положение, климатические условия, населенность, сеть шоссейных и железных дорог, близость потенциально крупных потребителей вермикулита, а также необычайно высокая концентрация запасов с хорошим и приемлемым качеством руд в комплексе с другими полезными ископаемыми и благоприятными гидрогеологи-

ческими и горнотехническими условиями их разработки — настоятельно свидетельствуют о том, что Уральская вермикулитовая провинция должна быть детально изучена в первую очередь как крупнейший потенциальный источник экономически эффективного для разработки вермикулитового и ассоциирующих с ним других видов минерального сырья.

Казахстан. Это один из крупных вермикулитоносных регионов страны с выявленными суммарными запасами около 6 млн. т высококачественных вермикулит-гидрофлогопитовых руд и прогнозными — несколько десятков миллионов тонн. Наибольший интерес сейчас представляет Западный Казахстан в связи с недавно открытym сравнительно крупным Карагасским месторождением богатых и высококачественных руд. К тому же перспективы этой части Казахстана не ограничиваются только Карагасским месторождением. Перспективной является вся территория Северных Мугоджар, вплоть до Урала, площадью несколько сотен квадратных километров. Здесь аналогично Уралу широко развиты многочисленные мелкие и крупные тела гипербазитов, ассоциирующие с более молодыми плагиомикроклиновыми гранитами, а также вмещающие их гранитизированные гнейсово-амфиболитовые толщи, содержащие нередко от 20 до 50—70% биотита. Общие запасы вермикулита Западного Казахстана можно оценить, вероятно, в несколько десятков миллионов тонн, что на многие годы полностью обеспечит строительные нужды крупного республиканского треста Актюбстройдеталь и целого ряда других производственных организаций.

Северный Казахстан также имеет прочную вермикулитовую базу — Барчинское, Красномайское и Павловское месторождения с запасами около 3,5 млн. т высокосортного вермикулита и гидрофлогопита. В эту сумму не включены гидрофлогопиты более низкого качества с объемным весом после обжига более 200 кг/м³, которые тем не менее находят применение для многих целей строительства и в других областях народного хозяйства. На Красномайском и Павловском месторождениях такие гидрофлогопиты не учитывались, на Барчинском запасы по ним в сумме 1,7 млн. т приняты к сведению. С учетом гидрофлогопита руды всех трех месторождений относятся к категории богатых (35—40%), аналогичных рудам однотипного с ними американского месторождения Либби.

В настоящее время эксплуатация начата только на Барчинском месторождении, на котором практически отсутствует вскрыша. На основе сырья этого месторождения построенное здесь промышленное предприятие выпускает вермикулито-керамзитовые плиты 10 тыс. м³ в год (В. П. Яковенко, 1970 г.). Из-за большой мощности вскрыши (40—60 м) два других месторождения как вермикулитовые пока не используются, хотя рентабельность их эксплуатации не исключена, особенно если учесть, что они будут разрабатываться одновременно и на апатит. Рациональному освоению

северо-казахстанских апатит-вермикулитовых месторождений будет способствовать их удобное географо-экономическое положение и благоприятные горнотехнические и гидрогеологические условия разработки, а также высокое содержание в рудах полезных компонентов и их большие запасы [122].

Кроме названных месторождений в Северном Казахстане возможно выявление новых, аналогичных им, в связи с известными, но не изученными массивами пироксенитов и щелочных пород, расположенных в той же Красномайской тектонической зоне, прогнозные запасы вермикулита по которой оцениваются геологами КазИМС около 20 млн. т [36].

Общие запасы вермикулита Северного Казахстана могут быть пополнены за счет меланократовых биотитовых гнейсов и сланцев древних докембрийских толщ, вмещающих щелочные массивы. Содержание биотита в них не ниже 10—25 %, площади отдельных выходов составляют от 20 до 150 км², всюду на них развита мощная кора выветривания (10—100 м) с небольшим чехлом наносов.

Таким образом, и Северный Казахстан располагает вполне достаточными ресурсами вермикулита, способными удовлетворить острую потребность в теплоизоляционном материале жилищного и капитального строительства этой части Казахстана.

В Южном Казахстане основу для развития вермикулитовой промышленности составляют запасы гидробиотита, подсчитанные по категории С₂ в количестве около 2 млн. т и прогнозные — несколько десятков миллионов тонн. Однако известная здесь группа месторождений, являющаяся единственным представителем формационного типа, связанного со щелочными габброидами калиевой линии, изучена значительно хуже других казахстанских и, судя по предварительным данным, характеризуется в основной своей массе более низким качеством сырья. Но в связи с выявившейся пока небольшой потребностью в легких заполнителях строительства Чимкентской и Джамбульской областей (300—350 тыс. м³/год) эти запросы могут в течение 20—25 лет покрываться за счет кондиционных руд (объемный вес 75—200 кг/м³) учтенных балансом запасов месторождения Кулантау [86].

Все месторождения Южного Казахстана находятся вблизи железных и шоссейных дорог, в благоприятных гидрогеологических условиях и удобны для эксплуатации открытым способом. Особенно благоприятны условия отработки на крупном месторождении Ирису, часть участков которого пространственно сопряжена срудными железо-медными полями.

Перспективы увеличения запасов вермикулита в этой части Казахстана могут быть осуществлены за счет разведки аналогичных, но неизученных массивов щелочных габброидов (Каинды, Джетымсай), а также диоритов и гранодиоритов Чу-Балхашского водораздела и Заилийского Алатау. Здесь всюду отмечены находки вермикулита [86].

Приморье. Приморье является крупным народнохозяйственным значения вермикулитоносным регионом на Дальнем Востоке с запасами вермикулита по сумме категорий $B+C_1+C_2$ около 5 млн. т и прогнозными 6—7 млн. т. Руды известных здесь месторождений довольно разнообразны по качеству и перспективам использования их в народном хозяйстве. Наиболее высококачественной (М-100, М-150 и М-200) является часть руд Кокшаровского месторождения, которая содержит вермикулит с размером частиц крупнее 3 мм, имеющий как широкие возможности применения внутри страны, так и отвечающий требованиям экспорта. Более низкосортные руды этого, а также Татьяновского месторождения, Кировского и Лесозаводского участков могут широко использоваться для многих целей строительства, причем в комплексе с ними может найти применение и вмещающая порода, в одних случаях ультраосновного, в других — кислого состава [98].

При начавшейся разработке месторождений это повысит ее эффективность и снизит стоимость. Особенно перспективными представляются богатые руды (30—70% гидробиотита) месторождений и проявлений, связанных с меланократовыми биотитовыми высокоглиноземистыми (Татьяновское) и биотит-амфиболовыми (Кировское, Лесозаводское) гнейсами и сланцами, которые в большинстве случаев не образуют больших скоплений, но имеют довольно широкое распространение в пределах Ханкайского срединного массива.

Стремительные темпы развития промышленности, строительной индустрии и сельского хозяйства в Приморье и Хабаровском крае создают крупных потенциальных потребителей вермикулита. В связи с этим перспективная на вермикулит территория Ханкайского массива должна быть отнесена к первоочередной для поисковых и разведочных работ.

Украина. Из всех районов Украины наибольший интерес вызывает Западное Приазовье, где далеко не все известные месторождения и проявления вермикулита (более 20) достаточно хорошо изучены.

В настоящее время запасы вермикулита здесь составляют по категориям $B+C_1+C_2$ около 4,5 млн. т, прогнозные — более 10 млн. т. Приазовский вермикулит различен по качеству, содержанию его в рудах и концентрации запасов. Но по данным многочисленных исследований он с успехом может использоваться в самых различных областях народного хозяйства: в строительстве, в производстве технологического оборудования, в черной металлургии и в сельском хозяйстве.

Наиболее перспективными для дальнейшего изучения и поисково-разведочных работ следует считать участки, связанные с гипербазитами и аналогичные Андреевскому месторождению, характеризующемуся высоким содержанием и хорошим качеством вермикулита. Крупные по масштабам месторождения, но с низким качеством руд могут быть выявлены в связи с меланократовыми

высокоглиноземистыми биотитовыми гнейсами и сланцами. Надо отметить, однако, что в Приазовье, как и в других районах Украинского кристаллического массива, эти гнейсы в основной своей массе менее богаты биотитом, чем, например, в Приморье, так как здесь особенно интенсивно была проявлена гранитизация, превратившая эти породы в сравнительно лейкократовые разновидности.

Наряду с Западным Приазовьем месторождения подобных формационных типов можно обнаружить в близких по строению других районах Украины. Особенно благоприятным среди них (Волынь, Побужье, Криворожье и др.) является Побужье, в пределах которого широко распространены многочисленные тела древних ослюденелых гипербазитов, залегающих в окружении мигматитов и аплит-пегматоидных гранитов. Наиболее интересными среди гипербазитов являются сравнительно крупные перидотит-пироксенитовые массивы Капитановский, Липовеньковский и Деренюхинский, которые подверглись предварительному изучению в процессе поисковых работ Побужской экспедиции. На всех массивах развита площадная кора выветривания мощностью до 35—45 м, углубляющаяся по тектоническим нарушениям до 100—200 м.

