ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ И ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ БЕНТОНИТОВ В СССР

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ И ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ БЕНТОНИТОВ В СССР

МОСКВА «НЕДРА» 1981

Библиотека

УДК 553.611.6.078(47+57)

Генетические типы и закономерности распространения месторождений бентонитов в СССР/Н. В. Кирсанов, М. А. Ратеев, А. А. Сабитов и др.— М.: Недра, 1981.—214 с.

В монографии обобщены результаты многолетних исследований месторождений бентонитов в СССР. Разработана терминология бентонитов как полезных ископаемых, дана генетическая и промышленно-генетическая классификации месторождений. Приведена сравнительная химико-минералогическая и технологическая характеристика всех генетических типов бентонитов. Разработаны научные основы прогноза и поисков месторождений бентонитового сырья, выделены генетические предпосылки и описаны поисковые признаки. Изложены методы и принципы составления мелкомасштабных прогнозных карт, рекомендации по рациональному использованию бентонитового сырья.

Для геологов, занимающихся исследованиями и поисками нерудных полезных ископаемых, а также для работников планирующих организаций

Табл. 36, ил. 36, список лит.— 124 назв.

Рецензент д-р геол.-минер. наук *В. П. Петров* (ИГЕМ АН СССР)

Г $\frac{20803-118}{043(01)-81}$ 319—81 1904050000

© Издательство «Недра», 1981

ВВЕДЕНИЕ

Бентониты являются важным видом минерального сырья, широко применяющимся во многих ведущих отраслях народного хозяйства. Они во все возрастающих объемах используются в практике глубокого бурения — для изготовления высококачественных глинистых буровых растворов, в литейном производстве и при окомковании железорудных концентратов — в качестве превосходного связующего материала, в нефтеперерабатывающей, энергетической, химической и пищевой промышленности — в качестве адсорбентов и катализаторов, в строительной и керамической промышленности, в сельском хозяйстве (при изготовлении комбикорма и других целей) и медицине и во многих других отраслях.

Применение бентонитов только в ведущих отраслях промышленности уже дает экономический эффект в размере многих десятков миллионов рублей. Полное же удовлетворение запросов народного хозяйства в бентонитовом сырье и бентопрепаратах дало бы экономический эффект, измеряемый сотнями миллионов рублей.

За последние 15 лет добыча бентонитового сырья в СССР увеличилась почти в пять раз и к настоящему времени достигла 2,5 млн. т. Однако потребности народного хозяйства в бентонитах также возросли и уже приблизились к 4 млн. т. Ряд отраслей промышленности вынужден прибегать к импорту бентонитового сырья и его препаратов, а также применять местное некондиционное сырье и дорогостоящие синтетические материалы.

В настоящее время по разведанным запасам бентонитов СССР занимает второе место в мире (после США). На его долю приходится 30% мировых запасов (611,8 млн. т). Разведанные запасы бентонитового сырья в количественном отношении уже сейчас достаточны для удовлетворения всех потребностей народного хозяйства и поставок на экспорт — на долгую перспективу. Однако география размещения и качественное состояние сырьевой базы бентонитов требуют безотлагательного и существенного улучшения. Так, девять из 19 укрупненных экономических районов, в том числе районы Центра, востока Украины и Дальнего Востока промышленных залежей бентонитов вообще не имеют. Европейская часть страны, Урал, Сибирь и Дальний Восток не обеспечены щелочными бентонитами, в которых остро нуждаются черная металлургия и литейное производство.

Основные запасы щелочных бентонитов сосредоточены на трех месторождениях Закавказья (Саригюхском, Даш-Салахлинском и Асканском). Горнотехнические условия их разработки очень сложны, и поэтому нельзя рассчитывать, что добыча бентонитов на этих месторождениях сможет покрыть потребности всех экономических районов, лишенных щелочного сырья. В мировой практике особо ценятся безжелезистые беложгущиеся бентониты,

применяемые в качестве превосходных катализаторов в нефтехимии, а также в качестве пластификаторов в фарфоро-фаянсовом, тонкокерамическом и электрокерамическом производстве. Промышленных залежей подобного сырья в СССР пока нет.

Кроме того, по различным причинам не все разведанные месторождения пригодны для промышленного освоения. Таково, например, давно известное на Северном Кавказе месторождение нальчикинов. Оно находится непосредственно у г. Нальчика в курортной зоне и частично уже застроено. Требуют ревизии небольшое Липовецкое месторождение низкокачественных адсорбционных глин в Приморском крае на Дальнем Востоке, Бережанское месторождение в Тернопольской области и некоторые другие.

В настоящее время возникла острая необходимость разработки научных основ прогноза и поисков бентонитового сырья с целью повышения эффективности широко ведущихся геологоразведочных работ, направленных на улучшение качества и географии размещения его месторождений. В монографии решена главная часть этой проблемной задачи — выявление и освещение генезиса и закономерностей формирования месторождений бентонитов.

ГЛАВА ПЕРВАЯ

РАЗВИТИЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ О БЕНТОНИТАХ

Поглотительные, отбеливающие и высокие связующие свойства некоторых сортов глин были известны человечеству еще в глубокой древности. Подобные глины издавна применялись в Греции, Древнем Риме, Африке, Китае, Монголии, Мексике, на Кавказе, в Иране, Турции, Средней Азии и Крыму для мытья ковров и тканей, обезжиривания шерсти, очистки виноградных соков и вин, а также как лечебное средство при ранениях и кишечных заболеваниях. В ряде стран за такими мылоподобными глинами сохранились специфические наименования. Так, например, в Мексике для них применяли название «мыло ацтеков», в Туркмении — «сабындаш» (мыльный камень), в Азербайджане и Иране персидское наименование «гиль-аби». В Грузии аналогичные глины сельское население называет «тавс абани мица» (глина для мытья головы), а в татарских селениях Поволжья для таких глин можно услышать название «сабын балчык» (мыльная глина).

В России, Англии и ряде других стран во второй половине XVIII в. отбеливающие глины стали широко использоваться для обезжиривания и отбеливания тканей в суконной промышленности, в связи с чем и получили надолго закрепившееся за ними наименование — сукновальные, или валяльные (по-английски — Fullers Earth, по-французски — Terres a foulon, по-немецки — Walkerde).

Первые упоминания о находках сукновальных глин в России встречаются в 1758 г. в работах Кронштедта по Крыму [Ферсман А. Е., 1916] и несколько позднее в работах И. И. Лепехина [1771—1772] по Поволжью. И. И. Лепехин первым в России указал на использование подобных глин, найденных у населенного пункта Городищи в низовьях р. Черемшана в качестве формовочных для изготовления литейных форм.

В конце XVIII, начале XIX в. опубликована первая сводная работа о сукновальных глинах Европейской России [Севергин В., 1821]. В середине XIX в. сделано первое сообщение о месторождениях сукновальных глин на Кавказе [Эйхвальд Э. И., 1844 г.], а в конце XIX в.— подобное же сообщение по Сибири [Пузыревский П., 1872]. Появились многочисленные сообщения о находках отбеливающих глин и в зарубежных странах.

В конце XIX в. крупные залежи воскоподобных глин, близких по составу и свойствам к фуллеровым-сукновальным, были выявлены в США в штатах Вайоминг в свите «форт Бентон» — в 1888 г. (откуда и пошло наименование «бентониты», впервые примененное в 1898 г. В. К. Найтом [Knight W. C., 1898]), Флорида — в 1893 г. (торговая марка — «флоридиновые глины»), Джорджия (торговое наименование — Attapulgus Clay — аттапульгиты), Ар-

канзас — в 1891 г. и др. С открытием промышленно-важных месторождений США быстро наладили добычу и переработку высококачественных отбеливающих глин и уже к 1915 г. стали главным мировым экспортером названного сырья. Термины «бентонитовые», «флоридиновые», глины, аттапульгиты прочно вошли в техническую и специальную литературу. В начале XX в. появились сводные работы по отбеливающим глинам в США, Англии, России и ряде зарубежных стран [Ферсман А. Е., Цитлядзева Л., 1913].

Толчком для развития поисков, добычи и переработки отбеливающих глин в ряде стран послужила первая мировая война. Так, Германия, вынужденная отказаться от импорта английских и американских адсорбентов, широко развила производство активированных глин (торговые марки «тонсиль», «террана» и др.) и вскоре начала успешно конкурировать с Англией и США по экспорту высококачественных адсорбентов в другие страны. Вынуждена была повысить интерес к поискам отечественных адсорбентов и дореволюционная Россия, крупные предприятия которой (заводы фирмы Нобель—Мухтарова в Баку, братьев Крестовниковых в Казани и др.) базировались почти исключительно на иностранных адсорбентах. Ввоз в Россию флоридиновых и сходных с ними глин в годы первой мировой войной превышал тысячу тонн ежегодно [Ферсман А. Е., 1926_2]. Однако серьезные геологические изыскания и практическое освоение выявленных отечественных месторождений отбеливающих глин стали возможны лишь в годы советской власти — после восстановления разрушенного войной хозяйства.

Пионерами разносторонних исследований отечественных месторождений отбеливающих глин и активного внедрения их в практику народного хозяйства были А. Е. Ферсман [$1926_{1,2}$], П. А. Земятченский [1916, 1935], А. А. Твалчрелидзе [1917, 1926, 1933, 1941]. А. Е. Ферсман составил первые сводки по отбеливающим глинам, наметил пути их исследования и использования в народном хозяйстве. Отмечая, что в литературе к сукновальным и отбеливающим глинам относят без особых различий как бентонитовые, так и флоридиновые, а нередко и коллоидальные каолинитовые глины, А. Е. Ферсман рекомендовал ввести в их понятия необходимые разграничения и уточнения. Он предложил относить к сукновальным глинам только бентонитовые и флоридиновые и различать последние по преимущественным адсорбционным или омыляющим свойствам.

Флоридиновыми — фуллеровыми А. Е. Ферсман предложил называть глины, обладающие в естественном состоянии адсорбционными осветляющими свойствами — «...способностью поглощать основные красящие пигменты из животных, растительных и минеральных масел, отчасти из воды» [Ферсман Е. А., 1926_2, с. 301]. По внешним свойствам флоридиновые глины не отличаются от обычных, но обладают низкой пластичностью.

Бентонитами, или килами, он предложил называть «... глинистые продукты, жирные на ощупь, часто пластичные и обладающие благодаря большому содержанию щелочей и щелочноземельных металлов способностью омылять жиры и поглощать их» [Ферсман А. Е., 1926_1, с. 295]. А. Е. Ферсман отметил, что бентонитовые глины, как и некоторые другие обыкновенные, путем активации могут быть превращены во флоридиновые — адсорбционные.

В начале XX в. отбеливающие глины за рубежом и в нашей стране использовались почти исключительно по прямому назначению в нефтеперерабатывающей, нефтехимической, химической, масложировой, текстильной, мыловаренной и других отраслях народного хозяйства. Поэтому предложенная А. Е. Ферсманом классификация отбеливающих — сукновальных глин на флоридиновые — фуллеровые и бентонитовые по их адсорбционным и омыляющим способностям имела явное преимущество перед сложившейся практикой наименования подобных глин по торговым маркам и местностям добычи. Она позволяла делать научные обобщения и сравнительную качественную оценку ввозимого и выявляемого отечественного сырья и была принята на долгие годы геологами и специалистами технологами.

Предложенное А. Е. Ферсманом подразделение отбеливающих глин по адсорбционным свойствам на фуллеровые — флоридиновые и бентонитовые использовано в последующих руководствах, требованиях к минеральному сырью, трудах. Оно развито в работах А. А. Твалчрелидзе, С. С. Филатова и других исследователей, в том числе в монографии, опубликованной в 1941 г. под руководством А. Е. Ферсмана, «Глины и каолин, глины отбеливающие». Приведенная в ней классификация начиная с 1945 г. и до последнего времени используется в практике работы геологической службы СССР.

С 30-х годов, в связи с созданием отечественной сырьевой базы отбеливающих глин, развернулись интенсивные работы по изучению их новых свойств и эффективных путей использования в других ведущих отраслях народного хозяйства, в результате которых стал накапливаться фактический материал, не укладывающийся в установившиеся понятия «отбеливающих глин». В 30-е годы были введены в эксплуатацию Гумбрийское (ГрузССР — 1930 г.), Огланлинское (ТуркССР — 1932 г.), Нальчикское (Северный Кавказ — 1939 г.) месторождения, а в 40-е годы — Асканское (ГрузССР — 1943 г.), группа месторождений в Татарской АССР (Муслюмкинское, Ямашинское и др.) и Куйбышевской области (Смышляевское).

В годы второй мировой войны и последующие десятилетия структура использования отбеливающих глин в СССР и за рубежом стала претерпевать коренные изменения. Флоридиновые и бентонитовые глины стали все шире применяться в практике глубокого бурения для приготовления глинистых буровых растворов, а также в больших масштабах использоваться в литейном произ-

водстве в качестве превосходного связующего формовочных смесей. В последние десятилетия богатые органическим веществом щелочноземельные разности описываемых глин стали широко применяться в строительном производстве для изготовления высокосортного керамзита, а щелочные во все возрастающих размерах — при окомковании железорудных концентратов. Современная и перспективная структура потребления описываемых глин в СССР охарактеризована в гл. X, где для сопоставления приведены соответствующие данные по США, на которые падает 75% добычи этого вида сырья в капиталистических странах. Анализ этих материалов показывает, что флоридиновые и бентонитовые отбеливающие глины (в определении А. Е. Ферсмана) ныне фактически используются как в СССР, так и в США преимущественно в буровой технике (соответственно 31—13%), строительстве (28%), черной металлургии при окомковании железорудных концентратов (19—19%) и литейном производстве (17—16%). Потребление же отбеливающих глин по прямому назначению — в качестве адсорбентов (в основном в нефтеперерабатывающей промышленности) к 70-м годам в относительном исчислении резко сократилось и составило за рубежом 18%, а в СССР — менее 3% общего объема потребления.

Проведенные перспективные расчеты подтверждают, что до 2000 г. ведущие места по потреблению бентонитов по-прежнему будут занимать глубокое бурение, черная металлургия, строительное и литейное производство. Относительный объем использования глин в качестве адсорбентов будет, по-видимому, в дальнейшем уменьшаться. Это произойдет не только по причине резкого роста потребления бентонитов в указанных ведущих отраслях народного хозяйства, но и в связи с закономерным стремлением заменить естественные адсорбционные глины более эффективными активированными, которые потребуются для тех же целей в меньших объемах. Такая замена уже произошла в масложировой промышленности. На очереди нефтехимия и нефтепереработка.

Очевидно, при современной структуре потребления термины «флоридиновые» и «бентонитовые» глины, вложенное в них понятие и сами наименования пришли в несоответствие с наименованием сырья по действующим государственным стандартам и техническим условиям.

За последние 20 лет были введены ГОСТы на формовочные (ГОСТ 3226—57, 3226—65 и 3226—77) и керамические (ГОСТ 7032—54 и 7032—75) бентониты, технические условия на буровое сырье (ТУ МНП СССР — 1964, ТУ 39-043 — 74 и ТУ 39-044-74), на бентониты для окомкования железорудных концентратов (ЧМТУ 9-39 — 1969), на щелочные бентониты для комбикормовой промышленности (ТУ 39-01-302—77) и некоторые другие. В соответствии с ними разведывались новые и переоценивались старые месторождения.

Ревизионно-переоценочные работы последних лет установили, что отечественные флоридиновые глины согласно ГОСТу 3226—77

соответствуют глинам формовочным бентонитовым. Таковы гумбрин, нальчикин, флоридиновые глины Поволжья и др. В Поволжье запасы четырех месторождений глин, ранее относимые к флоридиновым, в 60-е годы были утверждены как формовочные бентониты марок М I—II/2 T_2—T_3 (месторождения Смышляевское в Куйбышевской области, Верхне-Нурлатское, Тарн-Варское и Биклянское в Татарской АССР). При этом запасы биклянских формовочных бентонитов по основному (Центральному) участку были одновременно утверждены и как адсорбционные глины. Глины известного Огланлинского месторождения, ранее оцененные как адсорбционное сырье, соответствуют техническим условиям ЧМТУ 9-36—69 на бентониты для окомкования железорудных концентратов и ГОСТам на бентониты формовочные (3226—77) и керамические (7032—75).

Очевидно дальнейшее использование термина «отбеливающие глины» (с их подразделением по адсорбционной способности на флоридиновые и бентонитовые) для сырья многоотраслевого назначения совершенно неоправданно. Для него неприемлемы по тем же причинам и другие узкоотраслевые наименования.

В понятие определения природного сырья многоотраслевого назначения следует, по-видимому, включить только важнейшие параметры — минеральный состав и главнейшие специфические свойства. Еще в начале 40-х годов было доказано, что «...с минералого-петрографической и физико-химической точек зрения нет существенной разницы между фуллеровыми землями и теми разновидностями бентонитовых глин, которые служат сырьем для производства активированных глин. Поэтому их можно объединить в одну группу. Главными составляющими тех и других глин являются монтмориллонит ($Al_2O_3 \cdot 4SiO_2 \cdot H_2O$) и бейделлит ($Al_2O_3 \cdot 3SiO_2 \cdot nH_2O$)» [Твалчрелидзе А. А., Филатов С. С., 1941, с. 649]. Минерал монтмориллонит впервые обнаружен в 30-х годах во Франции, в белых и розовых бентонитах в окрестностях г. Монтмориллон, с которым и связано его название.

Исследования авторов, проведенные с применением рентгеноструктурного, электронно-микроскопического, термического, иммерсионного при больших увеличениях, физико-химических и других современных методов изучения глинистых минералов, подтвердили выводы А. А. Твалчрелидзе. При этом было установлено, что монтмориллонитовые глины обладают высокой связующей способностью, в той или иной мере поглощающими свойствами и способны активироваться при обработке кислотами. Монтмориллонитовые глины удовлетворяют требованиям ГОСТов и ТУ на глины бентонитовые только в случае высокого содержания монтмориллонита (не менее 60—70%), в противном случае они являются некондиционными.

Н. В. Кирсановым [1961, 1969, 1970, 1972_2] было предложено использовать для определения описываемого сырья вместо термина отбеливающие глины единое название — бентониты, включив в их понятие следующее содержание.

Бентонитами следует называть независимо от генезиса тонкодисперсные глины, состоящие не менее чем на 60—70% из минералов группы монтмориллонита, обладающие высокой связующей способностью, адсорбционной и каталитической активностью. Глины с меньшим, но преобладающим содержанием монтмориллонита целесообразно называть бентонитоподобными. В качестве примесей в бентонитах и бентонитоподобных глинах встречаются смешанослойные минералы, гидрослюда, каолинит, галлуазит, иногда палыгорскит, цеолиты и др.

По составу обменных катионов бентониты можно подразделять на щелочные, где основным компонентом являются катионы натрия; щелочноземельные (кальциевые, магниевые, кальциево-магниевые и магниево-кальциевые), где больше половины обменных катионов принадлежат кальцию и магнию, и смешанные, в которых содержание щелочных и щелочноземельных компонентов примерно равное.

Щелочные бентониты характеризуются высокой набухаемостью (до 8—19 крат), коллоидальностью, дисперсностью и принадлежат к дефицитным разностям. Щелочноземельные бентониты обладают малой гидрофильностью (т. е. слабо или вовсе не набухают), меньшей дисперсностью и коллоидальностью. Бентониты смешанные характеризуются промежуточными свойствами.

Бентониты щелочноземельные и смешанные при обработке их натриевыми препаратами легко преобразуются в щелочные, со всеми присущими им свойствами — набухаемостью, дисперсностью, коллоидальностью. Бентониты, обработанные при установленных оптимальных режимах минеральными кислотами (серной или соляной), резко повышают свои адсорбционные и каталитические свойства. Некоторые зарубежные [Davis C. W., Vacher H. C., 1938] и отечественные [Твалчрелидзе А. А., Филатов С. С., 1941; Филатов С. С., 1941; Мерабишвили М. С., 1962] исследователи подразделяют бентониты на разновидности в зависимости от поведения их при обработке кислотами. Стойкие по отношению к кислоте бентониты называют типичными, или истинными. Такие бентониты при получасовом кипячении в серной кислоте крепостью в 25% «...мало изменяются и вновь приобретают первоначальные свойства после промывания и замещения катиона водорода катионом натрия под действием раствора хлористого натрия, путем двойного обмена» [Твалчрелидзе А. А., Филатов С. С., 1941, с. 653].