Зоны ослюденения и отдельные вермикулитовые тела имеют длину по простиранию от 50 до 300—600 м, мощность от 2 до 25 м и содержат от 10 до 90, чаще 30—80% вермикулита. Некоторые вермикулитовые зоны занимают всю площадь гипербазитовых тел. Эти предварительные данные показывают необходимость дальнейшего изучения столь очевидно перспективной территории Побужья, насыщенной многочисленными телами гипербазитов, многие из которых к тому же характеризуются повышенным, а не редко и промышленным содержанием никеля и хрома.

Побужье среди других районов Украины представляется наиболее перспективным и для выявления месторождений, связанных с высокоглиноземистыми биотитовыми гнейсами и сланцами. Эти породы, известные как тетерово-бугская серия, широко развиты среди обширных полей гранитизированных и мигматизированных толщ, где занимают площади от десятков до тысяч квадратных километров. Они всюду содержат более 10, а иногда от 20 до 50% биотита, гидратированного обычно до глубины 10—30 м и более (до 60 м). В некоторых участках Побужья гнейсы этой серии захватывают тела ослюденелых гипербазитов, вместе с которыми возможна и их отработка. Биотитовые гнейсы могут явиться для Украины одним из основных источников прироста запасов гидробиотита. Даже если исключить из числа перспективных площади, где кора выветривания биотитсодержащих пород перекрыта мощным (более 20 м) слоем наносов, общие запасы составят десятки и сотни миллионов тонн. Освоению вермикулитовых участков Украины будет способствовать их выгодное экономическое положение в индустриальном горно-рудном районе.

Сибирь. Западная Сибирь является одним из немногих крупных регионов Советского Союза, не имеющих собственной базы для развития вермикулитовой промышленности. Известное здесь в Томской глыбе Кузнецкого Алатау слабоизученное Тебинское месторождение характеризуется бедными в основной массе гидробиотитовыми рудами, по которым подсчитанные по категориям $B+C_1+C_2$ запасы гидробиотита составляют 650 тыс. т, а прогнозные — 2 млн. т. Месторождение не способно обеспечить потенциальную потребность в вермикулите большого промышленного региона; предположительно намечается осваивать его для нужд расположенного в 40 км Междуреченского завода железобетонных изделий. Реальным источником увеличения запасов вермикулита в этой части Сибири могут быть аналогичные развитым в районе Тебинского месторождения толщи меланократовых биотит-амфиболитовых гнейсов, содержащие от 10 до 70% биотита. В связи с этим представляется целесообразным провести на всей площади Томской глыбы поисково-оценочные работы на вермикулит [9].

К числу необеспеченных вермикулитовым сырьем относятся также регионы юга и востока Сибири. Выявленные в Восточном Саяне вермикулитовые месторождения, относящиеся к двум перспективным по качеству сырья формационным типам, признаны нерентабельными для разработки вследствие низкого среднего содержания в рудах полезного компонента (4—10, до 15%), а также расположения их в труднодоступном, удаленном от промышленных центров горно-таежном районе.

Запасы вермикулита на Слюдянских рудниках невелики (0,3—0,4 млн. т) и трудны для освоения из-за распыленности его среди концентраций слабогидратированных и неизмененных высокофтористых флогопитов.

Известное на восточной окраине Сибирской платформы Инаглинское месторождение высококачественного вермикулита относится к небольшим и может иметь сугубо местное значение. В соответствии с рекомендациями УралНИИСтромпроекта и ЛИСИ, изучавших проблему освоения этого месторождения, планируется получение 7 тыс. т полуконцентратов (65%) и 20 тыс. м³ термовермикулита в год для нужд треста Алданстрой.

Таким образом, наблюдающееся в настоящее время распределение ресурсов вермикулитового сырья на территории СССР приводит к выводу о необходимости наряду с расширением сырьевой базы в обеспеченных вермикулитом промышленных регионах европейской части СССР изучения возможностей для создания такой же прочной базы в промышленных регионах Сибири. Анализ размещения магматических и метаморфических формаций в пределах этой части Советского Союза показывает, что имеются благоприятные геологические предпосылки для выявления вермикулитовых месторождений различных формационных типов:

1) связанных со щелочными габброидами калиевой линии в Кузнецком Алатау и пограничных зонах Верхояно-Колымской и Чукотской складчатых зон;

2) связанных с гипербазитами складчатых областей в Восточном и Западном Саяне, Туве, Кузнецком Алатау и Байкальской складчатой области;

3) связанных с гнейсово-амфиболитовыми и гнейсово-сланцевыми комплексами в Мамском и Алданском слюдоносных регионах, в хребтах Становом, Хингане и Джугджур, в Забайкалье, Прибайкалье и Енисейском кряже.

Во всех этих регионах рекомендуется проведение ревизионно-рекогносцировочных работ на вермикулит.

З а к л ю ч е н и е

Вермикулит долгое время оставался малоосвоенным в хозяйстве нашей страны сырьем. Потребности в нем полностью удовлетворялись за счет разработки единственного и небольшого по запасам Булдымского месторождения, значительная часть продукции которого шла, кроме того, на экспорт. В связи с этим геологические исследования, направленные на выявление новых месторождений, почти не проводились, и их условия образования и закономерности размещения были не ясны.

Систематическое и всестороннее изучение вермикулита началось, по существу, в конце 50-х годов текущего столетия, одновременно с проведением планомерных поисковых и геологоразведочных работ на вермикулит в разных районах страны. Результатом этих работ явилось открытие многочисленных месторождений, чрезвычайно разнообразных по условиям образования, особенностям строения и размещения. Обобщение материала по ним привело к созданию сначала схематической, а в дальнейшем неоднократно уточнявшейся и дополняющейся генетической их классификации [9, 11]. Последний вариант классификации, предлагаемый в настоящей монографии, базируется на формационных, вещественно-структурных признаках, являющихся основными и при выделении геологических формаций. В то же время в понятие вермикулитовой формации, как и любой рудной, включается также промышленное содержание полезного компонента, которое не является собственно геологическим признаком.

В месторождениях как первичных магнезиально-железистых слюд, так и их гидратированных разновидностей, отчетливее, чем в месторождениях других полезных ископаемых, выступает связь с определенными магматическими и метаморфическими формациями. Она в значительной мере обусловливает не только структурное положение отдельных формационных типов этих месторождений, но и особенности их строения и состава и, следовательно, их практическую ценность. Поэтому формационное расчленение вермикулитовых месторождений основывается прежде всего на формационной принадлежности исходных для слюд меланократовых пород, а также кислых и щелочных пород, с формированием которых связывается ослюденение.

Формационный анализ позволил выявить региональные и локальные закономерности размещения вермикулитовых месторождений, выделить типичные вермикулитовые провинции и произвести их прогнозную оценку. Как уже отмечалось, связь отдельных групп вермикулитовых формаций с теми или иными геологическими формациями определяет их наиболее общую структурную позицию — приуроченность к щитам, платформам, складчатым областям, срединным массивам, а в их пределах — к зонам глубинных разломов или крупным пликативным структурам и т. д. На основании этих признаков устанавливаются региональные закономерности размещения месторождений различных формационных типов. С другой стороны, месторождения каждого формационного типа в пределах этих групп, отличаясь от других особенностями вещественного состава (иными парагенетическими ассоциациями минералов), характеризуются и своеобразным структурным положением в пределах конкретных магматических и метаморфических комплексов и массивов, и различной формой рудных зон и тел, и специфическим распределением в них полезных компонентов. Большая часть этих особенностей оказывается на закономерностях размещения локального порядка, хотя, несомненно, часть из них имеет и региональное значение.

Закономерности размещения месторождений вермикулита обусловлены двумя группами факторов: эндогенных и экзогенных. Первые из них обуславливают локализацию скоплений первичных слюд. Они различны для месторождений разных типов, но их объединяет некоторая общность. Так, в большинстве случаев скопления магнезиально-железистых слюд тяготеют к областям развития глубоко метаморфизованных кристаллических пород, будь то различные зоны щитов или выходы древних пород в пределах складчатых областей. Кроме того, для многих месторождений вермикулита устанавливается связь с зонами глубинных разломов, разделяющих крупные блоки земной коры и развитых в окраинных частях щитов и платформ, на границе устойчивых областей со складчатыми, а также в пределах последних между слагающими их крупными структурно-формационными зонами. Наконец, третьей, общей для большинства месторождений различных типов, особенностью является формирование концентраций первичных слюд в связи с процессами магматизма, метаморфизма и метасоматоза заключительных стадий развития геосинклиналей или периодов тектонической активизации устойчивых областей. Эти наиболее общие эндогенные закономерности специфически реализуются в месторождениях каждого типа, что показано в соответствующих разделах работы.