Нестойкие по отношению к кислоте бентониты американские исследователи предложили именовать суббентонитами. Такие бентониты под воздействием серной кислоты указанной крепости подвергаются значительным изменениям и после отмывания от кислоты и обработки натриевыми препаратами первоначальные свойства не восстанавливают.

Термины «истинные бентониты» и «суббентониты» имеют значение только для узко отраслевого использования (адсорбенты, катализаторы), а поэтому претендовать на общую характеристику бентонитов не могут.

Предложенное авторами определение бентонитов по высокому содержанию монтмориллонита (не менее 60—70%) и ведущим специфическим свойствам согласуется с требованиями, предъявляемыми к бентонитам современными ГОСТами и ТУ. Оно выдержало длительное испытание временем и вошло в практику геологической службы страны. Этого определения бентонитов мы придерживаемся и в настоящей работе.

ГЛАВА ВТОРАЯ

ГЕНЕТИЧЕСКАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ БЕНТОНИТОВ

Выявление генезиса — происхождения и способа образования полезных ископаемых — одна из главных проблем, решаемых наукой о них. Генезис в большинстве случаев является ведущим фактором, обусловливающим территориальную приуроченность ископаемого к определенным структурно-тектоническим регионам. Генезис, как правило, определяет специфику качества, форму и условия залегания полезного ископаемого, размеры и представительность запасов (крупные, средние, малые), т. е. в совокупности дает возможность судить о предполагаемой промышленной ценности месторождения. Таким образом, правильное определение генезиса полезного ископаемого дает в руки геолога теоретическую основу для прогноза, а также успешного проведения поисковых и разведочных работ.

Разработка генетических классификаций полезных ископаемых имеет уже довольно значительную историю. Ведущее положение в отечественной геологии получила генетическая классификация, разработанная В. А. Обручевым [1935 г.]. Он применил для построения классификации следующий таксономический ряд генетических подразделений:

группа→категория→класс→тип

В. А. Обручев подразделил месторождения всех полезных ископаемых на три группы: I — глубинные (эндогенные); II — поверхностные (экзогенные) и III — измененные (метаморфические). Эти группы — таксономические генетические подразделения высшего ранга — им были разбиты на категории (подгруппы), среди которых он выделил месторождения:

в эндогенной группе: а) магматические, б) эманационные и в) гидротермальные;

в экзогенной группе: а) осадочные, б) инфильтрационные, в) остаточные и г) обломочные;

в метаморфической группе: а) динамо- б) пиро- и в) гидатометаморфические.

Затем В. А. Обручев произвел дробное деление категорий на классы и типы — таксономические генетические подразделения низшего ранга. В его классификации основное внимание уделено эндогенным месторождениям. Однако в этой группе впервые заложены теоретические основы и для подразделения экзогенной группы месторождений.

Первая попытка создания генетической классификации месторождений нерудных полезных ископаемых была предпринята в

1942 г. Б. Я. Меренковым и М. В. Муратовым [1942]. В ее основу были положены идеи В. Линдгрена, В. А. Обручева и А. Е. Ферсмана. Генетические классификации были разработаны также А. Г. Бетехтиным, Г. И. Магакьяном, Е. Е. Захаровым, П. М. Татариновым, Г. А. Вахрамеевым, В. М. Борзуновым. Последняя классификация посвящена специально месторождениям нерудных ископаемых и носит обобщающий характер. В основу ее, как и у большинства предыдущих исследователей, положены идеи В. А. Обручева и А. Е. Ферсмана.

Генетическая классификация месторождений нерудных полезных ископаемых, составленная В. М. Борзуновым [1969], в отношении представительности видов сырья наиболее полная. Но, к сожалению, ее, как и всякую другую, нельзя признать всеобъемлющей. Эта классификация, как и предыдущие, не охватывает многие виды ископаемых, в том числе бентониты, палыгорскитовые глины, цеолиты и др. Отдельные генетические типы месторождений не укладываются в предложенную схему. Так, например, важнейшие их типы — гидротермально-метасоматический и вулканогенно-осадочный — в схеме отсутствуют, и образование глин показано возможным лишь в осадочных отложениях и корах выветривания.

Сводные генетические классификации полезных ископаемых не могут, по-видимому, вызывать возражений только в компоновке таксономических подразделений высшего ранга (группы, категории). Подразделения же более низкого ранга (классы, типы) в них для многих ископаемых недоработаны, а возможные еще более мелкие подразделения (подтипы, разновидности) вообще отсутствуют. Сводные генетические классификации не могут удовлетворить запросов практики, так как не дают никакого представления о качестве и количестве запасов месторождений. Генетические классификации месторождений конкретных видов полезных ископаемых возникают лишь на определенной стадии развития учения о них и накоплении соответствующего фактического материала.

К 40-м годам в отечественной и зарубежной геологической науке сложилось господствующее представление об элювиально-остаточном и вулканическом происхождении бентонитов, возникновении их за счет наземного выветривания или подводного разложения исходного вулканического материала. Это представление нашло свое отражение в «Требованиях промышленности к качеству минерального сырья» [1948 г., 1962 г.], принятых на вооружение геологической службой СССР.

В те же и последующие годы, в связи с развертыванием поисково-разведочных работ на бентонитовое сырье, в СССР, США, Японии и ряде других стран стал накапливаться фактический материал, свидетельствующий о наличии месторождений бентонитов гидротермального происхождения, сложного переотложенного генезиса [Batës R. L., 1959], терригенно-и коллоидно-осадочного типа [Кирсанов Н. В., 1948, 1961; Мачабели Г. А., 1963, 1965].

Таблица 1

Генетическая классификация месторождений бентонитов
Составили Н. В. Кирсанов, А. А. Сабитов, А. И. Башлев, Г. И. Кислов

Генетическое подразделение		Способ образования и материнское вещество бентонитов	Структурно-тектоническая обстановка	Минеральный вид бентонитов, их качественные особенности	Характерные месторождения
Тип	Подтип				
Гидротермально-метасоматический		Гидротермальный метасоматоз вулканогенных, субинтрузивных и вулканогенно-осадочных пород (трахибазальтовых туфов, пеплов, лав, андезит-базальтовых порфиров и др.)	Районы активной вулканической и тектонической деятельности; области завершенной складчатости, где в альпийский тектоно-магматический цикл активизировалась миграция ювенильных растворов	Щелочной и щелочноземельный, часто маложелезистый, иногда магнезиальный, содержащий литий и фтор (гекторит, сапонит и др.)	Саригюхское (АрмССР), Цихис-Убаньское (ГрузССР), Даш-Салахлинское (АзССР), Хаттари (Япония), Гектор (штат Калифорния, США)
Вулканогенно-осадочный	Морской	Подводное преобразование (гальмиролиз) вулканических пеплов, туфов и других вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород	Районы активной вулканической и тектонической деятельности, предгорные прогибы и прилегающие части платформ и областей завершенной складчатости	Щелочной и щелочноземельный часто маложелезистый, иногда беложгущийся	Гумбрийское (ГрузССР), Огланлинское (ТССР), Азкамарское (УзССР), Пыжевское (УССР), Блек-Хилс и Биг-Хорн (Вайоминг, США)
	Континентальный			Щелочноземельный	Десятый Хутор и Камалинское (Красноярский край), Сандерс-Дефайанс (штат Аризона, США), Рагадан и Тель-Хаджар (Сирия)

Терригенно- и коллоидно-осадочный	Морской	Переотложение и диагенетическое изменение продуктов размыва кор выветривания изверженных, метаморфических и осадочных пород и раскристаллизация коллоидно-дисперсных продуктов	Платформенные районы и области завершенной складчатости	Щелочноземельный, обычно железистый, часто богатый органическим веществом	Черкасское (УССР), Биклянское, Верхне-Нурлатское (ТАССР), Смышляевское (Куйбышев. обл.), Портерс-Крик (штат Миссури, США), Туиггс (штат Джорджия, США)
	Континентальный				Подсиньское (Красноярский край), Зырянское (Курганская обл.), Любинское (Омская обл.)
Элювиальный	По интрузивным породам	Выветривание магнезиально-железистых силикатов ультраосновных, реже основных пород (серпентинитов, пироксенитов и пр.)	Платформенные районы и области завершенной складчатости	Щелочноземельный железистый (нонтронитовый)	Сахаринское и др. (Челябинск. обл.)
	По эффузивным породам	Выветривание вулканического стекла кислых, реже основных пород (липаритов, андезит-липаритов, туфов, туффитов, пирокластов)		Щелочноземельный и смешанного состава, иногда маложелезистый	Усть-Маньинское (Тюменская обл.), Петроваца-море (Югославия), Бранянское (Чехословакия), Карлополис (Бразилия), Баликер (Австралия)
	По осадочным породам	Выщелачивание мергелей, известковых глин и других карбонатно-глинистых пород, изменение и накопление их глинистой составляющей		Щелочноземельный	Разгонское (Иркутская обл.), Костюковичское и Росомаха (БССР)

Повышение эффективности прогнозных и поисково-разведочных работ требовало неотложного использования новых фактических материалов об условиях образования и закономерностях размещения месторождений бентонитов. Первая попытка такого обобщения и разработки новой генетической классификации была предпринята Н. В. Кирсановым в 1964 г. и освещена в технико-экономическом обзоре по глинистому керамическому сырью, составленному по заданию Министерства геологии СССР и Госстроя СССР. Тогда среди месторождений бентонитов были выделены четыре генетических типа: эффузивно-осадочный, осадочный, элювиальный и гидротермальный [Кирсанов Н. В., 1970, 1972_2]. Эта классификация была доложена и одобрена на IX (Минск) и X (Тюмень) Пленумах Всесоюзной комиссии по исследованию и использованию глин, а также получила положительную оценку в печати [Лебединский В. И., Кириченко Л. П., 1972]. Классификация выдержала испытание временем, она успешно используется в практике прогнозных и поисково-разведочных работ, проводимых в Советском Союзе.

Анализ непрерывно поступающего фактического материала с новых отечественных и зарубежных месторождений бентонитов позволяет детализировать рассматриваемую схему. Каждый из четырех ранее выделенных типов удалось подразделить на подтипы и охарактеризовать специфику качества, условия залегания и практическую ценность приуроченного к ним сырья (табл. 1).

Для построения классификации использована таксономическая генетическая шкала В. А. Обручева с детализацией ее правой — конечной части на более дробные подразделения (до подтипа включительно).

Предлагаемая классификация, как и всякая другая, в известной мере имеет условный характер. Природа всегда богаче схемы. Фактически границ между подразделениями даже крупного таксономического ранга в природе нет, так как между последними существуют постепенные взаимопереходы. Об этом неоднократно напоминал А. Е. Ферсман. Он подчеркивал, что «...трудности при отнесении той и другой минеральной ассоциации к определенным генетическим типам заключаются в многочисленных переходах одного в другой, в существовании целого ряда промежуточных процессов, одинаково примыкающих к нескольким из намеченных типов» [Ферсман А. Е., 1953, с. 22]. Так, например, вулканогенно-осадочные отложения отнесены в табл. 1 по источнику исходного материала к эндогенной группе. Однако они могут быть отнесены и к экзогенной группе, так как формировались осадочным путем.

Разработка генетической классификации бентонитов, имеющих сложное происхождение с одновременным или последовательным участием в формировании различных процессов и источников образования глинистых минералов,— дело весьма трудное. Нередко о генезисе даже давно эксплуатируемых месторождений существуют спорные суждения, так как не удалось установить,

какой процесс глинообразования для них был ведущим, решающим.

Однако на основании тщательного изучения геологических особенностей промышленных отечественных месторождений бентонитов, состава и свойств последних, а также сопоставления с ними соответствующих зарубежных материалов удалось выявить характерные ведущие «внутренние» и «внешние» признаки, позволяющие в совокупности в большинстве случаев надежно определять принадлежность месторождений к тому или иному генетическому типу и даже более дробным подразделениям.

ГИДРОТЕРМАЛЬНО-МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

К этому генетическому типу относятся промышленные месторождения высококачественных натриевых и щелочноземельных бентонитов СССР и мира. К ним, в частности, принадлежат известные закавказские эксплуатируемые месторождения — Саригюхское в Армении, Даш-Салахлинское в Азербайджане, Цихисубаньское и Ванискедское Асканской группы в Грузии. Среди зарубежных широко известно месторождение белых безжелезистых бентонитов на о. Понца в Италии. Близка к нему по качеству группа месторождений высокосортных маложелезистых щелочных бентонитов в Японии, в том числе месторождение Бодай в префектуре Исикава. Глины этого месторождения, наряду с монтмориллонитом, содержат в значительных количествах цеолиты и кристобалит [Суто Хаяси, 1958 г.]. Таковы же бентониты месторождения Каминоиама в префектуре Ямагата на севере Японии и Хаттари на о. Хоккайдо [Урасима Юкитаси, Сёя Юкко, Суздаки Юкити, 1966 г.].

Большой интерес представляет месторождение так называемых гекторитов — магнезиальных бентонитов у ж.-д. ст. Гектор в штате Калифорния в США. По данным Л. Л. Эймса, Л. Б. Санда и С. С. Гольдича [Ames L. L., Sand L. B., Goldich S. S., 1958], они имеют плиоценовый возраст, образованы путем изменения туфов и пеплов, отложенных в замкнутом щелочном озерном водоеме, богатом солями магния, под действием горячих источников. Гекториты содержат в значительных количествах литий (Li_2O более 1%) и фтор (до 4,75%), которые представляют самостоятельный интерес. За последние годы бентониты описываемого типа открыты также в Венгрии (Иштенмейзейс, Комлошка, Мад), Румынии (Окна-Мудс в Трансильвании) и ряде других стран.

Бентониты гидротермально-метасоматического типа характеризуются специфическими свойствами и признаками. Они, как правило, имеют серо-зеленоватую, голубоватую, желтоватую или кремовую окраску и при высыхании становятся более светлыми. В естественном виде описываемые бентониты обладают высокой пластичностью, имеют раковистый или оскольчатый излом, иног-

3553

да содержат реликты слабоизмененных материнских пород. Обычно они жадно впитывают воду, при этом натриевые и смешанные разновидности сильно набухают, увеличиваясь в объеме до 10—16 крат, а иногда и более.

В минералогическом отношении гидротермально-метасоматические бентониты состоят на 80—90% из хорошо окристаллизованного монтмориллонита, в качестве примесей содержат смешаннослойные минералы и гидрослюду селадонит-глауконитового типа. Характерна высокая емкость обменного комплекса, изменяющаяся от 60 до 110 мг. экв на 100 г сухой породы. В обменном комплексе обычно преобладает натрий.

Для химического состава бентонитов типично пониженное содержание полуторных окислов, в том числе (в среднем) Al_2O_3 15,5% и Fe_2O_3 4,5% и повышенное количество Na_2O (до 2,5%). Весьма характерно присутствие в заметных количествах F, Sc, Cr, Mn, Cu, Zn, Ga, Rb, Cs, Pb, Th и других редких элементов, адсорбированных глинистыми минералами из горячих вод или сохранившихся в качестве реликтов от материнских пород. В качестве парагенетических минералов характерны агат, халцедон, цеолиты, кристобалит, горный хрусталь и аметист, галенит, халькопирит, сфалерит и пирит.

Месторождения бентонитов описываемого типа образуются путем гидротермального метасоматоза субинтрузивных, эффузивных и вулканогенно-осадочных пород, в частности андезит-базальтовых порфиритов, трахит-базальтовых туфов, пеплов. Сильное влияние на качественные особенности возникающих при метасоматозе монтмориллонитовых минералов оказывает характер окружающих материнские породы вулканогенно-осадочных образований. В окружении морских отложений, содержащих высокие концентрации натрия в межгранулярных солевых растворах, создаются благоприятные условия для генерации натриевых монтмориллонитовых глин типа саригюхских и дашсалахлинских (Методическое руководство по съемке, т. 1, 1974). В окружении пресноводных озерных отложений, бедных соединениями натрия, образуются щелочноземельные бентониты типа гекторитов и др.

Качественное разнообразие образующихся бентонитов и содержание в них сопутствующих парагенетических компонентов зависят не только от состава исходных и окружающих пород, но и от состава термальных вод, их температуры и кислотности. Судя по минеральным ассоциациям, наиболее благоприятные условия для преобразования вулканических стекол в монтмориллонит создавались при низких (50—200° С) и средних (200—300° С) температурах гидротерм и их высокой щелочности (pH 9—10). Именно такие параметры были вычислены для бентонитов Саригюхского месторождения методом гомогенизации газовых включений в халцедоне, горном хрустале и других минералах [Хакимов А. Х., 1966]. При таких же условиях рядом исследователей монтмориллонит и сопутствующие ему цеолитовые и другие ми-

нералы были получены экспериментально синтетическим путем [Сендеров Э. Э., Хитаров Н. И., 1970; Hay R. L., 1966].

Процесс гидротермального преобразования исходных пород в преобладающем числе случаев связан с вулканической деятельностью, как правило, с ее заключительными ступенями [Дзоценидзе Г. С., 1969].

В структурно-тектоническом отношении все промышленные гидротермально-метасоматические месторождения и проявления бентонитов СССР и мира приурочены к альпийской зоне активного тектогенеза и вулканизма, а внутри ее — к переходным участкам между геоантиклиналями и геосинклиналями, характеризующимися повышенной трещиноватостью пород. Для возникновения подобных участков наиболее благоприятны условия, создаваемые во вторую предорогенную стадию геосинклинального цикла развития территории. В эту стадию «...трещинный вулканизм в значительной степени замещается центральным; заметно возрастает удельный вес пирокластических образований. Продолжают преобладать подводные излияния, но временами вулканические постройки поднимаются над уровнем моря, образуя острова и целые островные дуги.... Субвулканические интрузивные разности представлены штоками, силлами, дайками диоритовых порфиритов и плагиопорфиров» [Хаин В. Е., 1973, с. 198].

Для предорогенной стадии геосинклинального цикла развития наиболее типична флишевая осадочная формация, а из магматических — порфиритовая. Обе широко развиты в Закавказье — наиболее перспективном бентонитоносном районе СССР.

Субвулканические интрузии, прорывая вулканогенно-осадочные и осадочные образования, создавали и оживляли ранее возникшие тектонические нарушения — разломы и оперяющую их систему трещин, которые и служили путями для проникновения по ним глубинных термальных растворов. В связи с этим бентонитовые тела, возникшие за счет гидротермального метасоматоза, секут вмещающие породы и вытянуты вдоль тектонических нарушений. Эта особенность залегания и форма бентонитовых месторождений является решающим фактором для определения их принадлежности именно к описываемому генетическому типу. Для гидротермально-метасоматических месторождений бентонитов по сравнению с месторождениями других типов характерны максимальная мощность (до 100—130 м), а также крупные и очень крупные запасы, нередко измеряемые десятками миллионов тонн.

О принадлежности бентонитовых тел к описываемому генетическому типу свидетельствуют гидротермальные изменения боковых вмещающих пород (ороговикование, хлоритизация). О том же говорят постепенный переход бентонитов в материнские породы снизу вверх по разрезу, характерный для восходящих растворов, а также наблюдающаяся в ряде случаев пространственная связь бентонитов с месторождениями агата и марганца.

ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

К вулканогенно-осадочным относятся многочисленные месторождения высококачественных тонкодисперсных бентонитов, в том числе особо ценных щелочных и светложгущихся разностей. В СССР представителями этого типа являются уникальное Огланлинское месторождение щелочных и светложгущихся бентонитов в Туркмении, Гумбрийское в Грузии, Ханларское в Азербайджане, Азкамарское в Узбекистане, Камалинское в Красноярском крае, небольшое Пыжевское на Украине и ряд других. Из зарубежных особенно известны Вайомингское месторождение высокосортных щелочных бентонитов в США и аналогичная ему по качеству группа месторождений в районе поднятия Блек-Хиллс на территории штатов Вайоминг, юго-восточной части Монтана и западной части Южная Дакота [Bates R. L., 1959].

Вулканогенно-осадочные бентониты в большинстве случаев отличаются светлой окраской, среди них встречаются и чистые белые разности. Они характеризуются раковистым изломом, часто однородной массивной структурой. Щелочные разности сильно набухают в воде, образуя тиксотропную массу. Обычно они состоят на 70—90% из монтмориллонита, характеризующегося высокой степенью кристаллического совершенства. В качестве примесей содержатся смешаннослойные минералы, гидрослюды, хлорит, цеолиты, кристобалит, реже палыгорскит. В химическом отношении характеризуются повышенным содержанием SiO_2 (в среднем 65%). Количество Al_2O_3 обычно 12—17%. Содержание красящих окислов (Fe_2O_3, — FeO, TiO_2) — 4—5%, но иногда снижается до 1,5% и менее. Емкость обменного комплекса высокая — в среднем 80 мг·экв, в нем часто преобладает натрий.

Вулканогенно-осадочные месторождения формировались путем гальмиролиза — подводного преобразования вулканических пеплов и другого пирокластического материала. Качество и чистота образуемых бентонитов определяются составом исходного материала и характером среды водоема, в котором происходило осаждение и преобразование этого материала.

Вулканогенно-осадочные месторождения бентонитов в зависимости от характера среды осадконакопления отчетливо подразделяются на два подтипа: морской и континентальный — озерный. В процессе многолетних исследований авторы установили, что в морском подтипе наряду с другими разновидностями формируются щелочные и светложгущиеся бентониты, в то время как в континентальных — озерных условиях образуются только щелочноземельные и при этом, как правило, более темноцветные разности. Выявленная закономерность носит глобальный характер и может служить надежной научной основой для прогнозных построений.

Преобладающая часть вулканогенно-осадочных месторождений бентонитов формировалась на дне морских водоемов за счет разложения вулканического стекла и, по-видимому, частично за

счет синтеза хемогенных продуктов, источником которых служили подводные извержения, а также извержения вулканов на побережье и островах.

Морская щелочная восстановительная среда особенно благоприятна для преобразования пеплов и других пирокластических продуктов в монтмориллонит. Постоянное содержание в морской воде соединений натрия в совокупности с наличием избыточных щелочей в исходном материале создает возможность образования именно натриевых бентонитов. При этом многими исследователями установлено, что исходные продукты должны содержать некоторое количество окиси магния, так как подобный материал, лишенный окиси магния, не переходит в монтмориллонит.

В химическом отношении процесс подводного преобразования — гальмиролиза пирокластических материалов первоначально был истолкован К. Гуммелем. Позднее он был детально охарактеризован в работах ряда исследователей. Этот процесс начинается одновременно с накоплением осадка и завершается в основном уже в стадию раннего диагенеза — происходит девитрификация стекла пеплов и разрушение последнего путем вхождения в его состав большого количества воды. По заключению М. Слоутера и И. В. Ирли [1965], исследовавших минералогию бентонитов Вайомингского месторождения, диагенез пепла в морской среде идет по схеме: стекло + H_2O → монтмориллонит + цеолиты + SiO_2 + металлические ионы в растворе. По данным других исследователей [Aomine S., Wada K., 1962; Alonso J., Besoain E., Catalina F., 1963; Юревич А. Л., Соколова А. Л., 1964], стадийное преобразование пепла в монтмориллонит идет по еще более сложной схеме: гидроокислы алюминия → аллофан бескалиевый → бейделлит → монтмориллонит. Сохранившийся после разложения пепла избыток кремния остается в глине и дает начало кристобалиту, который всегда фиксируется в заметных количествах. Другая избыточная часть окиси кремния является источником свободной окиси кремния и, по Р. Е. Гриму [1967], сосредотачивается в твердых кремневых слоях, подстилающих или перекрывающих многие бентониты. По данным Г. С. Дзоценидзе [1969], выносимые при бентонитизации из пеплов Fe и SiO_2 используются для образования аморфного опала, лимонита, а также глауконита, опоковидных песчаников и опок на тех участках моря, куда вулканический пепел попадал в гораздо меньших количествах.

Процесс монтмориллонитизации пеплового и другого вулканогенного материала часто сопровождается образованием цеолитов, существенные концентрации которых представляют самостоятельный промышленный интерес. Примером может служить Ноемберянское месторождение бентонитов и цеолитов в Армении, разведанное и исследованное Г. С. Авакяном. Подобные же явления отмечены в ряде других районов Закавказья [Дзоценидзе Г. С., 1969], в миоценовых отложениях Западной Камчатки [Ратеев М. А., 1968], в палеогеновых бентонитоносных образованиях Средней Азии [Михайлов А. С. и др., 1971], в промышленных мес-

торождениях США и Японии [Коссовская А. Г., 1975]. На территории Ирана, в 120 км восточнее Тегерана выявлены месторождения бентонитовых и клиноптилолитовых пород, образующих между собой постепенные взаимопереходы. По данным А. Болевского и Я. Кубиша [Bolewski A., Kubisz J., 1974], отношение $SiO_2 : Al_2O_3$ в указанных породах изменяется от 6,4 : 1 (породы преимущественно монтмориллонитового состава) до 8,2 : 1 (клиноптилолитовая порода с 10% монтмориллонита). С увеличением содержания цеолита в породе растет содержание Na_2O и уменьшается содержание MgO, Fe_2O_3 и TiO_2.

Наиболее тонкодисперсные разности бентонитов образуются по пеплам, занесенным в морской водоем воздушным путем. В процессе воздушной транспортировки пирокластического материала наиболее грубые частицы и тяжелые темноцветные минералы (железистые и другие) выпадают вблизи от очагов извержения, а наиболее мелкие, легкие и светлые частицы (обедненные рудными минералами) — вдали, на расстоянии сотен километров от них. Вот эти-то удаленные от вулканических аппаратов участки скопления пеплов в морских водоемах и были наиболее благоприятными для образования светлых маложелезистых бентонитов.

Из пеплов и других пирокластических продуктов, выпавших на сушу и снесенных оттуда вместе с другими разнообразными по составу терригенными материалами в морской или пресноводный водоем, могли быть образованы лишь более грубодисперсные, как правило, щелочноземельные ожелезненные серо-зеленые разности бентонитов. Теоретически натриевые монтмориллонитовые глины могут образовываться в щелочных содовых озерах. Однако промышленные скопления щелочных бентонитов такого типа в мировой практике не зарегистрированы. Все известные месторождения вулканогенно-осадочных бентонитов, формировавшиеся в континентальных — озерных условиях, содержат щелочноземельные, реже смешанные по составу бентониты. В СССР примерами их являются бентониты месторождений Камалинского и Десятый Хутор каменноугольного возраста в Красноярском крае; они характеризуются невысоким качеством, участками грубодисперсны, содержат прослои и линзы песков и алевритов. К тому же они в значительной степени аргиллитизированы и трудно поддаются обработке.

Из зарубежных представителей континентального пресноводного подтипа заслуживает упоминания месторождение кальциевых бентонитов Сандерс-Дефайанс в штате Аризона в США [Bates R. L., 1959]. Залежи промышленных бентонитов здесь приурочены к формации Бидахочи (плиоцен). Эта формация распространена ограниченно и приурочена к району истоков р. Литл-Колорадо. Предполагается, что исходный материнский материал — стекловатый пепел — выпадал на неровную поверхность суши и сносился с нее в карманы и углубления. Девитрификация и гидролиз этого материала, по данным Г. А. Кирша и В. Д. Келлера

[Kiersch G. A., Keller W. D., 1955], происходили в пресноводных бассейнах. Во всех залежах бентонитов встречаются прослои песка и алеврита, в промышленных они составляют менее 4%. По данным Р. Л. Бейтса [Bates R. L., 1959], в районе месторождения Сандерс-Дефайанс отмечаются постепенные переходы от чистых гомогенных монтмориллонитовых глин до песчаниковидных мучнистых туфов.

К континентальному подтипу относятся также недавно открытые небольшие месторождения бентонитов Тель-Хаджар и Рагадан в северо-восточной части Сирии, расположенные в краевых подвижных частях Аравийской платформы [Десятников И. А., 1974, 1975].

Месторождение Тель-Хаджар находится в 35 км севернее г. Алеппо. Оно формировалось в плиоценовую эпоху с теплым сухим климатом, в осолоняющемся замкнутом озерном водоеме в результате преобразования вулканических пеплов и туфов. Последние являлись продуктами активной вулканической деятельности, сопровождавшей образование рифтовых структур продолжающихся сюда Великих Африканских разломов. Бентониты характеризуются смешанным составом, содержат примерно равное количество щелочных и щелочноземельных катионов, общая обменная емкость которых 56 мг·экв на 100 г сухой породы. Глины состоят в основном из монтмориллонита со значительной примесью палыгорскита, часто образующих между собой сростки. Оба минерала относятся к новообразованиям. Химический состав бентонитов следующий (в %): SiO_2 56, Al_2O_3 15, Fe_2O_3 7,9, TiO_2 1; CaO 2,2; MgO 6,6; Na_2O 0,1; K_2O 1,2; п. п. п. 9,7. pH в глинах продуктивной толщи 8—8,5.

Сходный генезис имеет месторождение Рагадан кальциево-магниевых бентонитов, формировавшееся в верхнемиоценовую эпоху. Бентониты его характеризуются более низким качеством и состоят из монтмориллонита с примесью палыгорскита, каолинита и гидрослюды. Редкий случай представляет находка промышленных скоплений серо-белых и белых бентонитов описываемого пресноводного подтипа в Корее. Формирование их связано с разложением тонкозернистых липаритов в мелком пресноводном бассейне [Ким Ик., 1974]. Мощность бентонитовых пород 7—10 м, а содержание в них монтмориллонита 70—80%.

К пресноводному континентальному подтипу относится месторождение магний-кальциевого бентонита Харпер-Хиллс в Северном Кентербери (Новая Зеландия), образовавшееся в пресном озере в миоценовую эпоху в результате изменения пепла базальтового состава. Благодаря последнему обстоятельству примерно 40% монтмориллонитовых минералов представлено нонтронитом; содержание Fe_2O_3 в бентоните 14,5%. Бентониты неразбухающие, емкость обменного комплекса 100 мг·экв [Ritchie J. A. e. a., 1969].

В структурно-тектоническом отношении вулканогенно-осадочные месторождения бентонитов приурочены к районам альпий-

ских, редко герцинских складчатых сооружений и прилегающим к ним частям платформ и койлогенных областей. Максимальное удаление промышленных месторождений от очагов извержения не превышает 600—650 км. На бóльшем расстоянии проявления бентонитов этого типа практического значения не имеют. Вулканогенно-осадочные месторождения бентонитов характеризуются пластовой формой залегания, мощность пластов изменяется от первых десятков сантиметров до 5—10 м, редко более. Запасы месторождений обычно мелкие или очень мелкие, реже средние, редко крупные. Площадь их распространения — многие десятки квадратных километров.

В морском подтипе бентониты характеризуются относительной однородностью и выдержанностью по простиранию. Продуктивные пласты залегают согласно с вмещающими породами, обычно имеют с ними четкие контакты, по простиранию постепенно переходят в нормальные осадочные породы. В бентонитах часто встречаются хорошо сохранившиеся фаунистические и растительные остатки, позволяющие определить стратиграфическую принадлежность и особенности климата эпохи осадкообразования. Парагенетическими полезными ископаемыми для месторождений описываемых бентонитов являются известняки, цеолиты, туфы, туфопесчаники, реже палыгорскитовые глины.

ТЕРРИГЕННО- И КОЛЛОИДНО-ОСАДОЧНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

К этому типу относится большая группа месторождений щелочноземельных бентонитов кальциево-магниевого и магниево-кальциевого состава. К ним принадлежат известные отечественные месторождения формовочных и адсорбционных бентонитов: Черкасское на Украине, Биклянское, Верхне-Нурлатское, Тарн-Варское, Смышляевское и другие в Поволжье, Любинское в Западной Сибири, Подсиньское в Восточной Сибири и др. Среди зарубежных — месторождения формации Портерс-Крик в США [Bates R. L., 1959], группа экономически важных месторождений в Японии [Iwao Shuchi, 1970], в Южной Добрудже в Румынии [Popescu I. C., Mares I., 1970] и др. Все эти месторождения имеют молодой, преимущественно палеогеновый и миоценовый возраст.

Осадочные бентониты характеризуются почти повсеместно темной окраской — серо-зеленой, коричневой, темно-серой и почти черной. Они имеют раковистый или землистый излом, в воде распускаются без заметного набухания. При высыхании плотные разности становятся камнеподобными, а слоистые — растрескиваются и рассланцовываются.

В минералогическом отношении бентониты состоят на 60—70% из Ca—Mg-монтмориллонита, характеризующегося низкой и средней степенью кристаллического совершенства. В качестве примесей в них присутствуют смешанослойные минералы, гидрослюда, палыгорскит, реже каолинит и аллофан. В химическом отношении они характеризуются повышенным содержанием Al_2O_3

(20%), Fe_2O_3 (4,5%) и потерь при прокаливании (8,5%). Содержание Na_2O низкое, обычно измеряется долями процента. Емкость обменного комплекса в среднем составляет 55 мг·экв, из которых на долю натрия приходится 2—6 мг·экв, редко более.

Все промышленные залежи бентонитов осадочного происхождения приурочены к выделенным и охарактеризованным Н. М. Страховым гумидной и аридной зонам литогенеза. В ледовой климатической зоне литогенеза месторождения бентонитов не зарегистрированы. Как отмечает Н. М. Страхов, в формировании глинистых осадков в гумидной и аридной зонах принимают участие седиментационные, диагенетические, а при определенных условиях и хемогенные процессы. В большинстве случаев ведущим процессом в образовании глинистых осадков является механический — переотложение терригенного материала. Иногда существенную роль играют также процессы диагенеза и в меньшей степени аутигенного образования глинистых минералов.

В общем виде процесс формирования осадочных бентонитов сводится к переотложению и диагенетическому изменению продуктов выветривания изверженных, метаморфических и осадочных пород суши и раскристаллизации их коллоидно-дисперсных продуктов. Поскольку состав материнских пород разнообразен, то и образуемые за счет их размыва залежи глин в известной мере неизбежно унаследуют это разнообразие.

Важное значение для формирования осадочных залежей бентонитов имеет химизм среды бассейнов седиментации. В зависимости от характера последней осадочные месторождения, так же, как и вулканогенно-осадочные, отчетливо подразделяются на два подтипа: морской и континентальный. Лучшим качеством отличаются месторождения, образованные в морских условиях. Щелочная среда морских водоемов (pH 7—9), к которым приурочена преобладающая часть месторождений, благоприятствует преобразованию хлорит-гидрослюдистых продуктов выветривания и раскристаллизации гелей в монтмориллонит, т. е. способствует обогащению обломочного монтмориллонитсодержащего глинистого осадка диагенетическим и хемогенным монтмориллонитом. В кислой среде, наоборот, происходит разубоживание уже принесенного монтмориллонитового осадка вследствие деградации и последующей каолинитизации.

В структурном отношении осадочные месторождения бентонитов приурочены к платформенным районам, реже складчатым и койлогенным областям. Они формировались в эпохи ослабленной тектонической деятельности. Это хорошо подтверждается на примере поволжской группы плиоценовых месторождений, образующих на востоке европейской части СССР обширную бентонитоносную провинцию. Последняя образовалась на этапе инверсии тектонических движений в момент максимума акчагыльской трансгрессии, в полузамкнутых лагунах со спокойным гидродинамическим режимом. В них происходили сортировка и осаждение поступавшего с низинной суши тонкодисперсного материала. Уме-

ренно теплый гумидный климат обусловливал сохранение монтмориллонита, поступавшего из выветривающихся пород суши, а щелочные солоноватые и соленые воды способствовали диагенетическому преобразованию в него других глинистых минералов, а также генерации монтмориллонита, реже аллофана и палыгорскита за счет коллоидного и дисперсного материала [Прогнозная оценка территории..., 1972].

В эпоху ослабления тектонических движений возникли также Черкасское месторождение бентонитов неогенового возраста на Украине и группа палеогеновых месторождений Приташкентского района, Ферганской депрессии и других районов Средней Азии, расположенных на юго-востоке Скифско-Туранской плиты (в южной части эпипалеозойской платформы). В тектонически активных районах месторождения бентонитов осадочного типа не зарегистрированы. В таких районах развиты, как правило, лишь грубообломочные и песчано-алевритовые полимиктовые глинистые породы.

В палеогеографическом отношении в гумидной климатической зоне месторождения бентонитов формировались чаще всего в мелководных прибрежно-морских и лагунных условиях; в аридной климатической зоне в более отдаленных от берега и застойных участках морских водоемов. При этом в аридных условиях бентониты содержат существенную примесь минералов сепиолит-палыгорскитовой группы, которые в лагунных участках иногда являются ведущими.

Морская среда в течение продолжительного времени на больших площадях остается почти неизменной, а потому при известном постоянстве сносимого в нее с суши благоприятного для образования монтмориллонитовых глин материала создает условия для формирования мощных залежей, выдержанных по простиранию на больших площадях, измеряемых десятками, сотнями, а иногда и тысячами квадратных километров. По этой причине осадочные месторождения бентонитов морского подтипа часто отличаются большими запасами, измеряемыми миллионами, иногда десятками миллионов тонн. Форма продуктивных залежей пластовая. Мощность измеряется метрами, а нередко и десятками метров. Продуктивные пласты залегают согласно с вмещающими породами, отличаются большой однородностью и по простиранию постепенно переходят в алевритовые и песчано-алевритовые разности глин.

Примером зарубежных осадочных месторождений морского подтипа являются месторождения США, расположенные на территории прибрежных равнин Атлантического океана и Мексиканского залива. Это, в частности, залежи бентонитов формации Портер-Крик (группа Мидуэй, палеоцен) в штатах Миссури, Иллинойс, Теннесси и Миссисипи, а также глины округа Туиггс в штате Джорджия (группа Джаксон, верхний эоцен), описанные Р. Л. Бейтсом [Bates R. L., 1959]. Залежи глин отличаются большой мощностью, выдержанностью по простиранию на огромных

площадях, но нередко характеризуются относительно невысоким качеством вследствие присутствия примесей песчаного и гидрослюдистого глинистого материала. Наличие в глинах тонких прослоев известняков с ископаемой фауной не оставляет сомнения в их морском происхождении.

Представителями осадочного пресноводного подтипа в СССР служат месторождения щелочноземельных бентонитов: Любинское в Западной Сибири (павлодарская свита — средний миоцен), Подсиньское в Восточной Сибири (неоген); Зырянское в Курганской области (аральская свита — нижний миоцен) и др. Все они формировались в озерных пресноводных водоемах, в восстановительной слабо щелочной или нейтральной среде с pH 7—8. Бентониты этих месторождений характеризуются относительно невысоким качеством, пониженным содержанием монтмориллонита (в среднем 60—70%), относительно бóльшей примесью песчано-алевритового материала, чем в бентонитах морского подтипа. К тому же они иногда отличаются повышенной известковистостью. Тем не менее описываемые бентониты являются кондиционным формовочным сырьем, а также могут быть использованы для производства буровых растворов, высокосортного керамзита и ряда других целей.

Проводимый авторами в течение ряда лет ревизионный химико-минеральный анализ месторождений бентонитов обоих осадочных подтипов, а также ознакомление с соответствующими зарубежными материалами позволяют заключить, что все они в минеральном отношении относятся к категории щелочноземельных. Среди нормально-осадочных отложений промышленных месторождений щелочных бентонитов не зарегистрировано, и обнадеживающих перспектив для их нахождения в подобных образованиях нет. Этому положению может быть дано следующее теоретическое обоснование.