Основные закономерности размещения вермикулитовых месторождений, обусловленные экзогенными факторами, сводятся к приуроченности концентраций вермикулитовых руд к корам выветривания сиаллитных геохимических типов, главным образом каолинитового и сунгулитового профиля, а в пределах последних — к

их средним зонам. Интенсивность и масштабы гидратации первичных слюд, а следовательно, и масштабы месторождений, и качество сырья обусловливаются благоприятным сочетанием эндогенных и экзогенных факторов. Главные из них — полное развитие и сохранность средних зон профиля коры выветривания, наличие интенсивной тектонической нарушенности пород, способствующей формированию более мощных линейных кор выветривания, и благоприятный состав исходных слюд (малое содержание в них Fe^{2+} и фтора), обеспечивающий их совершенную вермикулитизацию.

В связи с широким диапазоном условий выветривания, в которых происходит вермикулитизация магнезиально-железистых слюд, и причинной зависимостью конечных продуктов этого процесса от исходного состава слюд, экзогенные признаки имеют лишь подчиненное, корректирующее значение при информационном анализе месторождений вермикулита.

Установленная обратная зависимость степени гидратации магнезиально-железистых слюд (и, следовательно, качества сырья) от содержания в них Fe^{2+} и фтора позволяет по содержанию этих элементов в неизмененных слюдах составлять представление о возможном качестве сырья каждого нового месторождения, не дождаясь результатов определения объемного веса предварительно обогащенных и обожженных проб.

При отсутствии данных по химизму первичных слюд (что зачастую имеет место, когда разведочные выработки и скважины не выходят за пределы зоны выветривания) качественную характеристику сырья может дать количественный рентгенографический анализ, требующий для исследования не более десятых и сотых долей грамма гидратированной слюды.

Поскольку месторождения выделенных формационных типов или их групп существенно отличаются друг от друга по особенностям строения, размещения и промышленной ценности, рекомендуется при дальнейших поисково-разведочных работах учитывать свойственное каждому из отмеченных подразделений сочетание признаков, благоприятных для обнаружения крупных месторождений или отдельных концентраций в их пределах богатых руд с качеством сырья, удовлетворяющим требованиям ряда отраслей народного хозяйства.

В соответствии с этим при поисках месторождений, ассоциирующих с комплексами ультраосновных или основных щелочных пород, приуроченных к глубинным разломам в пределах стабилизованных участков земной коры, следует отдавать предпочтение массивам с наиболее полным набором петрографических разновидностей пород. Среди них оливиниты содержащие ультраосновные щелочные массивы особенно интересны как в отношении больших масштабов проявления и высокого качества вермикулитовых руд, так и отмечаемой в комплексе с ними флогопитовой, апатитовой, железорудной, медной и редкометальной минерализации. В пределах массивов зоны интенсивной флогопитизации и вермикулити-

зации тяготеют к зонам тектонических нарушений, по которым контактируют ультраосновные и основные породы со щелочными или с карбонатитами. При этом, поскольку вермикулит образуется как за счет маложелезистых и крупнопластинчатых, так и за счет железистых и мелкочешуйчатых флогопитов, для каждой рудной залежи, зоны и месторождения в целом площадь вермикулитового оруденения всегда больше, чем флогопитового.

При поисках месторождений в гипербазитах или базитах складчатых областей оптимальным условиям будут отвечать массивы, сочетающие в себе породы существенно магнезиальные (оливиниты, перidotиты) и магнезиальные с более высоким содержанием кремния и алюминия (пироксениты, габбро) и пространственно ассоциирующие с плагиомикроклиновыми гранитами без признаков повышенной фтористости. Правильность оценки таких массивов как наиболее перспективных подтверждена разведочными работами на Каратасском месторождении, характеризующимся в отличие от всех месторождений этой группы наряду с высоким качеством руд высоким средним содержанием в них полезного компонента и большими масштабами проявлений.

В гипербазитовых и базитовых массивах локализация промышленно-ценных рудных тел контролируется зонами вторичного расланцевания пород и тектоническими нарушениями, секущими первичную сланцеватость. В оливинит- или перidotитсодержащих гипербазитовых массивах в комплексе с вермикулитом возможны промышленные скопления хрома, никеля, антофиллит-асбеста, корунда, а в некоторых случаях, по-видимому, также берилла, изумруда, редких металлов.

В корах выветривания пород, развитых на флогопитовых месторождениях, связанных с магнезиальными карбонатными и алюмосиликатными комплексами, характерными для древних тектонически стабильных структур земной коры, нет оснований ожидать крупных месторождений вермикулита. Концентрации последнего могут быть встречены лишь в участках развития малофтористых слюд, количественно резко подчиненных слюдам, обогащенным фтором ($F=1,5\div 2\%$ и более). Обнаружение более крупных месторождений возможно в сходных по составу с известными метаморфических образованиях, развитых в складчатых областях и представленных магнезиальными скарнами, формирующими на контакте доломитов с плагиомикроклиновыми гранитами, обедненными фтором.

Для поисков месторождений в метаморфических гнейсово-амфиболитовых комплексах, распространенных на щитах, в срединных массивах и внутри геоантеклинальных поднятий, наиболее благоприятны брахиформные антиклинальные структуры, а в их пределах — участки и площади проявления регионального метаморфизма и ультраметаморфизма орогенной стадии и периода активизации кристаллического фундамента. При этом выявление крупных месторождений с кондиционными рудами наиболее вероятно

в полях развития сиенитизации. В месторождениях этого типа совместно с вермикулитом возможно попутное извлечение алюминиевого, редкометального и полевошпатового сырья, а также использование щелочных пород из отвалов горных выработок в качестве строительного камня.

Такие же по масштабам и значительно более крупные с богатыми рудами месторождения могут быть выявлены в составе гранитизированных гнейсово-амфиболитовых комплексов. Из числа последних наиболее перспективными представляются протяженные на многие десятки и сотни километров площади гранито-гнейсов Восточно-Уральского и Уралтауского поднятий. Промышленно интересными могут оказаться также аналогичные по составу комплексы в пределах Кокчетавского и Ханкайского срединных массивов, Мамского и Алданского слюдоносных регионов, хребтов Ставнового, Хингана и Джугджур, Забайкалья, Прибайкалья и Енисейского кряжа. Во всех этих регионах возможно обнаружение крупных месторождений с качеством руд, удовлетворяющим запросы многих отраслей промышленности, в связи с чем в них целесообразно проведение ревизионно-рекогносцировочных работ.

С месторождениями, приуроченными к высокоглиноземистым биотитовым парагнейсам и парасланцам, могут быть связаны крупные (с миллионными запасами) концентрации гидробиотита. Эти, в основной своей массе некондиционные по качеству, руды находят, однако, применение во многих областях строительства и в сельском хозяйстве. Нередко высокое содержание в них полезного компонента позволяет эффективно использовать их после нетрудоемкого обогащения до грубого концентрата. В ряде случаев обогащения не требуется совсем, так как находят применение и полезные свойства содержащей гидробиотит породы. Поиски таких месторождений, распространенных в пределах тех же структур земной коры, что и месторождения гнейсово-амфиболитовых комплексов, но приуроченных к менее метаморфизованным породам, слагающим обычно межкупольные синклинальные зоны, рекомендуется провести в Побужье, Мамском и Алданском регионах, на Ханкайском массиве и, возможно, на Урале. Во всех этих регионах имеются большие площади высокоглиноземистых биотитовых гнейсов и сланцев (с развитыми на них корами выветривания), которые следует оценить прежде всего по содержанию в них биотита, выделив наиболее обогащенные им участки (более 20%).

Охарактеризованные особенности геологического строения месторождений вермикулита различных формационных типов и закономерности их размещения могут служить основой для выработки критериев поисков на вермикулит и прогнозной оценки новых перспективных территорий. Эти критерии вследствие специфики полезного ископаемого, каким является вермикулит, будут складываться из критериев эндогенного и экзогенного характера и, естественно, будут варьировать на разных этапах поисков и прогнозирования.

Так, на первом этапе прогнозирования — при выборе перспективных территорий — оказывается прежде всего необходимым оконтуривание областей распространения сиаллитных кор выветривания. Параллельно с этим производится выявление регионов с широким развитием комплексов меланократовых слюдоносных пород.

На втором этапе — при определении перспективных зон, являющихся частями ранее выделенных перспективных территорий, на первый план выступают эндогенные критерии. При этом в соответствии с самыми общими закономерностями локализации меланократовых слюдосодержащих пород различных формационных типов выявляются перспективные структурные зоны первого порядка, например в пределах стабилизованных областей — выходы кристаллического фундамента, в складчатых областях — зоны поднятий. Вслед за тем из числа этих зон предпочтение отдается тем из них, где лучше развиты и сохранены коры выветривания, т. е. исключаются районы с тенденцией к воздыманию.

На третьем этапе в пределах перспективных зон производится оконтуривание слюдоносных комплексов наиболее благоприятных формационных типов с использованием практически только эндогенных закономерностей, например для месторождений первой группы — зоны линеаментов, для месторождений второй группы — пограничные структурно-формационные зоны складчатых областей.

На четвертом этапе в пределах наиболее перспективных слюдоносных комплексов осуществляются поиски участков повышенной концентрации вермикулитовых тел (вермикулитовых месторождений). При этом прежде всего выявляются участки локализации слюдитовых тел с хорошо гидратируемой слюдой (с малым содержанием Fe^{2+} и фтора), а среди них — те, которые ассоциируют с наиболее мощными продуктивными горизонтами коры выветривания.

Пятый этап является этапом детальных поисков, разведки и промышленной оценки месторождений. На этом этапе производится оконтуривание вермикулитовых тел по площади и на глубину, т. е. подсчет запасов. Одновременно изучается качество сырья (химико-минералогическими и технологическими методами) с выделением различных сортов руд. Закономерности эндогенного и экзогенного характера на этом этапе используются в неразрывной связи друг с другом.

С п и с о к л и т е р а т у р ы

1. Алявдина И. Н. Слюды массива Вуориярви. — В кн.: Матер. по минералогии Кольск. п-ова, вып. 6. Л., «Наука», 1968, с. 251—258.
2. Амеландов А. С., Озеров К. Н. Булдымское месторождение вермикулита. — «Минеральное сырье», 1934, № 2, с. 19—28.
3. Афанасьев А. П. Минералогия доледниковой коры выветривания Кольского полуострова и приуроченных к ней месторождений вермикулита. М.—Л., «Наука», 1966. 169 с.
4. Бассет В. А. Образование вермикулитового месторождения Либби, Монтана. — В кн.: Вопросы минералогии глин. М., ИЛ, 1962, с. 292—316.
5. Белов В. В. Месторождение вермикулита «Семь ключей» в районе Вишневых гор в Среднем Урале. — Труды Уральск. науч.-исслед. ин-та геол., разв. и исслед. минер. сырья. Сер. полезн. ископ., 1938, вып. 2, с. 243—275.
6. Богомолов М. А. Некоторые особенности петрологии массивов центрального типа с дунитовым ядром на Алданском щите. — В кн.: Метасоматизм и другие вопросы физ.-механич. петрологии. М., «Наука», 1968, с. 312—363.
7. Бокий Г. Б., Архипенко Д. К. Об оксонии в вермикулите. — «Журн. структ. химии», 1962, сб. 3, № 6, с. 697—702.
8. Боровиков П. П. Новый промышленный тип месторождений вермикулита. — В кн.: Мат-лы по геологии месторождений неметаллических полезн. ископаемых. Л., 1962, с. 71—81. (Труды ВСЕГЕИ).
9. Боровиков П. П. Сыревая база вермикулитовой промышленности в СССР и классификация месторождений вермикулита. — В кн.: Исследования и применения вермикулита. Л., «Наука», 1969, с. 11—22.
10. Боровиков П. П., Коренбаум В. С., Левицкий В. В. Месторождения вермикулита в Приморье. — Информ. сб. Приморск. геол. упр., 1962, № 3, с. 57—63.
11. Боровиков П. П., Львова И. А. Типы месторождений вермикулита, их промышленное значение и направление дальнейших геологоразведочных работ. — В кн.: Закономерности размещения полезн. ископаемых СССР, т. 6. М., Изд-во АН СССР, 1962, с. 470—488.
12. Бутакова Е. Л., Егоров Л. С. Маймеч-Котуйский комплекс формаций щелочных и ультраосновных пород. — В кн.: Петрография Вост. Сибири, т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1962, с. 417—539.
13. Бухмастов В. М., Антонов В. Ф., Жиркевич В. Н. О Потанинском месторождении вермикулита. — В кн.: Исследование и применение вермикулита. Л., «Наука», 1969, с. 40—44.
14. Васильев В. И., Драгунов В. И., Рундквист Д. В. «Парагенезис минералов и «формация» в ряду образований различных уровней организации. — Зап. ВМО, 1972, сер. II, ч. 101, вып. 3, с. 281—290.
15. Вермикулит вспученный. ГОСТ 12865—67. М., 1968.
16. Власов В. А., Кутукова Е. И. Изумрудные копи. М., Изд-во АН СССР, 1960. 250 с.
17. Великовская Е. М. Юрские угленосные отложения Енисейского кряжа. — В кн.: Бокситы. М., 1936, с. 125—141. (Тр. ВИМС, т. 1, ч. 2).
18. Виноградская Г. М. Петрология гранитоидов Уфалейского района на Урале. — Мат-лы по геол. Урала, нов. сер., т. 119. Л., 1964, с. 162—238.
19. Виславных Н. А., Янчуковский В. Н. О закономерностях размещения промышленного ослюденения на Слюдянском месторождении флогопита. — «Разведка и охрана недр», 1963, № 1, с. 21—26.
20. Геохимические особенности щелочных габброидов массива Ирису. — В кн.: Щелочные породы Киргизии и Казахстана. Фрунзе. Изд-во «Илим», 1968, с. 108—127. Авт.: А. А. Куденко, В. А. Левченко, В. А. Стеценко и др.

21. Гецева Р. В. Изучение процессов гидратации флогопита Слюдянского месторождения. — Тр. ВИМС, 1940, вып. 157, с. 43—44.
22. Гиизбург А. И., Эпштейн Е. М. Карабонатитовые месторождения. — В кн.: Генезис эндог. рудн. м-ний. М., «Недра», 1968, с. 152—219.
23. Гланц А. И., Чурагулов М. Б. Экономическая эффективность применения в строительстве вермикулита Потанинского месторождения. — В кн.: Исследование и применение вермикулита. Л., «Наука», 1969, с. 233—239.
24. Гоголь Л. П., Скалыга В. И. Геологическое строение и предварительная промышленная оценка вермикулитовых месторождений Приазовья. — В кн.: Мат-лы совещания по проблемам исследований, добычи, обогащения, переработки и применения вермикулита и флогопита в народном хозяйстве. Апатиты, Изд-во Кольского филиала АН СССР, 1963, с. 280—284.
25. Громов Ю. Я. Тектоника и история формирования Уссури-Ханкайского срединного массива. — «Сов. геология», 1959, № 12, с. 40—51.
26. Груба В. И., Гоголь Л. П., Львова И. А. К геологической характеристике проявлений вермикулита в Приазовье. — В кн.: Исследование и применение вермикулита. Л., «Наука», 1969, с. 37—40.
27. Днепровский И. Ф. К вопросу использования гидрофлогопита и отходов флогопита Слюдянских флогопитовых месторождений. — В кн.: Мат-лы совещания по проблемам исследований, добычи, обогащения, переработки и применения вермикулита и флогопита в народном хозяйстве. Апатиты, Изд-во Кольского филиала АН СССР, 1963, с. 301—306.
28. Добрцов Н. Л., Соболев В. С., Хлестов В. В. Принципы выделения и классификация регионально-метаморфических формаций. — «Геология и геофизика», 1969, № 3, с. 3—16.
29. Доминиковский Г. Г. Петрография кристаллических сланцев средней части Ильменских гор. — Тр. Ильм. гос. запов., 1971, вып. IX, т. 1, с. 130—147.
30. Дьяконов Ю. С. О закономерностях чередования слоев в смешанно-слойных структурах вермикулита — биотит. — «Кристаллография», 1962, т. 7, вып. 6, с. 878—881.
31. Дьяконов Ю. С. Рентгенографическое определение смешанно-слойных минералов (гидробиотитов), промежуточных между биотитом и вермикулитом. — «Рентгенография мин. сырья», 1964, вып. 4, с. 135—143.
32. Дьяконов Ю. С. О структурных изменениях биотитов при гидратации. — ДАН СССР, 1964, т. 154, № 6, с. 1347—1350.
33. Дьяконов Ю. С., Львова И. А. О превращении триоктаэдрических слюд в вермикулит. — ДАН СССР, 1967, т. 175, № 2, с. 432—434.
34. Дубенецкий К. Н., Пожин А. П., Крашенинников О. Н. Технология получения и применения в строительстве вермикулита Каменномогильского месторождения. — В кн.: Исследование и применение вермикулита. Л., «Наука», 1969, с. 195—197.
35. Елисеев Н. А., Кушев В. Г., Виноградов Д. П. Протерозойский интрузивный комплекс Восточного Приазовья. М.—Л., «Наука», 1965. 204 с.
36. Ефимов И. А., Косинцева Л. Г. Апатит, слюды, гидрослюды и вермикулит в массивах красномайского ультраосновного щелочного комплекса (Северный Казахстан). — В кн.: Хим. и горноруд. сырье Казахстана. Алма-Ата, 1968, с. 49—69.
37. Закономерности локализации и оценка месторождений антофилит-асбеста Мугоджар. — Тезисы докладов по проблеме: Генезис, закономерности размещения и качественная оценка месторождений неметаллич. полезн. ископаемых, связанных с формацией гипербазитов. М., 1971, с. 53—55. Авт.: Г. И. Бурд, Н. Н. Веденников, Т. М. Вольхина и др.
38. Залищак Б. Л. Кокшаровский массив ультраосновных и щелочных пород. М., «Наука», 1969. 116 с.
39. Зленко Н. Д. Позднесинийские интрузии центрального типа восточной окраины Алданского щита. — Труды ВАГТ, 1961, вып. 7, с. 66—73.
40. Казанцев В. П. О структуре и свойствах вермикулита. — Зап. Всеросс. мин. об-ва, 1934, вторая серия, ч. 63, с. 464—480.