Известно, что в процессе корообразования как в гумидной, так и в аридной зонах литогенеза при разрушении различных пород, в том числе и бентонитов, прежде всего выносятся легкорастворимые соединения, в частности окислы натрия. Таким образом еще на водосборах — в корах выветривания — исходный материал для будущих осадочных образований претерпевает выщелачивание. При транспортировке речными водами пресноводные взвеси продолжают подвергаться дальнейшему выщелачиванию, и в бассейн седиментации они поступают практически с ничтожным содержанием щелочных компонентов. Поступая в морской водоем, полуэлектролит и пресноводные взвеси претерпевают коагуляцию и обменные преобразования в основной массе уже в прибрежных условиях. Снесенные с суши аллотигенные смешаннослойные и Ca—Mg-монтмориллонитовые глинистые минералы попадают в благоприятную для их сохранения среду. Гидрослюдисто-хлоритовые продукты выветривания при постоянно высоком содержании катионов кальция и магния также превращаются в щелочноземельный монтмориллонит и смешаннослой-

ные минералы. В них же раскристаллизовываются и гели коллоидно-дисперсного материала.

Содержащиеся в водоеме соединения натрия вступают в обменные реакции и входят в решетку глинистых минералов. Однако количество их в опресненных прибрежных водах относительно невелико, в связи с чем содержание обменных катионов натрия в образующихся глинистых осадках в среднем не превышает 4 мг·экв на 100 г сухой породы. Лишь с удалением от берега к более глубоким частям морского водоема оно повышается до 10 мг·экв, редко более, но нигде не превышает содержание щелочноземельных компонентов. Еще менее благоприятны условия для образования Na-монтмориллонита в континентальных пресноводных водоемах. Образование щелочных монтмориллонитов теоретически возможно лишь в щелочных содовых озерах. Но и в них промышленные залежи щелочных бентонитов пока нигде не выявлены. Установленная закономерность имеет важное значение для прогнозных построений. Более подробные сведения об осадочных месторождениях бентонитов приведены в специальных работах [Кирсанов Н. В., 1972_2; Прогнозная оценка..., 1972].

ЭЛЮВИАЛЬНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

К этому типу относятся месторождения бентонитов, образованные путем глубокого субаэрального выветривания и физико-химического изменения интрузивных, эффузивных и осадочных пород. Таким путем могут быть сформированы залежи щелочноземельных бентонитов, их железистых разностей — нонтронитов, реже маложелезистых светлых разновидностей щелочноземельного и смешанного состава. Из зарубежных к описываемому типу относятся небольшие эксплуатируемые месторождения: Бранянское у г. Моста в Чехословакии с запасами около 10 млн. т, а также Петровац-на-море в Югославии, Карлополис в Бразилии и др.

В СССР промышленных бесспорно элювиальных месторождений бентонитов пока не известно. Проявления же подобных глин известны во многих районах страны. В европейской части они зарегистрированы в пределах Украинского щита и в Среднем Побужье в древних и мезозойских корах выветривания по основным и ультраосновным изверженным породам [Додатко А. Д., Романенко Г. П., 1969; Романенко Г. П., Додатко А. Д., 1972; Кирсанов Н. В., 1972_1; Лисицына Н. А., Газенко С. Д., 1967; Литвиненко А. У., Додатко А. Д., Хорошева Д. П., 1963], в Приднестровье в корах выветривания по протерозойским эффузивным породам [Кротов Б. П., 1953; Яшкин Ю. К., 1967], в центральной части Русской платформы в доэйфельских корах выветривания по кристаллическим породам архейско-протерозойского возраста [Ерощев-Шак В. Л., Нестеренко И. М., 1967; Никитина А. П., 1968] на территории Белоруссии в выветрелых туфогенных по-

родах венда [Веретенников Н. В., Ляхович Л. В., 1968]. Исследованиями последних лет элювиальные бентониты выявлены на Южном и Среднем Урале [Суслов Ю. Я., 1972; Суслов Ю. Я., Цаур Г. И., 1974], в Казахстане [Перспектива выявления..., 1973], на Алтае, юге Сибирской платформы и ряде других мест. Некоторые из этих месторождений представляют несомненный практический интерес, большинство же, как показали ревизионные исследования, не отличаются чистотой и имеют обычно небольшую мощность, редко измеряемую метрами [Перспективы выявления..., 1973; Прогнозная оценка..., 1972].

В структурно-тектоническом отношении почти все месторождения и проявления элювиальных бентонитов приурочены к платформенным районам и областям завершенной складчатости. Механизм образования глинистых и других минералов в корах выветривания подробно описан в работах И. И. Гинзбурга [1963], А. П. Никитина [1968], Н. А. Лисицына, С. Д. Газенко [1967], Ф. В. Чухрова [1974], В. П. Петрова [1967 г.] и др. В процессе выветривания из коренных пород прежде всего выносятся наиболее подвижные компоненты: щелочи, щелочные земли и закисные соединения железа. Поэтому конечные продукты выветривания состоят из силикатов с низким содержанием растворимых оснований или же из гидратов полуторных окислов.

В соответствии с известной стадийностью образования и преобразования глинистых минералов можно считать, что монтмориллонитовые и монтмориллонитсодержащие горизонты, представляющие интерес для поисков бентонитового сырья, приурочены к средней и частично к переходной и нижней (корневой) зонам — зонам конечной гидратации и выщелачивания профилей кор выветривания. Верхняя зона последних — зона окисления и конечного гидролиза [Гинзбург И. И., 1963] — уже представлена каолинитовыми, галлуазитовыми, гиббситовыми и охристыми глинистыми образованиями, а также железняками.

Ф. В. Чухров [1974] отмечает, что в корах выветривания при ослабленном дренаже (и, следовательно, ослабленном выносе оснований) под элювиальными каолинитовыми глинами нередко обнаруживается зона гидрослюд — в ней могут образовываться монтмориллонит, нонтронит, гидрохлорит. При еще более слабом дренаже в низах коры выветривания могут возникнуть даже цеолиты. Такое положение характерно «...для нижних частей доледниковых линейных пологопадающих зон выветривания в нефелиновых сиенитах Хибин» [Чухров Ф. В., 1974, с. 15], где зарегистрирована ассоциация цеолитов (филлипсит, томсонит, натролит) с минералами группы монтмориллонита; выше цеолиты исчезают, а главная масса продуктов выветривания состоит из бейделлита и монтмориллонита.

Формирование элювиальных бентонитов, как и других полезных ископаемых, связанных с корами выветривания, определяется в основном тремя факторами: составом исходных материнских пород, климатом и тектоникой. Тектоника района определя-

ет рельеф, глубину профиля выветривания и возможность формирования коры выветривания. Важное значение имеет климат, определяющий соотношение физической и химической форм разложения материнских пород, а также характер вновь образуемых минералов. Для образования и устойчивого сохранения монтмориллонита, как показали исследования Н. М. Страхова и М. А. Ратеева, благоприятен гумидный — умеренный и теплый влажный климат. Значительную роль играет также время — продолжительность процесса выветривания и характер процессов, последовавших за захоронением кор.

По составу материнских пород, послуживших исходным материалом для формирования элювиальных бентонитов, последние могут быть подразделены на три подтипа: 1) по интрузивным породам, 2) по эффузивным породам, 3) по осадочным породам.

Для формирования месторождений бентонитов по интрузивным породам наиболее благоприятны ультраосновные, реже основные породы (серпентиниты, пироксениты и др.), богатые соединениями железа и магния. По ним образуются нонтронитовые глины — железистые щелочноземельные бентониты, представляющие собой ценное сырье, пригодное для окомкования железорудных концентратов. Примерами таких месторождений являются Сахаринское и другие на Южном Урале [Перспективы выявления..., 1973].

Из эффузивных наиболее благоприятны для формирования элювиальных бентонитов кислые, реже основные породы (липариты, андезит-липариты и андезиты). По ним образуются светлые маложелезистые щелочноземельные и смешанные бентониты. Примером может служить Усть-Маньинское проявление на восточном склоне Северного Урала [Суслов Ю. Я., 1972], а из зарубежных — Бранянское, Барташова-Леховка и Хрошов в Чехословакии].

И, наконец, третий элювиальный генетический подтип формируется за счет выщелачивания осадочных карбонатно-глинистых пород (мергелей, известковистых глин). К нему относится Разгонское месторождение формовочных щелочноземельных бентонитов в Иркутской области. Оно подготовлено к детальной разведке и несомненно представляет практический интерес.

Бентониты элювиального типа характеризуются рядом специфических признаков. Обычно они пестроцветные, по ультрабазитам — зеленые, по основным и средним породам — светлые, по кислым (редко) — белые. Содержание монтмориллонита (по ультрабазитам) в среднем 70—75%, редко выше. Степень кристаллического совершенства его низкая. Бентониты, образованные по ультрабазитам, отличаются в среднем повышенным содержанием Fe_2O_3 (до 21%), MgO (до 8%), Ni и Co, а по средним и кислым породам — относительно повышенным количеством Na_2O (до 2,5%). Суммарная емкость обменных катионов в среднем 68 мг·экв на 100 г сухой породы.

Форма месторождений линзо-, карманообразная, мощности продуктивных толщ обычно измеряются первыми единицами метров, площадь распространения — десятками квадратных километров. Запасы мелкие и очень мелкие, редко средние. По разрезу месторождения сверху вниз наблюдается постепенный переход в неизмененные породы. Более подробные сведения об элювиальных бентонитах приведены ниже, при описании месторождений.

ГЛАВА ТРЕТЬЯ

ПРОМЫШЛЕННЫЕ ТИПЫ И ПРОМЫШЛЕННО-ГЕНЕТИЧЕСКАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ БЕНТОНИТОВ

Понятие о промышленных типах месторождений, введенное В. М. Крейтером в учение о поисках и разведке месторождений полезных ископаемых и развитое в последующих его трудах [Крейтер В. М., 1940, 1961, 1964], бесспорно имеет важное значение как в научном, так и особенно в практическом отношении. Опыт освоения минерального сырья убедительно доказал, что из большого числа генетических типов месторождений того или иного полезного ископаемого промышленное значение имеют только некоторые. Так, например, из 35—40 генетических типов железорудных месторождений к промышленным типам принадлежат лишь пять.

Согласно современным представлениям, «...к промышленным мировым типам целесообразно отнести только те месторождения, суммарная годовая добыча из которых дает не менее 1% мирового продукта (руды, металла) данного полезного ископаемого» [Теоретические основы поисков..., 1968, с. 10].

Руководствуясь этими представлениями, рассмотрим соотношения объемов добычи бентонитового сырья по выделенным генетическим типам в СССР с соответствующими мировыми данными. Объем добычи бентонитов в промышленно развитых капиталистических странах в 1974 г. достиг 6000 тыс. т [Добыча бентонитов..., 1976], в том числе (в тыс. т): США 4144; Греция 475; Япония 460 (данные за 1970 г.) [Герус В., 1972]; Италия 449; Аргентина 102; Алжир 82,5; Иран 50 и др. [Bentonite..., 1976].

Мировой объем добычи бентонитов за 1975 г. ориентировочно составил 9 млн. т, из них в СССР около 2,5 млн. т. Объем добычи по гидротермально-метасоматическим, вулканогенно-осадочным и осадочным месторождениям только в пределах СССР составляет 4,7—12,3% мировой добычи (табл. 2). Это обстоятельство позволяет считать упомянутые генетические типы промышленными в мировом масштабе.

В СССР выявлено несколько элювиальных месторождений бентонитов; они пока не эксплуатируются и большого практического интереса не представляют. В зарубежной практике элювиальные месторождения бентонитов эксплуатируются в небольших масштабах и суммарно дают ничтожный процент мировой добычи (десятые доли процента). По этим причинам элювиальные месторождения бентонитов не могут быть отнесены к промышленным мировым типам, но для экономики тех стран, где они разрабатываются, они представляют определенный практический интерес.

Промышленные типы месторождений бентонитов СССР по их значимости — объему добычи и качеству сырья — целесообразно разбить на три вида: 1) особо важные; 2) важные; 3) рядовые.

К первому виду относятся известные месторождения щелочных гидротермально-метасоматических и вулканогенно-осадочных бентонитов многоотраслевого назначения, каждое из которых дает не менее 4% общесоюзной добычи (средней за 5 лет). К ним

Таблица 2

Распределение запасов и добычи бентонитов СССР по генетическим типам

Генетический тип и подтип	Запасы		Добыча ежегодно		
	млн. т	%	тыс. т	%	в % к мировой добыче
Гидротермально-метасоматический	106,56	21,30	878,0	36,35	9,75
Вулканогенно-осадочный	136,06	27,19	425,6	17,62	4,72
морской	63,33	18,55	334,6	13,85	3,72
континентальный	43,23	8,64	91,0	3,77	1,0
Терригенно- и коллоидно-осадочный	257,71	51,51	1112,0	46,03	12,3
морской	243,71	48,70	1082,0	44,79	12,0
континентальный	14,00	2,80	30,0	1,24	0,3
Итого	500,33	100,00	2415,6	100,00	26,77

принадлежат месторождения Саригюхское, Даш-Салахлинское, Асканское и Огланлинское. Ко второму виду относятся месторождения щелочноземельных осадочных и вулканогенно-осадочных бентонитов союзного значения, на которых суммарная добыча сырья составляет десятки процентов общей добычи: Гумбрийское, Биклянское, Смышляевское, Черкасское. Третий вид включает рядовые месторождения щелочных и щелочноземельных бентонитов местного значения, ежегодная суммарная добыча которых составляет менее 4% общесоюзной. Примерами таких месторождений служат Келесское, Десятый Хутор, Подсиньское, Пыжевское, Курцовское и др.

По величине запасов каждый из выделенных промышленно-генетических типов может быть подразделен на четыре группы:

1) крупные месторождения с запасами более 20 млн. т;
2) средние месторождения с запасами от 10 до 20 млн. т;
3) мелкие месторождения с запасами от 1 до 10 млн. т;
4) очень мелкие месторождения с запасами менее 1 млн. т.

Принадлежность месторождения по геолого-минералогической характеристике к промышленному типу еще не гарантирует его промышленной ценности. После разведки каждое месторождение любого типа оценивается индивидуально [Теоретические основы поисков..., 1968].

Анализ данных по добыче и запасам бентонитового сырья в СССР раздельно по генетическим типам (см. табл. 2) позволяет сделать следующие выводы.

1. Из общего фонда разведанных месторождений к гидротермально-метасоматическим относятся три особо важных (Саригюхское, Даш-Салахлинское, Асканское) месторождения высококачественных бентонитов с запасами 106,56 млн. т (21,3% общих запасов). Из этих месторождений в 1975 г. добыто 878 тыс. т сырья, что составляет 36,35% общего объема добычи.

2. На долю вулканогенно-осадочных приходится 15 месторождений, или более половины разведанного фонда (57,7%). Однако они в основном мелкие и очень мелкие. Запасы их 136,06 млн. т, или 27,19% общих запасов. Из восьми месторождений этого генетического типа добыто 425,6 тыс. т, или 17,62% общего объема добычи.

3. К терригенно- и коллоидно-осадочным относятся месторождения с запасами 257,71 млн. т (51,51% разведанного фонда), причем из четырех месторождений добыто 1112 тыс. т, или 46,03% общего объема добычи.

4. Месторождения элювиальных бентонитов на балансе запасов полезных ископаемых не числятся.

По форме залежей, а также по выдержанности мощности и качества полезной толщи, которые определяют расположение и плотность сети разведочных выработок, необходимую для отнесения запасов к различным категориям, месторождения бентонитов целесообразно подразделять на три типа: простые, сложные и очень сложные (табл. 3).

К первому типу относятся месторождения пластовые и пластообразные, горизонтальные и пологопадающие, выдержанные по мощности и качеству полезного ископаемого. Это в основном месторождения осадочного генезиса (Поволжская группа, Черкасское и др.) и частично вулканогенно-осадочные (Гумбрийское, Пыжевское и др.).

Ко второму типу принадлежат месторождения (участки) штоко, дайко-, пласто- и линзообразной формы, с крутым падением не выдержанные по строению, мощности и качеству полезного ископаемого. Это преимущественно месторождения гидротермально-метасоматические (Саригюхское, Даш-Салахлинское, частью Асканское) и частично вулканогенно-осадочные (Огланлинское, Нальчикское).

К третьему типу относятся месторождения (участки) линзо-, гнездо-, карманообразной формы, не выдержанные по мощности и качеству полезного ископаемого. Сюда принадлежат элювиальные месторождения (Усть-Маньинское) и отдельные участки гидротермально-метасоматических месторождений (Саригюхское, Даш-Салахлинское).

Согласно инструкции по применению классификации запасов к месторождениям глинистых пород [Инструкция..., 1961], все месторождения по требуемому соотношению запасов различных категорий для составления проектов разработки и выделения капитальных вложений на строительство горнодобывающих предприятий подразделяются на три группы.

Группа 1 — месторождения (участки) простого строения с выдержанной мощностью тел полезного ископаемого и равномерным распределением полезных компонентов. Для месторождений этой группы не менее 30% запасов должно быть разведано по категории А и В, в том числе не менее 10% — по категории А. Группе 1 соответствует тип крупных и средних пласто- и линзообразных месторождений простого строения, горизонтального залегания и пологопадающих, выдержанных по мощности и качеству полезного ископаемого.

Группа 2 — месторождения (участки) сложного строения с невыдержанной мощностью тел полезных ископаемых или неравномерным распределением полезных компонентов, на которых выявление запасов полезных ископаемых категорий А в процессе детальной разведки нецелесообразно вследствие очень высокой стоимости разведочных работ. Для месторождений этой группы не менее 20% запасов должно быть разведано по категории *В*. Группе 2 соответствует тип крупных и средних штоко- и пластообразных месторождений сложного строения, с крутым падением, не выдержанных по мощности и качеству полезного ископаемого.

Группа 3 — месторождения (участки) очень сложного строения с резко изменчивой мощностью тел полезного ископаемого или исключительно невыдержанным содержанием полезных компонентов, на которых в процессе разведки нецелесообразно выявлять запасы категории *В*. Проектирование горнодобывающих предприятий и выделение капитальных вложений на строительство новых и реконструкцию действующих горнодобывающих предприятий допускается на базе запасов категории C_1. Группе 3 соответствует тип месторождений очень сложного строения, линзо-, гнездо-, карманообразной формы, не выдержанных по мощности и качеству полезного ископаемого.

Для каждой из охарактеризованной групп месторождений Инструкцией Мингео СССР [1961 г.] рекомендуется соответствующая плотность разведочных выработок, имеющая целью обеспечить при минимальных затратах наиболее полное изучение месторождения и его промышленную оценку.