41. Каледонский комплекс ультраосновных щелочных пород и карбонатитов Кольского полуострова и Северной Карелии. М., «Недра», 1965, 772 с. Авт.: А. А. Кухаренко, М. П. Орлова, А. Г. Булах и др.
42. Калинин П. В., Роненсон Б. М. Геолого-структурные особенности и генезис Слюдянских флогопитовых месторождений. — «Сов. геология», 1957, № 58, с. 56—73.
43. Карта магматических формаций СССР, м-б 1 : 2 500 000 (краткая объяснительная записка). Гл. ред. Д. С. Харкевич, Л., 1971, 88 с.
44. Кельман Г. А. Новые данные о геологическом строении района Сысерской гранитной интрузии. — «Сов. геология», 1958, № 6, с. 121—135.
45. Кельман Г. А. Результаты геологического карттирования метаморфических комплексов Урала. — В кн.: Проблемы изучения геологии докембрия. М., «Наука», 1967, с. 66—71.
46. Кельман Г. А. Основные черты геологии гнейсово-магматитовых комплексов Урала. — В кн.: Магматич. формации, метаморфизм, металлогенesis Урала, т. 5, Свердловск, 1969, с. 7—11.
47. Кельман Г. А. Гнейсовые комплексы Урала. — В кн.: Метаморфические пояса СССР. Л., «Наука», 1971, с. 227—233.
48. Колотухина С. Е., Первухина А. Е., Рожанец А. В. Геология месторождений редких элементов Африки и их экономическое значение. М., «Наука», 1964, 303 с.
49. Константинов Р. М. Методы изучения и критерии выделения магматогенных рудных формаций при крупномасштабных металлогенических исследованиях (на примере Восточного Забайкалья). — В кн.: Эндогенные и рудные формации Сибири и Дальн. Востока. М., 1966, с. 19—30.
50. Коптев-Дворников В. С., Кузнецов Е. А. Борзовское месторождение корунда. — Тр. Ин-та прикл. минералогии. Вып. 47, М., 1931, 313 с.
51. Коржинский Д. С. Биметасоматические флогопитовые и лазуритовые месторождения архея Прибайкалья. М., Изд-во АН СССР, 1947. 164 с. (Тр. ИГН, вып. 29, петр. сер., № 10).
52. Коржинский Д. С. Очерт метасоматических процессов. — В кн.: Основные проблемы в учении о магматоген. рудн. месторождениях. М., Изд-во АН СССР, 1955, с. 335—456.
53. Кормилицын В. С., Страна П. А. Теоретические аспекты двух основных направлений в учении о рудных формациях в приложении к металлогению и прогнозированию. — В кн.: Основы научн. прогноза месторождений рудн. и нерудн. полезн. ископаемых. Л., 1971, с. 12—13.
54. Корчагин А. М. Вермикулит-флогопитовое месторождение Инагли. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1966, № 8, с. 86—97.
55. Корчагин А. М. Инаглинский массив ультраосновных и щелочных пород (Южная Якутия). — Изв. АН СССР, сер. геол., 1972, № 7, с. 49—59.
56. Коссовская А. Г., Шутов В. Д., Александров В. А. Зависимость минерального состава глин угленосных формаций от условий осадконакопления. — «Литология и полезн. ископ.», 1964, № 2, с. 20—38.
57. Крашениников О. Н. Мелкозернистые вермикулиты и их применение в строительстве (на примере Приазовского и Барчинского месторождений). — Автореф. канд. дис. Л., 1970, 19 с.
58. Кузнецов В. А. Генетические группы и формации эндогенных рудных месторождений и их значение для металлогенического анализа. — В кн.: Эндогенные рудные формации Сибири и Дальн. Востока. М., «Недра», 1966, с. 7—18.
59. Куклина Л. А. Вермикулит. Библиографический указатель отечественной и зарубежной литературы 1936—1964 гг. Апатиты, Изд-во АН СССР (Кольский филиал), 1966. 207 с.
60. Левин В. Я., Панков Ю. Д. Вопросы мигматизации и гранитизации пород района восточной и южной части Ильменских гор. — В кн.: Магматизм, метаморфизм, металлогенesis Урала, т. 3. Свердловск, 1963, с. 203—218.
61. Лицарев М. А. Генезис флогопитовых месторождений Алдана. М., Изд-во АН СССР, 1961. 166 с. (Тр. Ин-та геол. рудн. м-ний, петрограф. минер. и геох., вып. 67).

62. Львова И. А. Контактово-метасоматические явления в магнезиальных карбонатных породах Кутурчинского белогорья и связанная с ними флогопит-вермикулитовая минерализация. — Информ. сб. ВСЕГЕИ, 1962, № 55, с. 3—19.
63. Львова И. А. Типы месторождений вермикулита сырья на территории Западного Приазовья. — В кн.: Слюдя и пьезооптические сырье. Л., 1964, с. 36—53 (Тр. ВСЕГЕИ, т. 108).
64. Львова И. А. К вопросу о генезисе Потанинского месторождения вермикулита. — Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., 1969, т. 147, с. 165—190.
65. Львова И. А., Дьяконов Ю. С. Минералогические особенности вермикулита сырья месторождений СССР как критерий оценки их качества. — В кн.: Исследование и применение вермикулита. Л., «Наука», 1969, с. 53—62.
66. Манкин К. Д., Кассиди М. М. Хлорит, вермикулит и тальк из района Вебстер, Северная Каролина. — В кн.: Вопросы геологии и минералогии слюд. М., «Мир», 1965, с. 41—46.
67. Маракушев А. А., Ким Мин Себ, Ким Хак Дзе. Фациально-парagenетический анализ месторождений талька и флогопита, связанных с докембрийскими магнезиальными мраморами Северной Кореи. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. 6. М., Изд-во АН СССР, 1962, с. 76—91.
68. Мацуцин Г. А. Вермикулитизированные слюдистые сланцы и гнейсы Приморья и их применение в строительстве. — Автореф. канд. дис. Л., 1966, 19 с.
69. Метаморфические комплексы и пояса Урала. — В кн.: Метаморфические пояса СССР. Л., «Наука», 1971, с. 222—227. Авт.: Н. Л. Добрецов, Г. А. Кейльман, Л. М. Минкин и др.
70. Минкин Л. М. Карта метаморфизма Урала. — В кн.: Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала, т. 1. Свердловск, 1969, с. 151—164.
71. Михайлов Н. П. Казахстанская складчатая область. Зона допалеозойской консолидации. — В кн.: Геологическое строение СССР, т. 3. М., «Недра», 1968, с. 280—286.
72. Молчанова Т. В. Структурное положение, петрология и происхождение калиевых основных щелочных пород (на примере Срединного Тянь-Шаня и Алдана). М., «Наука», 1966, 148 с. (Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 159).
73. Мурзаков С. П. Метасоматическая зональность флогопитовых образований Алдана. — В кн.: Геология и петрология докембра Алданского щита. М., 1966, с. 294—318.
74. Мурти Р. Месторождения вермикулита в штате Майсур. — В кн.: Вопросы геологии и минералогии слюд. М., «Мир», 1965, с. 83—90.
75. Нагорский М. П. К вопросу о генезисе коры выветривания Салаира. — Вестн. ЗСГУ, 1940, вып. 3—4, с. 45—49.
76. Опыт производства и использования вермикулита. — В кн.: Исследование и применение вермикулита. Л., «Наука», 1969, с. 189—194. Авт.: Л. П. Гоголь, В. И. Груба, М. Д. Бойчук и др.
77. Панков Ю. Д. Региональный метаморфизм и гранитизация в южной части Ильменских гор. — В кн.: Вопросы петрологии гранитоидов Урала. Свердловск, 1970, с. 226—229. (Тр. Ин-та геологии и геохимии, вып. 85).
78. Панков Ю. Д. Ильменогорский метаморфический комплекс. — В кн.: Ильменогорский комплекс магматических и метаморфических пород. Свердловск, Изд-во Уральск. филиала АН СССР, 1971, с. 61—129. (Тр. Ильм. гос. запов., вып. 9).
79. Пантелеев Д. Н. Сообщение о работах по изучению вермикулитовых месторождений Якутии. — В кн.: Мат-лы совещания по проблемам исследований, добычи, обогащения, переработки и применения вермикулита и флогопита в народном хозяйстве. Апатиты, Изд-во Кольск. филиала АН СССР, 1963, с. 307—311.
80. Петров Б. Ф. Древняя кора выветривания и постледственные отложения Западной части Кузнецкого Алатау. — Тр. Почв. ин-та АН СССР, 1939, т. 14, вып. 2, с. 3—38.
81. Петров В. П. Основы учения о древних корах выветривания. М., «Недра», 1967, 344 с.
82. Петрография Центрального Казахстана, т. 2. М., «Недра», 1971, 359 с. Авт.: Н. П. Михайлов, М. В. Иняхин, Г. Ф. Ляпичев и др.