Таблица 3

Промышленно-генетическая классификация месторождений бентонитов
Составили Н. В. Кирсанов, А. А. Сабитов, А. И. Башлев

Генетическое подразделение		Минеральный вид бентонита и емкость обменного комплекса (Σ) мг·экв (средняя)	Среднее содержание монтмориллонита, (%); главные и характерные примеси	Химический состав, %	Выдержанность качества бентонита в пределах залежи	Форма залежи; мощность
Тип	Подтип					
Гидротермально-метасоматический		Щелочной и щелочноземельный, иногда магниевый и литиевый; Σ 63—112	80—90; СС, Ц, агат, сульфидные минералы	SiO_2 61; Al_2O_3 15,5, Fe_2O_3 4,5; CaO+MgO 6,5; Na_2O 2,5; K_2O<1, редкие элементы и др.	Не выдержанное	Штоко- и линзообразная, неправильная; до 130 м
Вулканогенно-осадочный	Морской	Щелочной и щелочноземельный, иногда беложгущийся; Σ 80	80—90, редко 60—70; СС, Г, Х, КР	SiO_2 65; Al_2O_3 14,5; Fe_2O_3 2,5; NaO ⩽1,2; $S_{сульф.}$ <0,2; K_2O 1	Обычно выдержанное	Пластовая; от сантиметров до первых десятков метров
	Континентальный	Щелочноземельный; Σ 72	60—70; СС, Г, КР, П	SiO_2 67; Al_2O_3 15,5; Fe_2O_3 3; N_2O 1,5; $S_{сульф.}$ <0,2; K_2O 1	То же	Линзовидная; от сантиметров до первых десятков метров
Лондно-дочный	Морской	Щелочноземельный; Σ 55	60—70; СС, Г, К, А	SiO_2 56; Al_2O_3 20; Fe_2O_3 4,5; CaO 1,5; MgO 2,5; Na_2O 0,5; K_2O 1,5	Выдержанное	Пластовая и линзовидная; от единиц до нескольких десятков метров

Терригенно- и коллоса	Континентальный	Щелочноземельный, иногда кальциево-магниевый; Σ 45	60—70; Г, К, СС, П	SiO_2 59,5; Al_2O_3 16; Fe_2O_3 5,5; CaO 5; MgO 1,5; Na_2O 0,5; K_2O 2	То же	Линзовидная, реже пластообразная; от единиц до нескольких метров
Элювиальный	По интрузивным породам	Щелочноземельный; Σ 60	Н 60—85 М, Х, П, Ni, Fe	SiO_2 46; Al_2O_3 11,5; Fe_2O_3 20,6; CaO 1,5; MgO 8,5; Na_2O 0,3; K_2O 0,1	Сравнительно выдержанное и невыдержанное	Облекающая, плащеобразная; от десятков сантиметров до десятков метров
	По эффузивным породам	Щелочноземельный и смешанный, редко беложгущийся; Σ 75	Н 60—85; Г, СС, КР, Ц	SiO_2 63,5; Al_2O_3 15; Fe_2O_3 5,5; CaO 1,5; MgO 4,5; Na_2O 0,3; K_2O 1,5	Не выдержанное, реже выдержанное	То же
	По осадочным породам	Щелочноземельный; Σ 78	60—70; Г, Ц, К	SiO_2 63,5; Al_2O_3 15; Fe_2O_3 5,5; CaO 1,5; MgO 4,5; Na_2O 0,3; K_2O 1,5	Выдержанное	Пластообразная, линзовидная; единицы метра

Продолжение табл. 3

Строение месторождений	Запасы	Добыча со всех месторождений генетического типа за год, в %		Принадлежность месторождений к промышленным мировым типам и их категория	Применение, главные отрасли использования бентонитов
		к союзной добыче	к мировой добыче		
Сложное и очень сложное	Крупные, редко средние	36,35	12,54	Особо важные	Многоотраслевое сырье. Черная металлургия, буровая техника, литейное производство, химическая промышленность
Простое и сложное	Мелкие и очень мелкие, редко средние и крупные	13,85	4,78	Редко особо важные, чаще важные и рядовые	Многоотраслевое сырье. Фарфоро-фаянсовая (пластификатор) и химическая (катализаторы и адсорбенты) промышленность; черная металлургия
То же	В основном мелкие и очень мелкие	3,77	1,30	Важные и рядовые	Литейное производство, химическая, пищевая и другие отрасли промышленности (адсорбенты)
Простое	Крупные, средние, редко мелкие	44,79	15,46	Важные и рядовые	Литейное производство, буровая техника, строительная промышленность

То же	Средние и мелкие, иногда крупные	1,24	0,43	Рядовые	То же
Сложное и простое	Средние и мелкие	—	—	За рубежом рядовые, в СССР промышленных месторождений нет	Литейное производство, черная металлургия
Сложное и очень сложное	То же	—	—	То же	Литейное производство, черная металлургия, буровая техника и др.
Простое	Мелкие	—	—	Промышленные залежи в мировой практике не известны	Литейное производство

М — монтмориллонит, Г — гидрослюда, К — каолинит, СС — смешанослойные минералы, Ц — цеолиты, Х — хлорит, КР — кристобалит, А — аллофан, Н — нонтронит, П — палыгорскит. Запасы (в млн. т): крупные — более 20; средние — от 10 до 20; мелкие — менее 10; очень мелкие — менее 1.

ГЛАВА ЧЕТВЕРТАЯ

ГИДРОТЕРМАЛЬНО-МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ БЕНТОНИТОВ

Гидротермально-метасоматические бентониты в последнее время приобретают весьма значительную роль как в научном, так и в практическом отношении. В настоящее время к этому типу относятся самые крупные по запасам месторождения щелочных бентонитов Союза: Саригюхское, Даш-Салахлинское и Асканское. Поэтому особенности и специфика гидротермальной бентонитизации имеют весьма актуальное значение для прогноза и поисков щелочного бентонитового сырья. Рассмотрим этот процесс на примере двух месторождений, расположенных в одной полосе отложений сантонского возраста — Саригюхском и Даш-Салахлинском.

Оптимальная обстановка проявления гидротермальной бентонитизации

Проявление гидротермальной бентонитизации (монтмориллонитизации) зависит от типа извержений вулканического очага, с которым она связана, от развития его продуктов (лавовых потоков, туфов, пеплов, пемзы и др.), характера гидротерм (их состава, зоны глубинности) и, наконец, от того, на какие продукты они воздействуют. Применительно к сантонским бентонитам Малого Кавказа нас интересуют два варианта извержений центрального типа: 1) эффузивно-эксплозивный (которому, вероятно, ближе Саригюхское месторождение) и экструзивно-эксплозивный (к нему тяготеет Даш-Салахлинское месторождение). Подробнее признаки гидротермально-метасоматического генезиса этих месторождений будут рассмотрены ниже.

Если первый вариант отличается обилием лавовых потоков среди родоначальных андезито-базальтов и трахиандезитовых пород и малым развитием туфов и туфопесчаников, то второй (дашсалахлинский), наоборот, характеризуется умеренным развитием лавовых потоков и покровов и обилием туфов, туфобрекчий и туфопесчаников среди родоначальных пород.

Гидротермы, с которыми связана бентонитизация, обычно приурочены непосредственно к верхним горизонтам вулканического аппарата, они обнаруживаются на глубинах 1—1,5 км и отличаются высокой температурой — от 100° С на поверхности земли до 270° С на глубине первого километра. Им присуща изменчивость ионного состава не только в пространстве, но и во времени, с различием по типам и зонам. Существуют кислые хлоридные или сульфатно-хлоридные гидротермы с очень низким pH (1—2), с разнообразными металлами, содержащими растворимые формы железа и алюминия. Они часто сопровождаются обе-

ленными зонами кислотного выщелачивания. Однако ни на Саригюхском, ни на Даш-Салахлинском месторождениях обеленных зон не обнаружено, поэтому можно считать, что такие гидротермы не принимали участия в процессе бентонитизации, и они не представляют особого интереса.

Главное участие в процессе бентонитизации принимали, вероятно, первоначально сульфатно-натриевые, а затем щелочные хлоридные азотно-углекислые термы, локализующиеся по периферии активных вулканических очагов в толщах, сложенных вулканическими и осадочными породами обычно морского происхождения. Области их развития часто являются депрессионными зонами. Эти термы отличаются высокой температурой (от 100 до 200—300° С), поступают на поверхность по тектоническим разломам и характеризуются большим дебитом. Состав их резко отличен от кислых терм низкой минерализацией (<5 г/л), отсутствием свободных кислот и катионов железа и алюминия и резко выраженной щелочной реакцией вод с pH=8—9; преобладанием хлора и катиона Na, появлением гидрокарбоната и обилием CO_2 на глубине. Наличие CO_2 и щелочной pH весьма способствует процессу монтмориллонитизации вулканического стекла [Mumpton T. A., Roy R., 1958].

Таким образом, бентонитовые тела сложной морфологии возникают в результате воздействия гидротерм на вулканогенные породы путем пропаривания лав, туфов, пемз и пеплов. Бентониты такого типа представляют собой продукты метасоматического замещения и преобразования лав, пирокластов и витрокластов.

Несмотря на то что сам вулканизм и поствулканические процессы являются по своей природе аклиматическими, реализуясь в бассейнах разного климата, они приобретают некоторые дополнительные черты гумидного и аридного литогенеза. Поэтому, прежде чем рассматривать верхнемеловые сантонские гидротермальные бентониты Малого Кавказа, необходимо хотя бы кратко охарактеризовать тип литогенеза, к которому они принадлежат.

По палеоклиматическим картам верхнемеловой эпохи Н. М. Страхова (1960 г.) район Иджевана — Казаха, включающий Саригюхское и Даш-Салахлинское месторождения бентонитов, располагается в аридной зоне. Северная граница этой зоны в верхнемеловую эпоху проходила в широтном направлении, примерно в 200 км севернее Баку.

Специфика аридного литогенеза состоит в ничтожном (или резко ограниченном) поступлении в бассейн метеорных осадков, вследствие чего гидротермы аридных вулканических областей представляют собой образования по существу ювенильные, либо очень близкие к ним. Эта особенность, по-видимому, резко повышала концентрации термальных растворов и интенсифицировала преобразования лавовых и пирокластических пород в чистейшие монтмориллониты.

Из комплекса хемогенных минералов в обоих рассматриваемых месторождениях отмечены лишь вулканогенно-осадочные

марганцевые рудопроявления. Хотя последние не свойственны чисто аридному литогенезу, но нахождение их здесь лишь дополнительно подчеркивает вулканогенно-осадочную природу всего процесса минералообразования.

ЭФФУЗИВНО-ЭКСПЛОЗИВНЫЙ ГИДРОТЕРМАЛЬНО-МЕТАСОМАТИЧЕСКИЙ ВАРИАНТ БЕНТОНИТООБРАЗОВАНИЯ (САРИГЮХСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ)

Геология месторождения описана в работах Г. С. Авакяна [1968], И. Х. Петросова и др. [1970] и других авторов, поэтому ограничимся лишь краткими сведениями.

Бентониты Саригюхского месторождения приурочены преимущественно к верхнесантонским отложениям Четылдаг-Кечалдыгского антиклинория, представленным туфами, туфобрекчиями, туффитами, тефроидами, мергелями и известняками (рис. 1). Родоначальными породами бентонитов являются в основном так называемые андезито-базальтовые (смоляно-черные) витрофировые порфириты и отчасти серые трахиандезиты. Породы эти имеют здесь субинтрузивный облик, поэтому у образовавшихся по ним *бентонитовых тел нет четкой стратиграфической приуроченности* к какому-то определенному горизонту. Бентонитовые залежи совместно с их в различной степени измененными материнскими породами обнаруживаются как в отложениях верхнеконьякского — нижнесантонского возраста, так и в верхнесантонских отложениях, и четко контактируют с породами кампана — маастриха, а за пределами месторождения — и с отложениями датского возраста.

Над бентонитовым пластом в Саригюхском месторождении залегают мандельштейны, включающие агатоносный горизонт. Поток мандельштейнов прорван системой андезито-базальтовых даек, вдоль которых фиксируются многократные тектонические подвижки и интенсивный процесс бентонитизации. Промышленные скопления полудрагоценного агата в виде гнезд, жил и заполнений крупных миндалин в самих лавах приурочены к этим же контактовым зонам.

Более высокий стратиграфический и гипсометрический уровень занимает марганцевое рудопроявление, приуроченное к горизонту конгломератобрекчий, туфопесчаников и контакту их с пластовым телом долеритов. Марганцевые линзы сложены псиломеланом и манганитом в ассоциации с кварцем, халцедоном, баритом и карбонатами.

Бентонитизация и вулканизм

Верхнемеловой магматизм Прикуринской тектонической зоны имеет, по Г. А. Туманяну, двухциклическое развитие: 1) доверхнеконьякский; 2) послеверхнеконьякский (верхнесантонский), с которыми в основном и связано образование месторождений бентонита, агата и марганца.

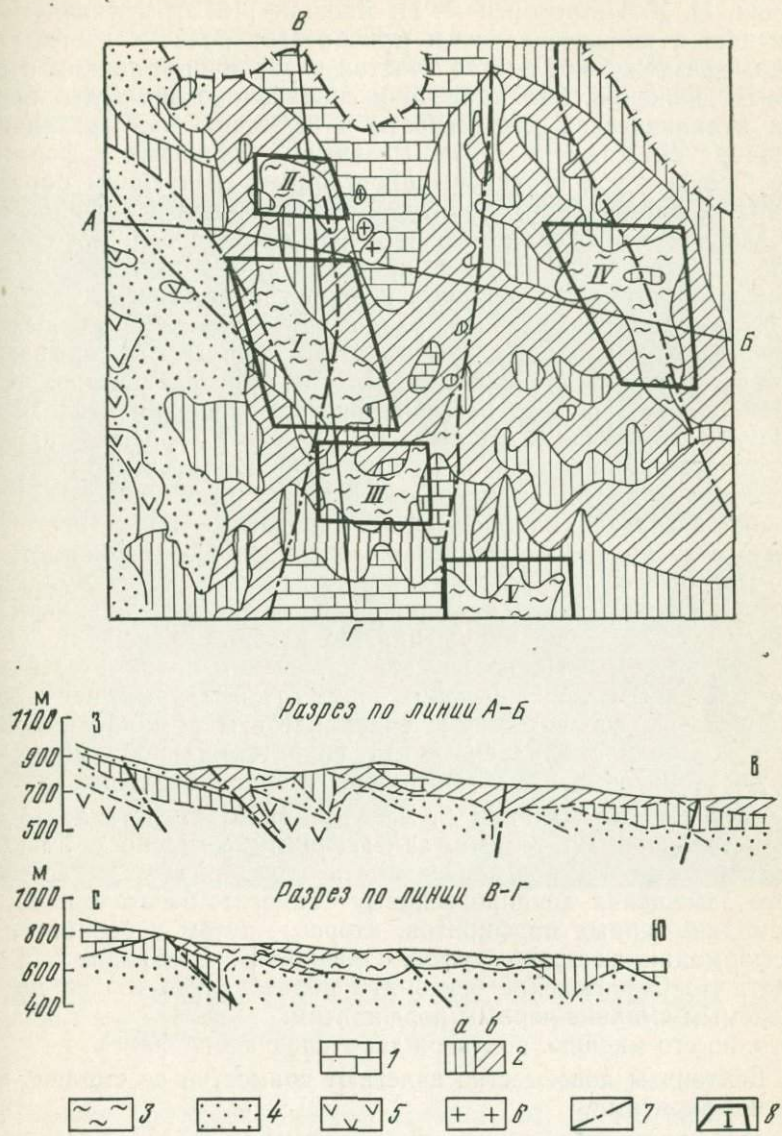


Рис. 1. Схема геологического строения Саригюхского месторождения.

1 — известняки с прослоями мергелей и туфопесчаников; *2* — смоляно-черные *витрофировые*, андезито-базальтовые порфириты (*а* — свежие, *б* — измененные); *3* — бентониты; *4* — туфопесчаники, аргиллиты, известняки с прослоями мергелей; *5*—порфириты и их брекчии андезитового состава; *6* — габбро-диориты и оливиновые долериты; *7* — тектонические нарушения; *8* — контуры участков: *I* — Центральный, *II* — Северный, *III* — Южный, *IV* — Котрац-Нов, *V* — Виноградный

В верхнем сантоне, т. е. в период максимальной бентонитизации, в пределах Прикуринской зоны, как указывают А. Х. Мнацаканян, И. Х. Петросов и Л. П. Яшвили [1973], вулканизм по сравнению с нижнесантонским приобретает более сложный характер — резко обособляются участки с различным знаком вертикальных движений. Это привело к сокращению площадей проявления вулканической деятельности и излиянию лав различного состава на смежных участках. Развитие вулканизма и формирование Саригюхской структуры происходило следующим образом. Локальная Саригюхская структура, приуроченная к северной прибортовой части Иджеванского прогиба, имела в верхнем сантоне тенденцию к погружению. В ее пределах в результате трещинных излияний образовались крупные потоки трахиандезитов, андезитбазальтов и мандельштейнов, разделенные пластами кислых туфопесчаников и пепловых туфов. Эти породы перекрываются мелкообломочными туфоконгломератами, образовавшимися в береговой полосе морского бассейна при перемещении последней к востоку (в конце верхнего сантона). К этому горизонту приурочены пологосекущие пластовые тела оливиновых долеритов. Выше залегают известняки и известковистые песчаники кампана, имеющие согласное напластование с подстилающими породами. В связи с внедрением оливиновых долеритов (А. Х. Мнацаканян, И. Х. Петросов и др.) на границе верхнего сантона и кампана в структуре Саригюхского месторождения возникли близмеридиональные тектонические нарушения, по которым к ней получили доступ гидротермы. Поскольку эти нарушения прошли по наиболее ослабленным тектоническим зонам — контактам даек андезито-базальтов, секущих серые трахиандезиты и мандельштейны, то они контролировали все типы гидротермальной минерализации: бентонитов, агата и марганцевого рудопроявления.

Бентониты [Мнацаканян А. Х. и др., 1973] представлены двумя пластообразными телами, залегающими согласно с вмещающими породами. Первое образовалось в результате метасоматического замещения двупироксеновых андезито-базальтовых лав или смоляно-черных порфиритов; второе — путем переработки и трансформации пепловых туфов. Однако Г. С. Авакян [1977] считает, что Саригюхские бентониты образовались только по так называемым смоляно-черным порфиритам.

Это, по его мнению, подтверждают следующие факты.

1. Бентониты повсеместно залегают совместно со смоляно-черными порфиритами.

2. Морфология бентонитовых тел идентична с морфологией материнских пород, т. е. бентониты залегают в виде силло-, пласто-, линзо-, лакколитообразных тел и даек.

3. Бентониты почти повсеместно сохраняют реликты материнских пород — смоляно-черных порфиритов (рис. 2).

4. Во многих местах (в том числе на западном фланге Центрального участка на месторождении агата) отмечаются постепен-

ные переходы сравнительно свежих смоляно-черных порфиритов (андезито-базальтов) к типичным бентонитам.

5. Химический состав бентонитов весьма сходен с таковым смоляно-черных порфиритов (табл. 4).

Учитывая эти факты, Г. С. Авакян главную роль среди материнских пород отводит лавам андезито-базальтов и весьма второстепенную — пирокластическим породам.

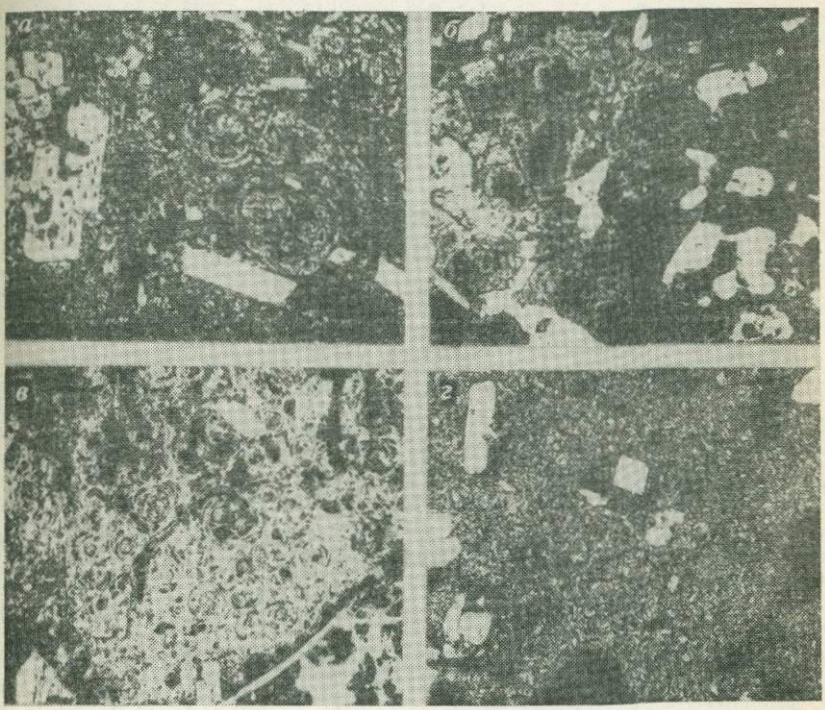


Рис. 2. Микрофотографии порфиритов. Фото Г. С. Авакяна.

а — сильно измененный андезитовый порфирит с перлитовой текстурой (здесь и далее николи параллельные, ув. 45); *б* — микростолбчатые отдельности в смоляно-черных порфиритах (начальная стадия образования перлитовой текстуры); *в* — бентонитовая глина с перлитовой текстурой: *г* — порфирит с микролитовой структурой основной массы

Наконец, петрографическое изучение М. Н. Ильинской [Ратеев М. А., Градусов Б. П., Ильинская М. Н., 1973] более 50 образцов материнских пород и бентонитов показало, что все они, за исключением одного образца тефры, имеют либо настоящее, либо реликтовое строение трахиандезитов, различаясь только микроструктурой. Все эти данные подтверждают вывод Г. С. Авакяна о том, что исходными материнскими породами бентонитовой Саригюхской залежи являлись лавы, а не туфы.

Средний химический состав (в %) материнских пород и бентонитовых глин

Таблица 4

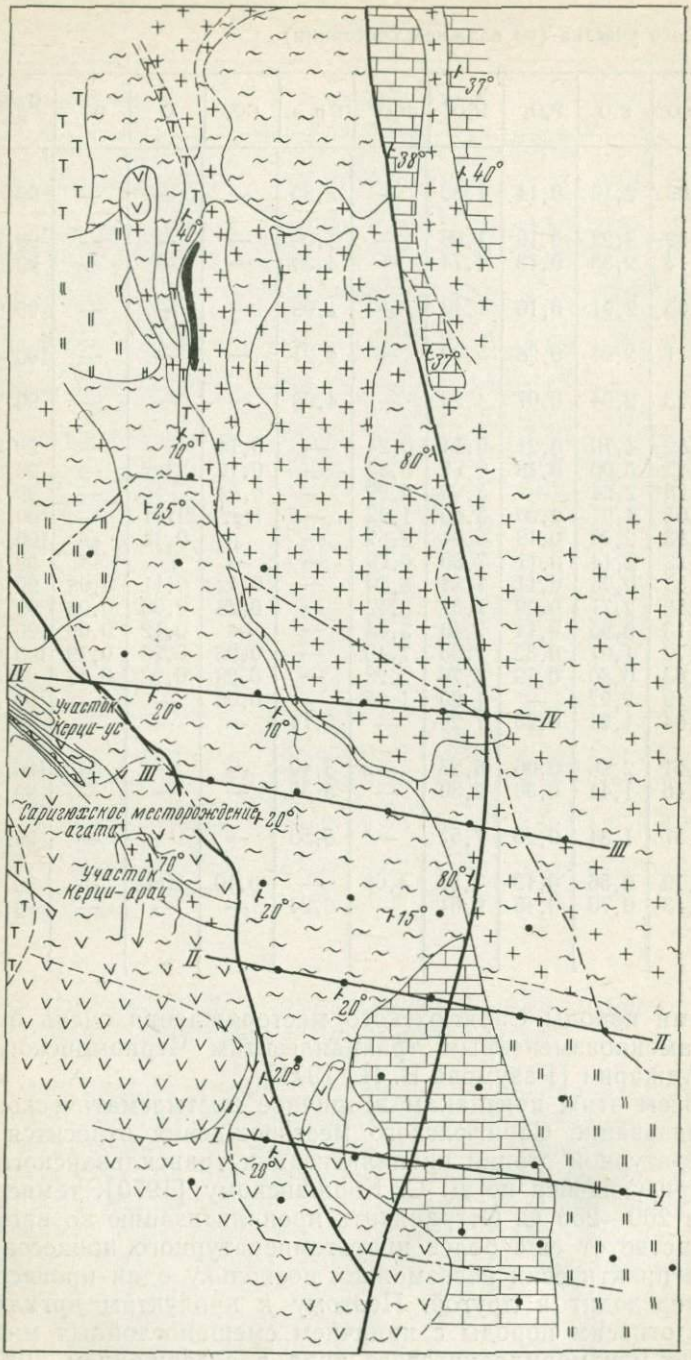
Центрального участка (во влажном состоянии)

Порода, образец	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	H_2O^-	H_2O^+	П. п. п.	CO_2	C	O^+	Сумма	$\frac{SiO_2}{R_2O_3}$
Свежий смоляно-черный порфирит	57,88	0,76	16,14	3,13	3,15	0,12	2,70	5,96	3,09	2,16	0,14	1,36	—	2,85	—	—	—	99,44	5,4
Свежий серый порфирит	60,08	0,69	15,52	3,82	3,39	0,07	3,25	3,59	3,89	3,22	0,19	1,08	—	1,00	—	—	—	99,79	5,6
Слабо измененный смоляно-черный порфирит	55,94	0,76	15,04	4,55	1,76	0,08	2,41	4,31	3,13	2,35	0,13	4,74	—	4,39	—	—	—	99,59	5,5
Слабо измененный серый порфирит	59,68	0,75	15,87	4,54	2,08	0,07	2,44	4,07	3,65	2,91	0,16	1,40	—	1,98	—	—	—	99,60	5,4
Сильно измененный смоляно-черный порфирит	56,08	0,77	15,12	5,28	1,54	0,05	1,91	4,02	3,11	2,94	0,28	5,09	—	4,21	—	—	—	100,40	5,1
Сильно измененный серый порфирит	*58,32*	*0,85*	*15,80*	*4,53*	*1,03*	*0,04*	*1,27*	3,31	3,23	2,94	0,07	4,26	—	4,08	—	—	—	99,73	5,2
Обр. 113, материнская порода	69,83	0,93	13,97	2,80	0,84	0,05	0,86	1,22	3,82	4,76	0,21	0,14	0,24	—	0,14	—	—	99,81	—
Обр. 114, „ „	64,91	0,89	15,50	4,07	0,50	0,02	0,14	2,93	3,82	5,00	0,18	0,87	0,85	—	0,16	Нет	—	99,84	—
Обр. 116, фракция 0,1—0,01 мм	60,27	0,72	16,81	4,56	0,33	0,02	1,16	*3,06*	*3,25*	*2,64*	—	*3,90*	*2,99*	—	*0,04*	—	—	*99,75*	—
Обр. 118, материнская порода	*59,06*	*1,07*	*16,07*	*5,23*	*0,57*	*0,01*	*1,31*	2,88	3,01	4,97	0,20	3,55	1,92	—	Нет	Нет	—	100,34	—
Обр. 116, „ „	60,64	0,93	15,59	4,45	0,32	0,04	1,93	3,08	2,93	2,50	0,18	5,04	2,57	—	„	0,14	—	100,47	—
Обр. 115, фракция <0,001 мм	54,24	0,65	12,78	9,61	0,56	0,11	3,43	1,57	1,22	2,14	0,11	7,35	5,79	—	—	—	—	99,56	—
Обр. 116, то же	54,88	0,65	15,01	6,71	1,40	0,01	3,72	1,77	1,35	0,96	0,11	7,84	5,20	—	0,12	0,11	0,08	99,84	—
Обр. 118, „	52,47	0,96	12,71	10,70	0,97	0,08	3,29	*2,08*	*0,38*	*2,71*	*0,09*	*7,51*	*5,42*	—	*0,28*	*0,08*	*0,06*	*99,73*	—
Обр. 110, „	53,88	0,40	14,76	9,91	0,55	0,01	3,24	1,33	2,13	0,95	0,14	7,40	5,38	—	—	0,12	0,09	100,20	—
Обр. 109, „	52,99	0,43	14,09	7,32	0,95	0,01	3,35	1,42	2,70	1,07	0,32	7,95	7,49	—	0,06	0,26	0,19	100,60	—
Обр. 108, „	53,34	0,49	14,25	8,79	0,70	0,03	3,16	1,42	2,63	0,80	0,19	7,79	5,28	—	0,28	0,23	0,17	99,38	—
Обр. 115, фракция 0,1—0,01 мм	64,49	0,63	17,46	2,06	0,22	0,01	2,19	2,93	4,19	3,92	—	1,25	1,05	—	0,06	—	—	100,46	—
Бентонит природный бутылочно-зеленого цвета	57,08	0,76	14,54	3,81	1,14	0,05	2,50	2,67	2,64	1,31	0,25	7,28	—	5,74	—	—	—	99,77	5,6
Бентонит из серых порфиритов	57,00	0,65	16,35	4,60	1,31	Следы	1,31	3,11	3,51	2,96	0,06	6,23	—	3,49	—	—	—	100,58	5,0
Бентонит природный желто-зеленого цвета	55,94	0,68	14,07	4,38	0,64	0,12	2,73	3,09	2,46	1,41	0,30	8,30	—	5,35	—	—	—	99,47	5,5
Бентонит природный (средний для участка)	56,78	0,73	14,32	3,97	1,01	0,07	2,55	2,78	2,57	1,34	0,26	7,57	—	5,55	—	—	—	99,50	5,5
Бентонит природный, обр. 149	62,51	0,73	12,16	3,98	0,33	0,02	2,92	1,78	2,19	0,56	0,13	7,57	4,68	—	0,10	Нет	—	99,66	—
Бентонит фракционированный (глинистая фракция)	54,35	0,49	15,50	5,29	0,44	Следы	3,20	2,01	1,43	0,76	0,15	9,64	—	6,24	—	—	—	99,50	4,8

Процессы пропилитизации, предшествующие аргиллизации и формированию основного бентонитового пласта

Наиболее ранним процессом изменения родоначальных пород Саригюхского месторождения является зеленокаменное изменение или пропилитизация. Особенно сильно оно проявлено в разрезах разведочных скважин и в поперечных разрезах через старые агатовые карьеры Керци-арац и Керци-ус (рис. 3, 4). В зеленокаменно измененных трахиандезитовых породах Саригюхского месторождения нет альбитизации, обилия хлорита, эпидота, цеолитов, редок адуляр. Но зато очень широко развиты селадонит и особенно селадонит-монтмориллонитовые смешанослойные образования. По обильной селадонитизации и парагенезу последней с цеолитами породы Саригюхского месторождения очень близки к зеленокаменноизмененным трахиандезитам Черноморского побережья Аджарии [Разумова В. Н., 1971].

По всем этим признакам вторичное постмагматическое минералообразование Саригюхского месторождения относится к низкотемпературной стадии пропилитизации трансильванского типа, характеризующейся по Д. С. Коржинскому [1970], температурой порядка 200—250° С. Отграничить пропилитизацию во времени и пространстве от еще более низкотемпературного процесса аргиллизации практически невозможно, поскольку один процесс постепенно переходит в другой. Поэтому к продуктам аргиллизации условно относим породы с наличием смешанослойных минералов селадонит-монтмориллонитового типа с содержанием 70% набу-


37°
38°
40°
40°
37°
10°
80°
25°
IV
участок
Керци-ус
20°
10°
IV
III
Саригюхское месторождение
агата
20°
III
участок
Керци-арац
70°
80°
20°
15°
II
20°
II
20°
I
20°
I

хающих монтмориллонитовых пакетов. Под микроскопом видно, что смешаннослойные селадонит-монтмориллонитовые минералы развиваются по темноцветным вкрапленникам моноклинных пироксенов. Они либо полностью заполняют миндалины и трещины в трахиандезитах, либо присутствуют в ассоциации с цеолитами, карбонатом, α-кристобалитом и халцедоном. Диопсид обычно

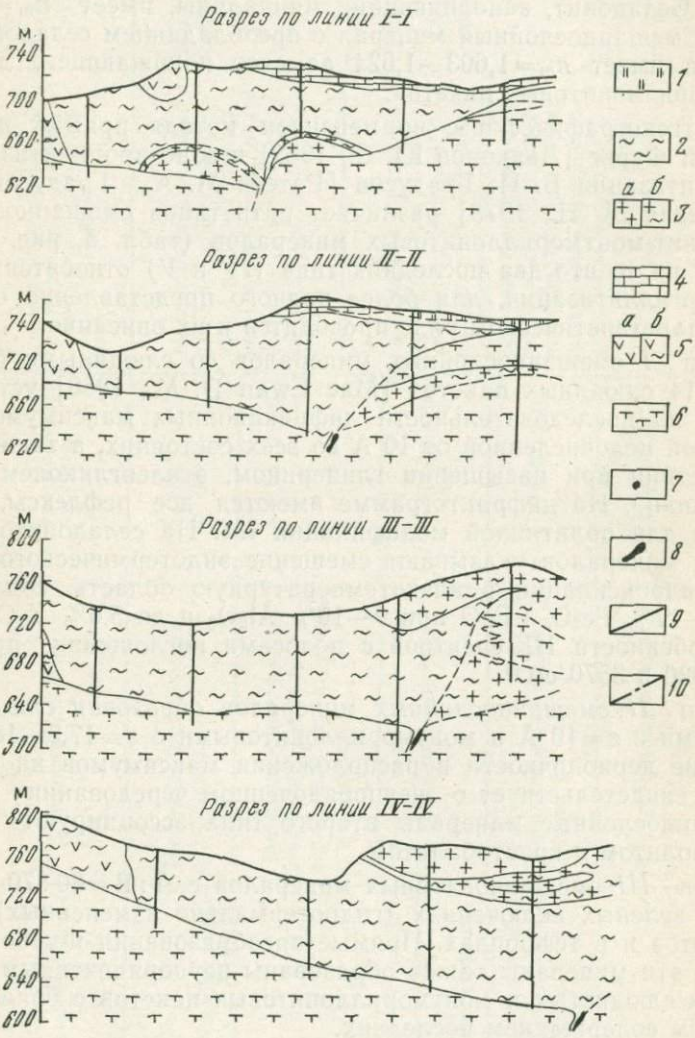


Рис. 3. Схема геологического строения Центрального участка Саригюхского месторождения.

1 — современные аллювиально-делювиальные отложения; *2* — бентониты; *3* — смоляно-черные витрофировые андезит-базальтовые порфириты (*а* — свежие, *б* — измененные); *4* — песчанистые и мергелистые известняки; *5* — серые андезит-дацитовые порфириты (*а* — свежие, *б* — измененные); *6* — туфопесчаники; *7* — буровые скважины; *8* — зона минерализации; *9* — тектонические нарушения; *10* — контуры промышленных запасов.

полностью преобразован в чешуйчатый агрегат вторичных минералов, тогда как авгит иногда сохраняется в форме реликтовых зерен. При этом ядро часто сложено радиально-лучистыми пучками зеленого селадонита, а периферическая часть образована изотропной массой тонкодисперсного вторичного смешаннослойного глинистого вещества. Селадонит, замещающий моноклинный пироксен, имеет $n_m = 1{,}660$ и резкий плеохроизм в зелено-голубых тонах. Селадонит, заполняющий миндалины, имеет $n_m = 1{,}630$—1,660. Смешаннослойный минерал с преобладанием селадонитовых пакетов имеет $n_m = 1{,}603$—1,624 за счет понижающего действия монтмориллонитовых пакетов.

Рентгенографически с применением метода прямых преобразований Фурье [Дьяконов Ю. С., 1962] в зоне пропилитизации и аргиллитизации Б. П. Градусов [Ратеев М. А., Градусов Б. П., Ильинская М. Н., 1973] различает пять типов смешаннослойных селадонит-монтмориллонитовых минералов (табл. 5, рис. 5). Несмотря на то что два последних типа (*IV* и *V*) относятся уже к зоне аргиллитизации, для более полного представления о структурно-парагенетическом ряде проводится и их описание.

Тип *I* смешаннослойных минералов со слюдяными блоками в 12—14 слюдяных пакетов [Mac Ewan D. M., 1968] устанавливается по последовательности дифракционных максимумов, аналогичной целочисленной от 10 Å во всех состояниях, а также по их асимметрии при насыщении глицерином, этиленгликолем и прокаливании[1]. На дифрактограмме имеются все рефлексы, характерные для политипной модификации 1М. На селадонитовый характер минералов указывают смещение эндотермического эффекта дегидроксилации в низкотемпературную область, содержание до 16—17% $Fe_2O_3 + FeO$ при 9—10% Al_2O_3 и до 5,6% K_2O, а также особенности ИК-спектров с полосами поглощения при 470, 550, 1020 и 3570 $см^{-1}$.

Тип *II* смешаннослойных минералов образован слюдистыми пакетами с $z = 10$ Å и монтмориллонитовыми с $z = 17{,}5$—18 Å. Отсутствие периодичности в расположении максимумов на графике $\varphi'|z|$ свидетельствует о неупорядоченном чередовании пакетов. Смешаннослойные минералы второго типа ассоциируют с клиноптилолитом и кристобалитом.

Тип *III* смешаннослойных минералов с $A : B \approx 30 : 70$ обнаружен в зеленых включениях (гидротермально измененных) трахиандезитов и в тефроидах. Прямые преобразования Фурье показали что эти минералы также образованы неупорядоченным чередованием слюдистых и монтмориллонитовых пакетов с более значительным содержанием последних.

Исследованиями Е Ан Цена [Zen E. An, 1967] установлено, что неупорядоченные смешаннослойные образования возникают при минимальной разнице в величине заряда тетраэдрических

[1] Здесь и далее 1 Å = 0,1 нм.

Таблица 5

Типы смешаннослойных минералов в гидротермально измененных вулканогенных породах Саригюхского месторождения

Зона гидротермального минералообразования	Процесс минералообразования	Материнские породы	Тип смешаннослойных минералов	Особенности образования вторичных глинистых минералов в измененных породах	Сопутствующие минералы
Низкотемпературная аргиллизация	Монтмориллонитизация $t<200°C$	Трахиандезиты, иногда перлитовые	*V* $A:B\approx5:95$ до $A=0$	Монтмориллонит полностью вытесняет селадонит. Селадонитовые пакеты в смешаннослойной фазе постепенно исчезают от 5% до 0	Карбонаты, опал, кристобалит
		Плагиоклазовые, миндалекаменные, иногда с перлитовой структурой трахиандезиты	*IV* $A:B\approx10:90$		
Низкотемпературная пропилитизация	Пропилитизация трансильванского типа (без альбита) с селадонитом $t>200°C$	Трахиандезитовые тефроиды	*III* $A:B\approx30:70$	Селадонит развивается по пироксенам и вулканическому стеклу. Наряду с отдельной фазой селадонита присутствуют селадонит-монтмориллонитовые смешаннослойные образования с большим содержанием селадонитовых пакетов	Эпидот, адуляр, цеолиты (клиноптилолит), кальцит, опал α-кристобалит, барит
		Плагиоклазовые трахиандезиты	*II* $A:B\approx40:60$		
		Миндалекаменные трахибазальты	*I* $A:B\approx90:10$		
			до $B=0$		

A — слюдистые, селадонитовые пакеты; *B* — монтмориллонитовые пакеты.

сеток со стороны слюдистого и монтмориллонитового межслоевых промежутков.

Тип *IV* смешаннослойных образований имеет $A:B \approx 10:90$ (см. табл. 5). В воздушно-сухом состоянии на рентгендифрактограммах имеются рефлексы с $d = 12—13$ Å или 15,1—15,3 Å, которые свидетельствуют о присутствии одного или двух слоев молекул воды в межслоевых промежутках, связанных соответственно с катионами Na или Ca. С глицерином минерал разбухает до

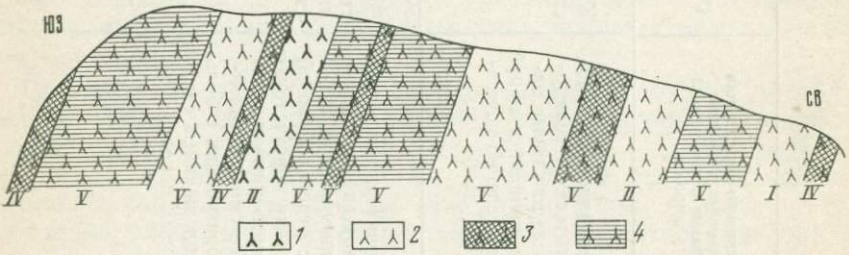


Рис. 4. Геологический разрез верхнесантонских вулканогенных пород в юго-восточной части агатового участка Керци-ус.