83. Пинус Г. В., Колесник Ю. Н. Альпинотипные гипербазиты юга Сибири. М., «Наука», 1966. 194 с.

84. Подоляк Ф. С. Основные направления и опыт применения вермикулита в крупнопанельном строительстве. — В кн.: Мат-лы совещ. по проблемам исслед., добычи, обогащ., перераб. и примен. вермикулита и флогопита в нар. хоз. Апатиты. Изд-во Кольского филиала АН СССР, 1963, с. 198—205.

85. Полуновский Р. М. Литолого-петрографические особенности, стратиграфия и металлогения гнейсовой серии Центрального Приазовья. — Автореф. канд. дис. М., 1970. 27 с.

86. Поляков В. В., Клименко П. Л. Результаты поисково-разведочных работ на вермикулит в Южном Казахстане. — В кн.: Исследование и применение вермикулита. Л., «Наука», 1969, с. 44—49.

87. Ройзенман Ф. М. Геологические условия образования флогопитовых месторождений Алдана. — Автореф. канд. дис. М., 1970. 31 с.

88. Роненсон Б. М. Основные черты петрологии Вишневогорского щелочного комплекса. — В кн.: Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала, т. 3. Свердловск, 1963, с. 109—120.

89. Роненсон Б. М. Петрология Вишневогорского щелочного комплекса на Урале. — Автореф. докт. дис. М., 1966, 25 с.

90. Рудник В. А., Соботович Э. В. Последовательность геологических событий в докембрии Алданского щита. — ДАН СССР, 1971, т. 200, № 3, с. 690—693.

91. Рундквист Д. В. О принципах выделения и прогнозирования рудных формаций. — В кн.: Основы научного прогноза месторождений рудн. и нерудн. полезн.ископаемых. Л., «Недра», 1971, с. 27—34.

92. Севальсан, Ким Хен Ок, Ким Ен Хен. Характерные особенности вермикулита в КНДР. — Чичжиль кви чири, 1970, т. 10, № 5, с. 15—19. (Кор., рез. русск.).

93. Сигов А. П. Геоморфологические условия и эпохи образования каолинов Урала. — Докл. сов. геологов к XXIII сессии МГК симпозиум 1а, М., 1968, с. 27—33.

94. Сидоренко А. В. Доледниковая кора выветривания Кольского полуострова. М., Изд-во АН СССР, 1958. 108 с.

95. Соболев Н. Д. Возрастные и генетические группы ультраосновных массивов Урала и закономерности размещения связанных с ними полезных ископаемых. — В кн.: Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала, т. 1. Свердловск, 1963, с. 245—253.

96. Соколова Е. П. О рентгенометрическом изучении минералов группы слюд. — «Рентгенография минерального сырья», 1966, сб. 5, с. 106—122.

97. Солонинко Е. М., Каленов Г. И., Туркевич Г. И. Некоторые данные о распространении и качестве вермикулитов Украинской ССР. — В кн.: Мат-лы совещ. по проблемам исслед. добычи, обогащ., перераб. и примен. вермикулита и флогопита в нар. хоз. Апатиты, Изд-во Кольск. филиала АН СССР, 1963, с. 265—280.

98. Ступаченко П. П. Основные характеристики кокшаровского вермикулита (Приморский край) и возможности его применения в строительстве. — В кн.: Мат-лы совещ. по проблемам исслед., добычи, обогащ., перераб. и примен. вермикулита и флогопита в нар. хоз. Апатиты, Изд-во Кольск. филиала АН СССР, 1963, с. 317—328.

99. Ступаченко П. П., Коренбаум В. С. Вермикулитовые месторождения Приморья и возможности использования сырья. — В кн.: Мат-лы совещ. по проблемам исслед., добычи, обогащ., перераб. и примен. вермикулита и флогопита в нар. хоз. Апатиты, Изд-во Кольск. филиала АН СССР, 1963, с. 312—316.

100. Судников Н. Г., Климов Л. В., Михайлов Д. А. О закономерностях распределения флогопитовых месторождений в архее на Алдане. — В кн.: Закономерности размещения полезн. ископаемых, т. 6. М., 1962, с. 385—395.

101. Ташилкин В. А. Коры выветривания Приморья. — Автореф. канд. дис. М., 1969. 24 с.

102. Терновой В. И., Афанасьев Б. В., Сулимов Б. И. Геология и разведка Ковдорского вермикулита-флогопитового месторождения. Л., «Недра», 1969. 287 с.
103. Тихонов Ю. М. Исследование вермикулита и растворов на его основе с целью применения их в конструкциях стен и полов зданий. — Автореф. канд. дис. Л., 1972. 21 с.
104. Токмаков П. П., Замуруева М. Г. О генезисе Булдынского месторождения вермикулита. — В кн.: Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала. Т. 1. Свердловск, 1963, с. 359—370.
105. Угрюмов А. Н., Киселев Ю. В. О возрасте ультраосновных пород массива Инагли (Алданский щит). — «Геология и геофизика», 1969, № 8, с. 19—24.
106. Филиппов Г. В. Петрология и геохимия гипербазитов северо-западной части Восточного Саяна. — Автореф. канд. дис. Томск, 1970. 19 с.
107. Филиппов Г. В. О составе и генетических особенностях лиственитизированных пород гипербазитовых массивов Идарского и Пезинского белогорий в Восточном Саяне. — В кн.: Геология и минеральные ресурсы Красноярск. края (Мат-лы I науч.-техн. конф. молодых науч. работн. и спец. Красноярск. края). Красноярск, Книжн. изд-во, 1971, с. 81—85.
108. Финько В. И., Коренбаум В. С., Колбин М. Ф. О древних корах выветривания Приморья. — В кн.: Кора выветривания, вып. 6. М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 195—202.
109. Финько В. И. Полезные ископаемые кор выветривания Приморского края. — В кн.: Авторефераты работ сотрудников ИГЕМ за 1963 г. М., 1964, с. 91—92.
110. Финько В. И. Каолиновые продукты мезозойской коры выветривания Приморья. — В кн.: Докл. сов. геологов к XXIII сессии МГК. М., 1968, с. 20—26.
111. Хайн В. Е. Региональная геотектоника (Северная и Южная Америка, Антарктида, Африка). М., «Недра», 1971. 547 с.
112. Хисамутдинов М. Г. О древней коре выветривания в Курчумском районе (Южный Алтай). — Мат-лы ВСЕГЕИ, нов. сер., 1956, вып. 8, ч. 1, с. 116—117.
113. Ходли Дж. Слюдяные месторождения Канады. — В кн.: Вопросы геологии и минералогии слюд. М., «Мир», 1965, с. 13—40.
114. Чулков Н. Т., Янчуковский В. Н. Геологические структуры и вопросы прогноза флогопитоносности в Слюдянском районе. — В кн.: Закономерности размещения полезн. ископаемых, т. 6. М., Изд-во АН СССР, 1962, с. 420—440.
115. Шатский Н. С. Фосфоритоносные формации и классификация фосфоритовых залежей. — Избранные труды, т. 3. М., Изд-во АН СССР, 1965, с. 116—131.
116. Шаффеев А. А. Докембрий юго-западного Прибайкалья и Хамар-Дабана. Стратиграфия и метаморфизм. М., «Наука», 1970. 176 с.
117. Щеглов А. Д. Металлогения срединных массивов. Л., «Недра», 1971. 148 с.
118. Шейнманн Ю. М., Апельцин Ф. Г., Нечаева Е. А. Щелочные интрузии, их размещение и связанная с ними минерализация. — «Геология месторождений редких элементов», 1961, вып. 12—13. 178 с.
119. Шмакин Б. М. Флогопитоносность диопсидовых пород Куранахских месторождений (Южная Якутия). — Изв. высш. учебн. завед. сер. геол. и разв., 1959, № 1, с. 74—82.
120. Шоцкий И. И. Новые данные по стратиграфии и литологии тетеревобугской серии. — В кн.: Проблемы осад. геологии докембра, вып. 2. М., «Недра», 1967, с. 103—107.
121. Эльянов М. Д., Додатко А. Д., Кондратчук В. Ю. Мезозойская кора выветривания Украинского щита и связанные с ней полезные ископаемые. — Тр. СНИИГГИМС, 1971, вып. 126, с. 150—153.
122. Яковенко В. П. Результаты геологоразведочных работ на вермикулит на месторождениях Красномайской зоны в Северном Казахстане. — В кн.: Исследование и применение вермикулита. Л., «Наука», 1969, с. 49—53.