1 — трахиандезитовые порфириты буровато-зеленые, крепкие, зеленокаменные (включения селадонита по пироксенам и зеленой железистой гидрослюды по вулканическому стеклу); *2* — порфириты буровато-темно-серые, крепкие, со сравнительно свежими вкрапленниками пироксенов и полевых шпатов; *3* — порфириты светло-зеленые, сильно аргиллизированные, с включениями зеленой железистой гидрослюды и агата; *4* — порфириты светло-зеленые, аргиллизированные, с частичным замещением вулканического стекла и свежими вкрапленниками полевых шпатов. Римские цифры — структурные типы смешаннослойных образований

17 Å и обнаруживает последовательность базальных рефлексов близкую, но не аналогичную целочисленной (см. рис. 5, тип *IV*). Асимметрия рефлексов (002) со стороны отражений меньших углов свидетельствует о присутствии слюдистых пакетов. Для образца 119 это подтверждено и с помощью прямого преобразования Фурье. На графике $\varphi'|z|$ имеется максимум при $z = 10$ Å. Содержание слюдистых пакетов не превышает 10%. Рентгенограмма порошкового препарата типична для минералов монтмориллонитового типа.

На ИК-спектрах уменьшается или совсем исчезает полоса поглощения при 450 $см^{-1}$, характерная для слюд, и одновременно увеличивается интенсивность полос поглощения при 1600 и 3400—3500 $см^{-1}$, связанных с присутствием воды. Химический анализ обнаруживает близкие количества Al_2O_3 и Fe_2O_3+FeO. Содержание K_2O 2,5% во фракции $<0{,}001$ мм связано не только со слюдистыми пакетами в смешаннослойном минерале, но и с отдельной фазой гидрослюд.

Тип *V* смешаннослойных образований с $A:B \approx 5:95$ близок к диоктаэдрическим монтмориллонитам ($d_{060} = 1{,}497$ Å). В отличие от предыдущего типа здесь отсутствует самостоятельная фаза гидрослюд. Согласно графику $\varphi'|z|$ для обр. 116 минерал содержит не более 5% слюдистых пакетов. Минерал близок к монтмориллониту и по характеру дегидроксилации с наиболее интенсив-

ным эндоэффектом при 670° С. В отличие от предыдущего типа содержание K_2O здесь больше 1%, он целиком связан в межслоевых промежутках.

Гидротермальная аргиллизация и формирование промышленной залежи бентонитов

Для бентонитов Саригюхского месторождения (Центрального, Северного и Южного участков) выявлена пространственная приуроченность к западному нарушению (разлому) и частично к его ветви северо-западного направления (см. рис. 1), которые служили путями проникновения термальных растворов. Бентониты большей части южного участка примыкают ко второму нарушению, а потому и размещаются между ним и западным разломом. Бентониты участка Котрац-нов примыкают к восточному разлому, а Северо-Западный и Джогазский участки являются ветвями западного нарушения. Бентониты вместе с родоначальными породами залегают в основном среди вулканогенно-осадочных и осадочных пород верхнего сантона, а частично среди тех же верхнеконьякско-нижнесантонских пород.

Тела бентонитов всех участков имеют пласто- или линзообразную форму и несогласно залегают во вмещающих породах. Эта форма тел унаследована от внедрившихся лавовых линз, силлов и лакколитов родоначальных трахиандезитов и андезито-базальтов, в результате замещения которых образовались бентониты. Все без исключения бентонитовые тела вытянуты вдоль тектонических разломов в северо-западном близмеридиональном направлении. Подстилаются бентониты свежими или измененными материнскими породами, либо туфопесчаниками верхнесантонского возраста. Перекрываются бентонитовые тела в различной степени гидротермально измененными материнскими трахиандезитовыми породами.

Под микроскопом бентониты Саригюхского месторождения состоят из тонкочешуйчатой или тонковолокнистой глинистой массы с участками реликтовых порфировых микролитовых, пепловых и сферолитовых (перлитовых) микроструктур (см. рис. 2).

Наилучшим качеством обладают бентониты, образовавшиеся за счет смоляно-черных стекловатых андезито-базальтовых порфиритов. Хуже качество бентонитов, образовавшихся за счет тех же пород, но с порфировой и микролитовой структурой, в которых вкрапленники преобладают над основной массой.

Текстуры бентонитов тонкослоистые или реликтовые — флюидальные. Слоистая текстура глин обусловливается параллельным слоистым расположением чешуйчатых агрегатов монтмориллонита. Реликтовые порфировые вкрапленники представлены в основном плагиоклазом, часто удлиненно-призматического габитуса с полисинтетическими двойниками.

В тяжелой фракции бентонитов (выделенной из частиц размером 0,1—0,01 мм) О. Чукашова иммерсионным методом устано-

вила следующие минералы (в %): черные рудные от 48 до 92; гидроокислы железа 0,2—1,5; минералы группы эпидота 0,2—0,4; пироксены диопсид-авгита 0,2; роговая обманка 0,2, барит 6,9, анатаз 1,5. В тяжелой фракции сильно бентонитизированных материнских трахиандезитовых пород, кроме того, обнаружены селадонит (0,4%), гранат (2%), циркон (2%), дистен (0,2%). Легкая фракция бентонитовых глин отличается обилием полевых шпатов (53,1%), вулканического стекла и опала (45,1%) наличием биотита (0,6%) и хлорита (0,6%). Вулканическое стекло имеет $n_m = 1{,}463—1{,}484$.

В легкой фракции материнских пород появляется селадонит (0,3%), но отсутствует биотит. Под микроскопом в шлифах можно проследить постепенную бентонитизацию родоначальных пород, особенно трахиандезитов, в зависимости от их положения по отношению к зонам проницаемости. Наиболее сильно измененные вулканогенные породы сохраняют в своем составе лишь свежие основные лабрадоровые плагиоклазы с отчетливыми гранями кристаллов. Основная масса в слабо измененных породах, но уже затронутых аргиллизацией, распадается на отдельные различно окрашенные зоны, которые придают породе пятнистость. При этом сохраняется структура породы. Буровато-желтые участки сложены монтмориллонитом, а слабо-зеленоватые — селадонит-монтмориллонитовыми смешаннослойными минералами с доминирующим количеством набухающих пакетов.

На гидротермальную природу процесса аргиллизации указывают реликтовые микроструктуры бентонитов, свойственные метасоматически замещенным вулканогенным породам, присутствие в бентонитовой залежи линз мало измененных вулканогенных пород, постепенные переходы мало измененных разностей последних в высококачественные кондиционные бентониты. Наконец, на это же указывает и развитие однотипных смешаннослойных минералов (с варьирующим соотношением пакетов) по трахиандезитам и трахибазальтам в зоне агатовой минерализации, по реликтовым линзам этих пород в бентонитовом пласте и по тефроидам лежачего бока.

Эти факты, а также наличие непрерывного парагенетического ряда смешанослойных селадонит-монтмориллонитовых минералов при переходе от зеленокаменноизмененных пород к зоне аргиллизации свидетельствуют о том, что все эти минералы являлись звеньями единого процесса, сформировавшего как промышленную залежь высококачественных щелочных бентонитов, так и месторождение полудрагоценных агатов.

Процесс гидротермальной аргиллизации (бентонитизации) пород Саригюхского месторождения сопровождается интенсивным замещением вулканического стекла монтмориллонитом (рис. 6, 7), реже смешаннослойными минералами с редкими пакетами гидрослюды (селадонита), не превышающими 5—10%.

Рентгенографический анализ показал, что промышленные кондиционные сорта щелочных бентонитов месторождения (как при-

родные глины, так и фракция 0,001 мм) сложены в основном монтмориллонитом. Последний, в зависимости от наличия одного или двух слоев молекул воды, в воздушно-сухом состоянии в природном виде имеет соответствующие рефлексы 12,6 или 15 Å. При насыщении глицерином они смещаются к 17,7—18 Å. При прокаливании до 600° С наблюдается контракция базальных рефлексов слоев d_{001} до 9,9—9,6 Å. Отражение d_{060} 1,49 Å указывает на при-

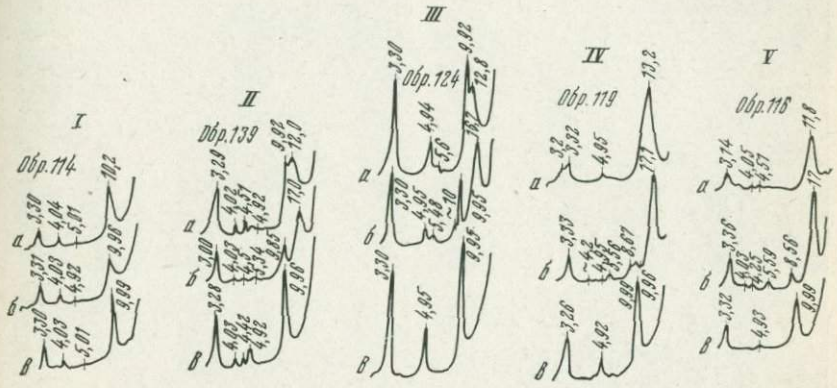


Рис. 5. Дифрактограммы (ориентированные препараты) фракции<0,001 мм образцов бентонитов Саригюхского месторождения.

а — естественные образцы; *б* — насыщенные этиленгликолем; *в* — прокаленные при 500 °С. *I* — *V* — структурно-минералогические типы смешаннослойных образований

надлежность монтмориллонита к диоктаэдрическому структурному типу.

Параметры элементарной ячейки монтмориллонита Саригюхского месторождения, установленные электронографически Б. Б. Звягиным, равны: $a=5{,}19$ Å, $b=9{,}0$ Å, $c=10$ Å, $\beta=100°$. Для него характерны следующие оптические свойства, определенные Н. П. Тугуши на ориентированных препаратах, $n_{g'}=1{,}532$—$1{,}536$; $n_{p'}=1{,}513$—$1{,}515$; $n_{g'}-n_{p'}=0{,}019$—$0{,}021$. Величина двупреломления очевидно несколько занижена из-за недостаточно совершенной ориентировки микрокристаллитов. Средний показатель преломления монтмориллонита, определенный М. Н. Ильинской, $n_m=1{,}516$. Отношение $SiO_2 : R_2O_3$ в бентонитах Саригюхского месторождения равно 4,50—4,97. Избыток SiO_2 здесь связан с наличием кристобалита и аморфных вулканических стекол.

В бентонитах зоны аргиллизации наряду с монтмориллонитом устанавливается примесь смешаннослойных минералов состава слюда — монтмориллонит с едва уловимым по трансформанте $\varphi'|z|$ количеством слюдистых пакетов до 5 или 10%. Структурные особенности этих смешаннослойных минералов описаны ранее при характеристике *IV* и *V* типов.

Смешаннослойные минералы с $A:B\approx10:90$ диагностируются по значениям $d_{001}=12$—13 или $15{,}1$—$15{,}3$ Å (для двух слоев моле-

кул воды) и смещению их после насыщения глицерином к 17 Å. Заметная примесь таких смешаннослойных минералов со снижающими набухаемость слюдистыми пакетами может, вероятно, ухудшить технологические свойства бентонитов. Однако благоприятной особенностью саригюхских бентонитов является незна-

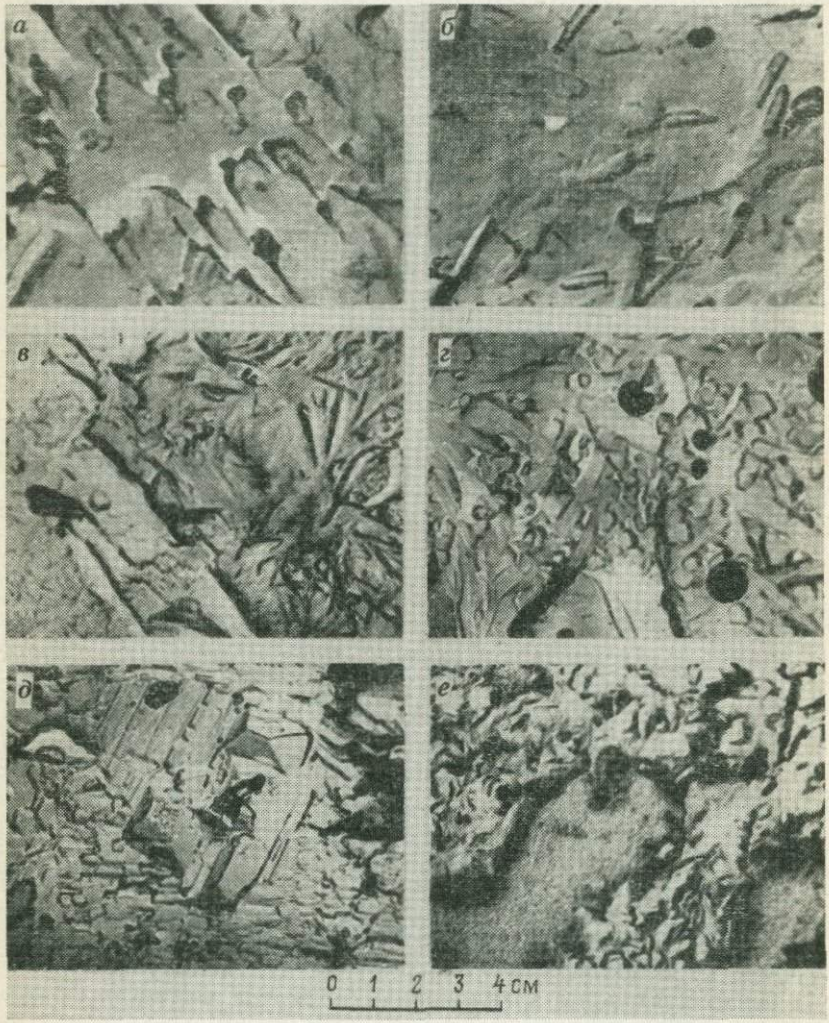


Рис. 6. Электронномикроскопические снимки бентонитизированных пород (метод реплик). Сняты А. Л. Дмитриком в лаборатории ГИН АН СССР.

а, б — микростолбчатое строение основной стекловатой массы трахиандезитов; *в, г* — радиально-лучистое или спутанно-волокнистое строение; *д, е* — замещение смешаннослойным (селадонит-монтмориллонитовым) минералом: *д* — темноцветного вкрапленника, *е* — основной массы вулканического стекла.
а, в, е — обр. 116; *б* — обр. 115; *г, д* — обр. 114

чительное содержание смешаннослойных минералов в самой промышленной залежи и преобладание в их структуре монтмориллонитовых межслоевых промежутков над слюдистыми.

Из неглинистых минералов в бентонитах установлены: полевой шпат (плагиоклаз), низкотемпературный кристобалит и цеолит (клиноптилолит).

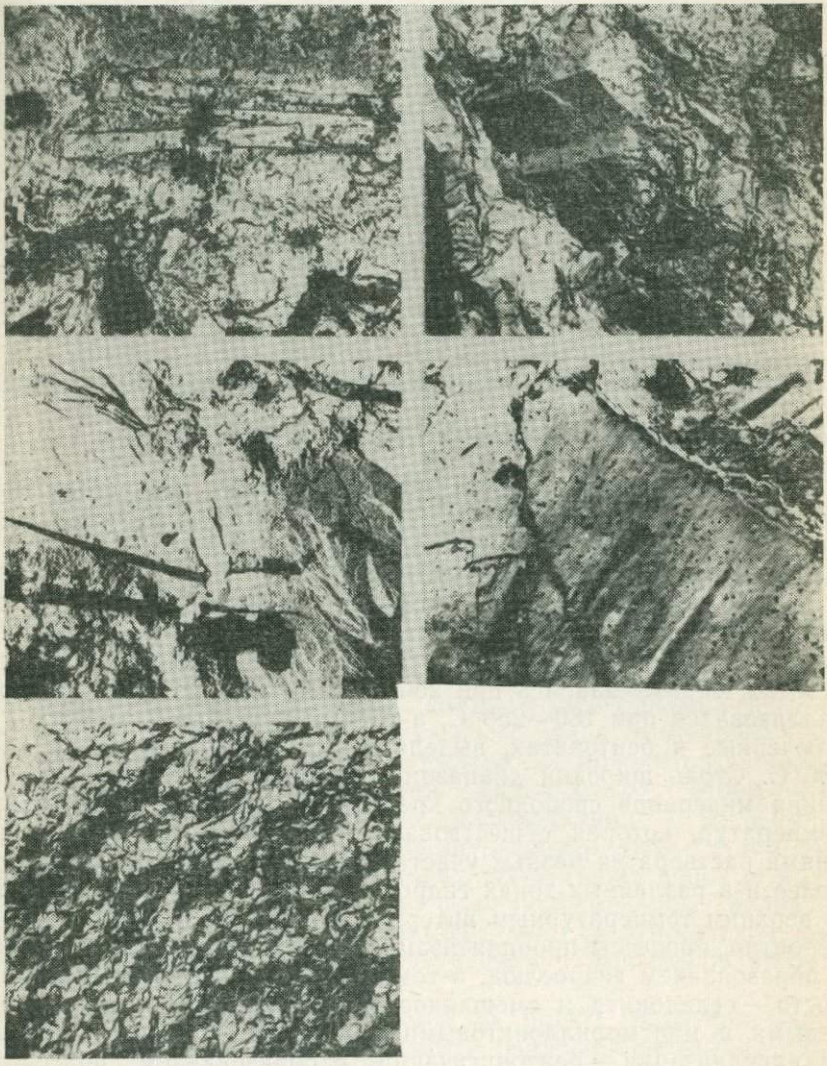


Рис. 7. Электронномикроскопические снимки естественных сколов бентонитов (метод реплик).

Ув. 6000 (материалы Г. С. Авакяна).

Гидрохимические типы поровых вод, отжатых из монолитов бентонитовых глин

Генетический тип бентонитов	Месторождение	Номер образца	Влажность, %		pH	SiO_2, мг/л	Содер
			до отжима	после отжима			Na
Гидротермально-метасоматический	Саригюхское	287а	31,61	30,89	6,0	32	178,61
	Асканское	194	36,11	33,31	5,5	44	1,37
	„	193б	32,63	30,50	6,0	24	42,40
Вулканогенно-осадочный	Гумбрийское	286	30,72	23,09	6,0	36	2,15
	„	285	34,45	31,62	5,8	34	0,506

[1] Сборы М. А. Ратеева анализировались в химической лаборатории ГИН АН СССР под руководством Э. С. Залманзон.

Таблица 6

естественной влажности [1]

жание катионов и анионов, мг·экв/л						$\frac{HCO_3}{Ca+Mg}$	$\frac{HCO_3+}{Ca+Mg}$	$\frac{Na}{Cl}$	$\frac{Cl-Na}{Mg}$	Гидрохимический тип вод
K	Ca	Mg	HCO_3	Cl	SO_4					
1,31	12,35	18,73	7,16	38,65	165,19	0,23	5,54	4,62	—	Сульфатно-натриевый
0,06	1,12	1,77	0,767	0,869	2,451	0,26	1,11	1,30	—	То же
0,54	1,83	1,79	2,37	5,37	38,82	0,65	7,38	7,89	—	„ „
0,09	2,66	3,02	2,69	5,53	Нет	0,47	1,05	0,42	1,11	Хлоридно-кальциево-натриевый
0,829	2,34	0,72	0,803	1,18	2,412	0,26	1,11	1,23	0,93	Хлоридно-магниево-натриевый

Физико-химические параметры процесса бентонитизации

О температурном режиме гидротермальных процессов минералообразования, сформировавших бентонитовую залежь Саригюхского месторождения, можно судить по данным А. Х. Хакимова [1966], И. Х. Петросова [1970] и др.