123. Adams F. D., Barlow A. E. Haliburton-Bancroft area, Central Ontario. — XII Int. geol. congr., Toronto, Guide Book № 2, 1913, p. 960—963.
124. Alexite company producing vermiculite from Wyoming. — Min. J. Phoenix, Arizona, 1946, v. 29, № 16, p. 7.
125. Amin M. S., Afia M. S. Anthophyllite-vermiculite deposit of Hafafit, Eastern Desert, Egypt. — Econ. Geol. (Lancaster), 1954, v. 49, № 3, p. 317—327.
126. Aswathanarayana U. Age determination of rocks and geochronology of India. — New Delhi, 1964, 13 p. Reprint. from Intern. geol. congr., Twenty-second sess., India, 1964.
127. Aurora E. Maaninkavaaraa vermiculitists. — Julk. Geol. Tutkimusl., Helsinki, 1957, № 60, 24 S.
128. Barshad J. Vermiculite and its relation to biotite as revealed by base exchange reactions, X-ray analyses, differential thermal curves, and water content. — Amer. Min., 1948, v. 33, № 11—12, p. 655—678.
129. Barshad J. Nature of lattice-expansion and its relation to hydration in montmorillonite and vermiculite. — Amer. Min., 1949, vol. 34, № 9—10, p. 675—684.
130. Bassett W. A. The origin of the vermiculite deposit at Libby, Montana. — Amer. Min., 1959, v. 44, № 3—4, p. 282—299.
131. Bassett W. A. Role of hydroxyl orientation in mica alteration. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1960, v. 71, № 4, p. 449—456.
132. Bradley W. E., Serratoso J. M. A discussion of the water content of vermiculite. — In: Clays and clay minerals. Proc. seventh Nat. conf. on clays and clay miner. N. Y., Pergamon Press, 1960, p. 260—270.
133. Brobst D. A. Geology of the Spruce Pine district Avery, Mitchell and Jancey Counties, North Carolina, U. S. — Geol. Surv. Bull., 1962, № 1122—A, p. 21—22.
134. Buie B. T., Stewart O. F. Origin of vermiculite at Tigerville, South Carolina. — Geol. Soc. Amer. Bull., 1954, v. 65, № 12, part. 2, p. 1356—1357.
135. Carruthers D. S. Vermiculite and asbestos occurrences, Home-Hill district, — Queensl. Cott. Mining J., 1954, 55, № 627, p. 64—65.
136. Cehak K., Zeman M. Zpráva o nekterých výskytech vermiculitu v Čechách a na Moravě. Vestn. — Ustřed. ustavu geol., 1960, № 2, p. 111—119.
137. Černý P., Miskovsky J. Ferroan phlogopite and magnesium vermiculite from Verna, Western Moravia. — Acta Univ. Cardinae. geol., 1966, № 1, p. 17—32.
138. Clabaugh S. E., Barnes V. E. Vermiculite in Central Texas. — Rep. Invest. Univ. Texas, Austin, 1959, v. 12, № 40, p. 1—32.
139. Currie J. B. The occurrence and relationship of some micas and apatite deposits in South-Eastern Ontario. — Econ. Geol., 1951, v. 46, № 7, p. 765—778.
140. De la Roche H. Sur la composition chimique des phlogopites de Madagascar et sur la présence de variétés riches en fluor. — Ann. géol. Madagascar, 1963, № 33, p. 175—178.
141. Dey S. K. Phlogopite in Jeypore Zamindary in Vuzagapatam, Madras. — Indian Min., 1950, v. 4, № 4, p. 181—185.
142. Dey S. K. A note on the occurrence and origin of vermiculite near Chatra, Hazaribagh, Bihar. — Indian Min., 1954, v. 8, № 3, p. 167—173.
143. Foster M. D. Interpretation of the composition of trioctahedral micas. U. S. Geol. Surv. Prof. Paper 354—B, 1960, p. 11—49.
144. Foster M. D. Layer charge relations in the dioctahedral and trioctahedral micas. — Amer. Min., 1960, v. 45, № 3—4, p. 383—398.
145. Foster M. D. Interpretation of the composition of vermiculites and hydrobiotites. In: Clays and clay minerals. Proc. 10—th Nat. Conf. Oxford — London — New-York — Paris. Pergamon Press, 1963, No 12, p. 70—89.
146. Gaudette H. E. Magnesium vermiculite from the Twin Sisters mountains, Washington. — Amer. Min., 1964, v. 49, № 11—12, p. 1754—1763.
147. Gevers W. Vermiculite at Loolekop, Palabora, North-East Transvaal. — Trans. Geol. Soc. South Africa, 1949, v. 51, p. 133—178.
148. Gruner J. W. The structures of vermiculites and their collapse by dehydration. — Amer. Min., 1934, v. 19, № 12, p. 557—575.

149. Gummer W. K., Burr S. V. Nephelinized paragneisses in the Bancroft area, Ontario. — J. Geol., 1946, v. 54, p. 137—168.
150. Hadley J. B. Preliminary report on corundum deposits in the Buck Creek peridotite, Clay county North Carolina. U. S. Geol. Surv. Bull., № 948—E, 1949, p. 103—128.
151. Hendricks S. B., Jefferson M. E. Crystal structure of vermiculites and mixed vermiculite chlorites. — Amer. Min., 1938, v. 23, № 12, p. 851—862.
152. Jackson W. W., West J. The crystal structure of muscovite $KAl_2(AlSi_3)O_{10}(OH)_2$. Zeit. Krist., B, 76, 1930, S. 211—227.
153. Jensen H. J. The origin, distribution and mode of occurrence of mica in Central Australia. — Proc. Royal Soc. of Queensl., 1947, v. 57, № 4, p. 37—52.
154. Johnson R. L. The geology of Dorowa and Shawa Carbonatite complex, Southern Rhodesia. — Trans. and Proc. Geol. Soc. Afr., 1961, v. 64, p. 101—145.
155. Jun-ichi Kitahara. Hydrophlogopite from the Wakamatsu mine, Tottori prefecture. — J. Japan. Assoc. Min., Petr., Econ. Geol., 1965, v. 54, № 1, p. 32—38.
156. Katz M. B. Retrograde contact metamorphism in the granulite facies terrain of Mont Tremblant Park, Quebec. — Geol. Mag., 1968, v. 105, № 5, p. 487—492.
157. King B. C., Sutherland D. S. Alkaline rocks of Eastern and Southern Africa. — Sci. Progr., 1960, p. 1, v. 48, № 190, p. 298—321.
158. Keay J., Wild A. Hydration properties of vermiculite. — Clay Min. Bull., 1967, v. 4, № 25, p. 221—228.
159. Kulp J. L., Brobst D. A. Notes on the dunite and the geochemistry of vermiculite at the Day Book dunite deposit, Yancey County, North Carolina. — Econ. Geol., 1954, v. 49, № 2, p. 211—220.
160. Kun N. The economic geology of columbium (niobium) and of tantalum. — Econ. Geol., 1962, v. 57, № 3, p. 377—404.
161. Lacroix A. Les gisements de phlogopite de Madagascar et les pyroxénites qui les renferment. Annales géologiques du Service des Mines. Fascicule № 11, Tananarive, 1941. 119 p.
162. Landes K. K. Origin of the Quebec phlogopite apatite deposits. — Amer. Min., 1938, v. 23, № 6, p. 360—390.
163. Larsen E. S. Hydrothermal Origin of Corundum and Albite Bodies. — Econ. Geol., 1928, v. 23, № 4, p. 398—433.
164. Leighton F. B. Origin of vermiculite deposits, Southern Virgin Mountains, Nevada. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1954, v. 65, № 12, p. 1277.
165. MacLeod W. N. Vermiculite deposits at Young River, Eucla Division. — Geol. Surv. West Austral. Annual Rept., 1964. S. J., 1965, p. 41—42.
166. Mathieson A. M. Mg-vermiculite a refinement and reexamination of the crystalstructure of the 14, 36A phase. — Amer. Min., 1958, v. 43, № 3—4, p. 216—222.
167. Mathieson A. M., Walker G. F. Crystal structure of magnesium-vermiculite. — Amer. Min., 1954, v. 39, № 3—4, p. 231—255.
168. Midgley H. G., Midgley C. M. The mineralogy of some commercial vermiculites. — Clay Min. Bull., 1960, v. 4, № 23, p. 142—150.
169. Mortland M. N., Lawton U., Uehara G. Alteration of biotite to vermiculite by plant growth. — Soil. Sci. Baltimore, 1965, v. 82, № 6, p. 477—481.
170. Murthy R. K. Occurrence of vermiculite in Mysore State. — The Quart. J. Geol. Min. Met. Soc. of Ind., 1960, vol. 42, № 2, p. 87—91.
171. Noda T., Roy R. OH-F exchange in fluorine phlogopite. — Amer. Min., 1956, v. 41, № 11—12, p. 929—932.
172. Omori Keiichi, Konno Hiroshi. Chemical compositions of the heated vermiculites from Fukushima prefecture. — J. Japan. Assoc. Min., Petrol. Econ. Geologists, 1960, v. 44, № 4, p. 187—188.
173. Pauling L. The structure of the micas and related mineral. — Proc. Nat. Acad. Sci. (USA), 1930, v. 16, p. 123.
174. Perry E. S. Talc, graphite, vermiculite, and asbestos deposits in Montana. — Montana Bur. Min. Geol. Mem., 1948, № 27, 44 p.
175. Prindle L. M., Smith R. W. Vermiculite. — Geol. Surv. Georgia Bull., 1935, № 46, p. 41—46.

- i76. Rao G. V. A note on the apatite-magnetite-vermiculite deposits near Sitarampur, Vishakhapatnam district, Andhra Pradesh. — Ind. Min., 1963, v. 17, № 1, p. 39—44.
177. Rich C. J., Obenshain S. S. Chemical and clay mineral properties of a red-yellow podzolic soil derived from muscovite shist. — Soil. Sci. Soc. Amer. Proc., 1955, v. 19, p. 334—339.
178. Rich C. J. Muscovite weathering in a soil developed in the Virginia, Piedmont. In: Clays and clay minerals. Proc. fifth Nat. Conf. on clays and clay min. N. Y., Oxford, London, Paris, 1958, p. 203—212.
179. Rich C. J., Cool M. G. Formation of dioctahedral vermiculite in Virginia Soils. In: Clays and clay minerals, Proc. tenth Nat. Conf. on clays and clay min. Oxford — London — N. Y. — Paris, Pergamon Press, 1963, v. 10, p. 96—106.
180. Robert M., Pedro G. Sur la vermiculisation experimentale de la phlogopite. C. R. Acad. Sc. Paris, 1965, t. 261, № 20, p. 4147—4150.
181. Roux F. H., Cadby J. G., Coleman N. T. Mineralogy of soil separates and alkali-ion-exchange-sorption. — Soil. Sci. Amer. Proc., 1963, v. 27, № 5, p. 534—538.
182. Roy B. C. Vermiculite deposits in Ajmer-Merwara (Gudas). — Ind. Min., 1953, v. 7, № 3, p. 117—124.
183. Roy R., Romo L. A. Weathering studies. A new data on vermiculite. — J. Geol., 1957, v. 65, № 6, p. 603—610.
184. Russell H. D., Hiemstra S. A., Groenveld D. The mineralogy and petrology of the carbonatite at Loolekop Eastern, Transvaal. — Trans. Geol. Soc. South Africa, 1954, v. 57, p. 197—208.
185. Serratoso J. M., Bradley W. F. Determination of the orientation of OH bond axes in layer silicates by infrared absorption. — J. Phys. Chem., 1958, v. 62, p. 1164—1167.
186. Slansky E., Čech F. Vermikulit ze Stupne u Kremze v jiznich Čechach. — Casopis pro Mineralogii a Geologii, 1963, Sv. 8, № 4, p. 382—385.
187. Steinfink H. Crystal structure of a trioctahedral mica phlogopite. — Amer. Miner., 1962, v. 47, № 7—8, p. 886—896.
188. Varley E. R. Vermiculite. London, Colon. Surv. Min. Res. Div., 1952, 70 p.
189. Varley E. R. Vermiculite in Nyasaland. — Colon. Geol. Miner. Res., 1955, v. 5, № 4, p. 464.
190. Varley E. R. Vermiculite deposits in Kenia. — Bull. Imper. Inst., 1948, v. 46, № 2—4, p. 348—352.
191. Vermiculite mining in South Africa. — S.-Afr. Min. Eng. J. (Johannesburg), 1958, v. 69, pt. 1, № 3394, p. 355—357.
192. Volborth A. Vermiculit aus Maaninka, Posion, Nordfinnland. — Bull. commis. géol. Finl., 1953, v. 26, № 159, s. 1—7.
193. Walker G. F. The Mineralogy of some Aberdeenshire soil-clays. — Clay Min. Bull., 1947, v. 1, p. 5—8.
194. Walker G. F. The decomposition of biotite in the soil. — Min. Mag., 1949, v. 28, № 206, p. 693—703.
195. Walker G. F. Trioctahedral minerals in the soil-clays of north-east Scotland. — Min. Mag., 1950, v. 29, № 208, p. 72—84.
196. Walker G. F. Vermiculites and some related mixed-layer minerals. In: X-ray identix. and crystal structure of clay minerals, London, Mineralogical Soc., 1951, p. 199—223.
197. Walker G. F. Diffusion on interlayer water in vermiculite. — Nature, 1956, v. 177, № 4501, p. 239—240.
198. Walker G. F. Vermiculites minerals. In: X-ray identification and crystal structure of clay „minerals“, London, Mineralogical Soc., 1961, p. 297—324.
199. Weaver Ch. E. The effect and geologic signification of potassium «fixation» by expandable clay mineral derived from muscovite, biotite, chlorite and volcanic material. — Amer. Min., 1958, v. 43, № 9—10, p. 839—861.
200. Žurek V. K vyskytum suroviny vermiculitoveho typu v moldanubiku. — Geol. průzkum, 1965, roč. 7, № 10, s. 311—312.

О г л а в л е н и е

Введение	3
Г л а в а I. Формационные типы месторождений	7
Группа А. Вермикулит-гидрофлогопитовые и гидробиотитовые формации в комплексах ультраосновных щелочных пород и карбонатитов и калиевых основных щелочных пород	15
Группа Б. Вермикулит-гидрофлогопитовые и гидробиотитовые формации в гипербазитах и базитах складчатых областей в ассоциации с более молодыми гранитоидами и щелочными породами	37
Группа В. Вермикулит-гидрофлогопитовые формации в комплексах магнезиальных карбонатных и алюмосиликатных пород, ассоциирующих с аляскитовыми гранитами	56
Группа Г. Гидробиотитовые формации в метаморфических гнейсово-амфиболитовых и гнейсово-сланцевых комплексах	67
Г л а в а II. Минералогические особенности вермикулита и гидратированных магнезиально-железистых слюд как критерий оценки качества вермикулитового сырья	84
Структура магнезиально-железистых слюд и продуктов их гидратации	85
Характеристика слюд и вермикулитов месторождений различных формационных типов	89
Зависимость степени гидратации слюд от содержания в них железа и фтора	120
Г л а в а III. Характеристика типовых вермикулитовых провинций	126
Вермикулитовые провинции складчатых областей	147
Вермикулитовые провинции щитов и платформ	160
Г л а в а IV. Закономерности размещения месторождений вермикулита	165
Региональные закономерности размещения месторождений вермикулита в корах выветривания	—
Региональные закономерности размещения концентраций первичных магнезиально-железистых слюд	171
Локальные закономерности размещения месторождений вермикулита	185
Г л а в а V. Состояние минерально-сырьевой базы и перспективная оценка территории страны и отдельных ее регионов на вермикулит	201
Заключение	216
Список литературы	222

Труды Всесоюзного ордена Ленина научно-исследовательского
геологического института

Том 216

Ия Александровна Львова

МЕСТОРОЖДЕНИЯ ВЕРМИКУЛITA СССР
(Формационные типы и закономерности размещения)

Редактор издательства Л. Н. Шарпенок
Переплет художника А. Д. Бухарова

Технический редактор Н. П. Старостина
Корректор Л. И. Зайцева

Сдано в набор 1/III 1974 г.
Формат бумаги 60×90^{1/16}.
Тираж 600 экз.

Подписано к печати 8/VIII 1974 г.
Бумага тип. № 2. Печ. л. 14^{1/2}.
Заказ № 246/969.

М-25991.
Уч.-изд. л. 16,56.
Цена 1 р. 86 к.

Издательство «Недра». Ленинградское отделение. 193171. Ленинград, С-171,
ул. Фарфоровская, 12.
Ленинградская картографическая фабрика объединения «Аэрогеология»

174

700 216

12364

НЕДВІД