Так, с помощью метода гомогенизации газово-жидких включений А. Х. Хакимов установил, что наиболее высокотемпературные разности опалов, заключенных в бентонитизированных трахиандезитах, образовывались при 250—300° С. Зернистый кварц кристаллизовался при 180—255° С, а горный хрусталь и аметист, заключенные в бентонитах, выделялись из гидротерм при 80—180° С. Столь широкий диапазон температурных условий образования минералов свободного кремнезема указывает на разницу температур, которая существовала как между отдельными порциями раствора на разных участках геотермального поля, так тем более и в различных зонах гидротерм различного типа и состава. С верхним температурным интервалом 200—300° С были связаны, вероятно, процессы пропилитизации и зеленокаменного изменения с образованием гидрослюд, в том числе железистой их разновидности — селадонита и смешаннослойных минералов с селадонитовыми и монтмориллонитовыми пакетами. Температура процесса аргиллизации — бентонитизации с образованием более или менее чистых мономинеральных монтмориллонитовых глин могла быть и несколько пониженной, ближе к нижнему пределу порядка 80—180° С. Имеются и другие литературные указания [Набоко С. И., 1966, 1970] об образовании диоктаэдрического монтмориллонита в интервале 80—200° С. При 300° С, как показали Ж. Виар и Г. Сабатье [1969], последний переходит в более высокотемпературную триоктаэдрическую разность.

О солевом составе термальных вод, обусловивших бентонитизацию (монтмориллонитизацию), можно в известной мере судить по анализам поровых вод, отжатых из бентонитов, поскольку, как указывает Н. М. Страхов [1963 г.], термальные воды аридных областей отражают в главных своих чертах их ювенильную природу. Иными словами, поровые воды, не выщелоченные и не разбавленные метеорными осадками, должны быть близки по солевому составу к гидротермам затухающего этапа вулканизма. Химические анализы поровых вод, отжатых из монолитов саригюхских бентонитов (с естественной влажностью), отобранных М. А. Ратеевым, показали, что по классификации Г. Н. Каменского они относятся к сульфатно-натриевому типу (табл. 6). К сульфатно-натриевому типу принадлежат также поровые воды и асканских бентонитов. В то же время поровые воды вулканогенно-осадочных бентонитов, например гумбрина, относятся к другому типу — хлоридно-кальциево-натриевому или хлоридно-магниево-натриевому.

Отнесение А. Х. Мнацаканяном и др. [1973] гидротерм Саригюхского месторождения бентонитов к гидрокарбонатному типу вод (см. табл. 6) на основании общих соображений о гидротермальном минералообразовании являются, вероятно, недостаточно точными, поскольку количество аниона HCO_3 (7,1 мг·экв/л) значительно уступает содержанию в них как SO_4^{2} (165,2 мг·экв/л), так и Cl^{1} (38,65 мг·экв/л). Но соображения о характере реакции

среды — от слабокислого pH до нейтрального, по-видимому, вполне справедливы, поскольку по прямым определениям в лаборатории ГИН АН СССР поровые воды саригюхских бентонитов имеют pH=6. Расхождение с такими же определениями, произведенными в НИИЛитмаш, ВНИИТмаш и НИИКМА (по которым значения pH варьируют от 8,9 до 9,9), объясняется, вероятно, различиями в методике. Определения, выполненные в этих лабораториях, производились, по-видимому, не на поровых водах (как это сделано в ГИН АН СССР), а на водных вытяжках, в которых происходит разбавление и увеличение щелочности. Поэтому определение pH=6 в поровых водах, отжатых из бентонитов, надо считать более точным.

Однако первоначально термальные воды возможно имели щелочной характер, а при постепенном охлаждении примерно до 60° С и окислении H_2S атмосферным кислородом становились более кислыми, pH при этом снижалось с 8—9 до 6.

На этот же процесс указывают В. П. Логинов и В. Л. Русинов при характеристике зональности пропилитов и переходе их по вертикали к аргиллизированным и окварцованным породам. По их мнению, «Существенными факторами этой зональности следует считать не только понижение температуры и давления с приближением к дневной поверхности, но и повышение окислительного потенциала минерализующей среды, что вызывало обильное образование в ней сульфатного аниона и обусловленное этим возрастание ее кислотности» [Логинов В. П., Русинов В. Л., 1974, с. 176]. Но сульфаты образуются не только при окислении растворов, но и при смешении последних между собой. Так, при смешении водных растворов с различной концентрацией солей, как указывает А. В. Щербаков, получаются воды нового ионно-солевого состава, из которых и выпадают $CaSO_4$ или $CaCO_3$ по следующим схемам:

$$2\,Na^+ + SO_4^{2} + Ca^{2+} + 2\,Cl = \underset{\text{осадок}}{Ca\,SO_4} + 2\,Na^+ + 2\,Cl^-;$$

$$Ca^{2+} + 2\,HCO_3^- + 2\,Na^+ + SO_4^{2-} = \underset{\text{осадок}}{Ca\,SO_4} + 2\,Na^+ + 2\,HCO_3^-;$$

$$Na^+ + HCO_3^- + Ca^{2+} + SO_4^{2-} = \underset{\text{осадок}}{Ca\,CO_3} + Na^+ + SO_4^{2-}.$$

Для поровых вод саригюхских бентонитов характерно резкое преобладание натрия над калием, чем и обусловлено преобладание натрия в их обменном комплексе. Кроме того в них, как и в других генетических типах бентонитов, отмечается наличие растворенного SiO_2 (до 32 мг/л), являющегося отголоском процесса преобразования вулканического стекла в монтмориллонит, при котором, как известно, излишки SiO_2 переходят в раствор.

Динамика привноса и выноса элементов при метасоматических преобразованиях

Под динамикой выноса понимается количественное и качественное изменение состава вынесенного материала по мере развития процесса гидротермального преобразования пород. Иными словами, динамика выноса (и привноса) отдельных элементов есть изменение абсолютного и относительного количества каждого элемента, выносимого на разных стадиях гидротермального изменения. Продукты гидротермального изменения вулканогенных пород Саригюхского месторождения являются подходящим объектом изучения динамики миграции элементов ввиду того, что в них довольно отчетливо выделяются стадии изменения (на ос-

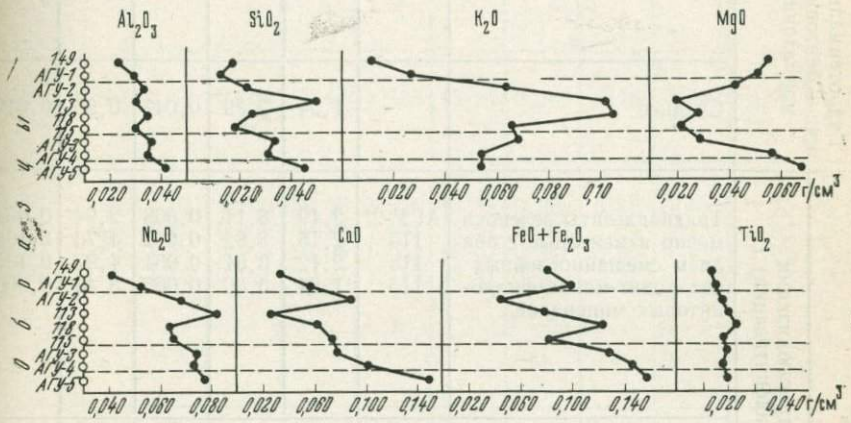


Рис. 8. Содержание основных породообразующих окислов гидротермальноизмененных вулканических породах Саригюхского месторождения (см. табл. 7).

Образцы: АГУ-5 — свежие трахиандезиты; АГУ-4 и АГУ-3 — из зоны хлоритизации; 115, 118, 113 и АГУ-2 — из зоны гидрослюдизации (селадонитизации); АГУ-1 и 149 — из зоны монтмориллонитизации

новании минералого-петрографических и рентгенографических исследований). Расчеты содержаний элементов в продуктах гидротермального изменения производились с помощью метода абсолютных масс, который применительно к корам выветривания называется одними авторами [Millot G., Bonifas M., 1955] изоволюметрическим, а другими [Михайлов Б. М., 1961] — изообъемным.

Результаты пересчета объемных масс на содержания элементов в продуктах различных стадий гидротермального изменения (табл. 7, рис. 8) показывают, что на первой стадии изменения трахиандезитов (при слабой, едва различимой их хлоритизации) происходит некоторый вынос кремнезема (SiO_2 до 9,4%) и соответственно глинозема (Al_2O_3 до 13,2%) и заметный вынос MgO (до 36,8%), тогда как 13% K_2O привносится. Некоторый вынос MgO объясняется слабым развитием процесса хлоритизации. Малые количества хлорита в породе едва различимы оптически, а рентгенографически он и не обнаруживается. Это связа-

Содержание основных породообразующих окислов в разных зонах гидротер

Зона гидротермального минералообразования		Материнские породы и продукты гидротермального изменения	Номер образца	Средняя плотность, т/м³	Na_2O		K_2O	
					%	г/см³	%	г/см³
Гидротермальной аргиллизации — бентонитизации — монтмориллонитизации III		Бентониты с реликтовыми структурами материнских пород — трахиандезитов	149	1,88	2,19	0,041	0,56	0,011
			АГУ-1*	2,00	2,59	0,052	1,34	0,027
		Среднее		1,94	2,39	0,047	0,95	0,019
Пропилитизации	Гидрослюдизации (селадонитизации) II	Трахиандезиты зеленокаменно измененные с обилием смешаннослойных селадонит-монтмориллонитовых минералов	АГУ-2*	2,19	3,11	0,068	2,94	0,064
			113	2,15	3,82	0,082	4,76	0,102
			118	2,12	3,01	0,064	4,97	0,105
			115	1,94	3,36	0,065	3,40	0,066
		Среднее		2,10	3,32	0,070	4,52	0,084
	Хлоритизации I	Трахиандезиты слабо хлоритизированные	АГУ-3*	2,30	3,23	0,074	2,94	0,068
			АГУ-4*	2,34	3,13	0,073	2,35	0,054
		Среднее		2,32	3,18	0,073	5,29	0,061
Материнские породы		Трахиандезиты относительно свежие	АГУ-5*	2,51	3,09	0,077	2,16	0,054

* Образцы, собранные Г. С. Авакяном; анализировались в химической лаборатории при
Все остальные — сборы М. А. Ратеева; анализировались в ГИН АН СССР под руководст-

Таблица 7

мально измененных вулканических пород Саригюхского месторождения

CaO		MgO		SiO_2		Al_2O_3		$Fe_{общ.}$		TiO_2	
%	г/см³	%	г/см³	%	г/см³	%	г/см³	%	г/см³	%	г/см³
1,78	0,033	2,92	0,055	62,51	1,175	12,16	0,228	3,31	0,081	0,73	0,014
2,78	0,056	2,55	0,051	56,78	1,130	14,32	0,290	4,98	0,099	0,73	0,015
2,28	0,045	2,74	0,053	59,64	1,153	13,24	0,260	4,15	0,090	0,73	0,015
4,02	0,088	1,91	0,042	56,08	1,230	15,12	0,330	6,82	0,046	0,77	0,017
1,22	0,026	0,86	0,019	69,83	1,502	13,97	0,301	3,64	0,079	0,93	0,020
2,88	0,061	1,31	0,028	59,06	1,252	16,07	0,341	5,80	0,123	1,07	0,023
3,69	0,072	1,06	0,021	61,27	1,188	15,41	0,300	4,31	0,083	0,93	0,018
2,95	0,062	1,28	0,028	61,56	1,293	15,14	0,318	5,14	0,083	0,92	0,020
3,31	0,076	1,27	0,029	58,32	1,340	15,80	0,363	5,56	0,128	0,85	0,019
4,31	0,101	2,41	0,056	55,94	1,310	15,05	0,350	6,31	0,147	0,76	0,018
3,81	0,89	1,84	0,043	57,08	1,325	15,47	0,356	5,94	0,137	0,81	0,019
5,96	0,149	2,70	0,068	57,88	1,450	16,14	0,410	6,28	0,157	0,76	0,019

Геологическом управлении СМ АрмССР.
вом Э. С. Залманзон.

но с более низкими температурами термальных растворов (≈200° С) (даже в начальную стадию пропилитизации) по сравнению с теми, которые благоприятны для генерации хлоритовых минералов.

На второй стадии пропилитизации (при гидрослюдизации — селадонитизации) происходит интенсивный привнос K_2O (37,7%) и продолжается удаление MgO (до 34,9%) на фоне продолжающегося некоторого выноса SiO_2 (3,4%) и более заметного выноса Al_2O_3 (до 10,7%). Это подтверждает выводы авторов о том, что столь обильная генерация селадонит-монтмориллонитовых смешанослойных образований могла происходить здесь только в условиях большого привноса термальными водами катионов калия.

В третью стадию гидротермальной аргиллизации — монтмориллонитизации (в сравнении со второй стадией) продолжается вынос SiO_2 (10,8%), усиливается вынос Al_2O_3 (до 18,2%) и наблюдается особенно интенсивное удаление K_2O (до 77,4%), при заметном привносе MgO (до 89,3%). Наличие Mg^{2+}, наряду с обилием в растворах SiO_2, как известно, весьма благоприятно для образования монтмориллонита, являющегося здесь главным или единственным продуктом бентонитизации. Как показали Т. А. Мамптон и Р. Рой [Mumpton T. A., Roy R., 1958], наличие в растворах катионов Mg^{2+} заметно повышает растворимость кремнезема Si^{4+} и pH среды, что благоприятствует бентонитизации.

Однако такая последовательность стадий гидротермального преобразования выдерживается лишь при непрерывном воздействии поствулканических процессов. Если же, как показал Н. П. Ермаков [1970], на других объектах возникают разрывы в наложении отдельных этапов гидротермального процесса, то возможно образование конечных продуктов без предварительного преобразования всех промежуточных стадий. Таким путем мог, например, образоваться промышленный пласт бентонитов вследствие непосредственной аргиллизации сравнительно свежих материнских пород.

Признаки гидротермального генезиса бентонитов Саригюхского месторождения

Принадлежность Саригюхского месторождения бентонитов к гидротермально-метасоматическому типу подтверждается рядом его особенностей.

1. Морфологией бентонитовых тел, в том числе силло-пластообразных, лакколитоподобных, линзовидных и дайкообразных (несогласных с вмещающими породами), копирующих морфологию тел материнских пород — смоляно-черных порфиритов (трахибазальтов).

2. Постепенными переходами бентонитов к сравнительно свежим материнским породам в направлении снизу вверх по разрезу как результат действия восходящих термальных растворов.

3. Наличием зоны пропилитизации с обилием селадонит-монтмориллонитовых смешанослойных минералов, образующихся при температурах более 200° С, и постепенным переходом пропилитов в бентониты с закономерным уменьшением в последних количества селадонитовых пакетов.

4. Теснейшей пространственной и генетической связью бентонитов с гидротермальными месторождениями полудрагоценного агата и марганца и ассоциацией их с типично гидротермальными минералами: горным хрусталем, аметистом, агатом, баритом, иногда галенитом, апатитом, цеолитами и др.

5. Частичным гидротермальным изменением всех вмещающих вулканогенных, вулканогенно-осадочных и осадочных пород.

6. Наличием в бентонитах свежих и измененных материнских пород с прожилками кварца, цеолитов, кальцита и мелкими гнездами пирита.

О характере последовательности метасоматических замещений существуют различные мнения. Г. С. Авакян [1977], Г. П. Волостных [1972 г.] и др. считают, что вулканическое стекло, оливин, частично пироксен первоначально под действием щелочных гидротерм переходили в хлорит, хлорит в гидрослюды, а последние через промежуточные смешаннослойные минералы в монтмориллонит. Основываясь на закономерной смене солевого состава и форм миграции элементов в гидротермах в зависимости от температуры и давления режима (как устанавливают вулканологи и геотермисты), некоторые исследователи [Ратеев М. А., Градусов Б. П., Ильинская М. Н., 1973] считают, что процесс бентонитизации происходил не путем последовательного полного замещения минералов одной зоны и образования по ним минералов другой зоны, а иным путем. Так, например, в зоне пропилитизации при повышенных температурах (200° С) и обилии калия могли формироваться преимущественно селадонитовые и селадонит-монтмориллонитовые минералы (с высоким содержанием селадонитовых пакетов) и не могли образовываться чистые монтмориллониты. В зоне гидротермальной аргиллизации (монтмориллонитизации) с ее пониженными температурами, дефицитом катионов K^+ и обилием Ca^{2+} и Mg^{2+}, наоборот, с большей легкостью возникал монтмориллонит, замещая не селадонит, а непосредственно вулканическое стекло и другие породообразующие минералы малоизмененных пород. Именно такой последовательный ход синтетического минералообразования диктуется эволюцией растворов и является, по-видимому, более достоверным. Иначе часто наблюдались бы псевдоморфозы монтмориллонита по хлориту и селадониту, реликты чистого селадонита в бентонитовом пласте и др., чего в действительности не отмечается.

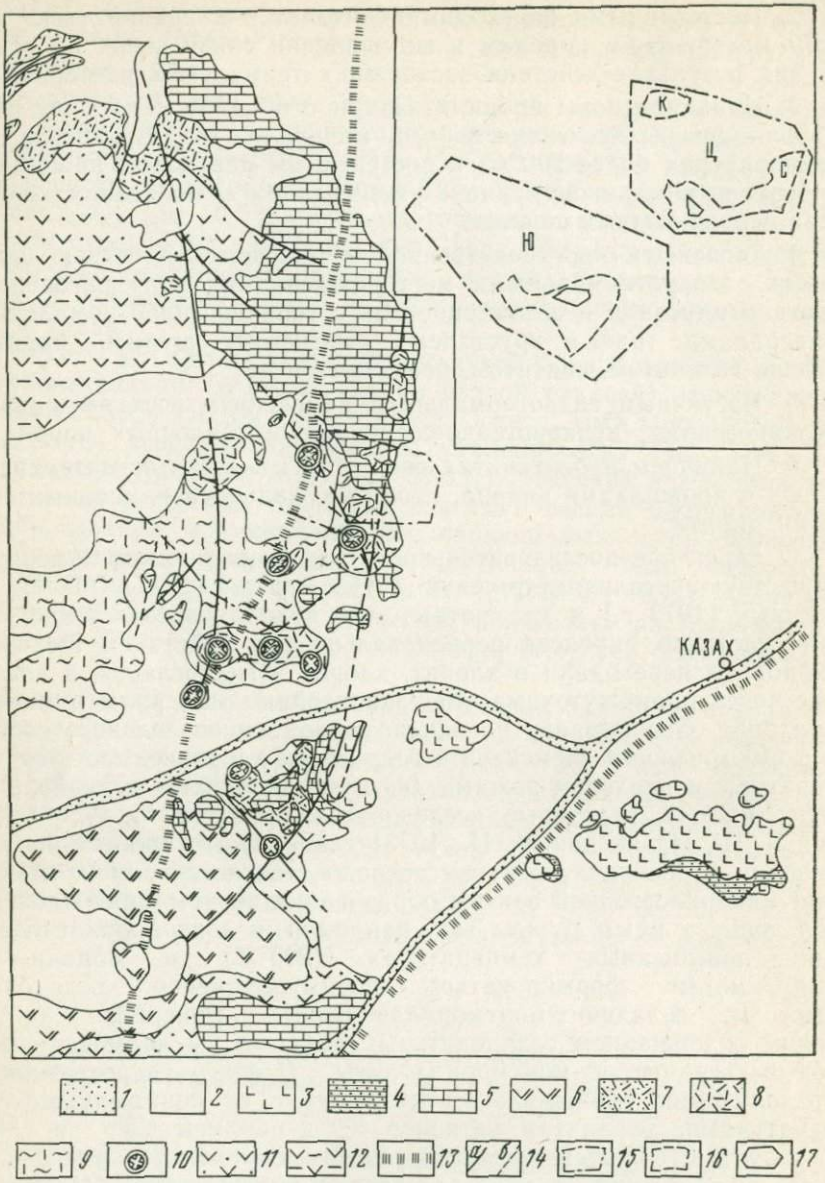


Рис. 9. Геологическая карта бентонитовых месторождений Казахского прогиба Малого Кавказа.

1 — аллювиальные отложения; *2* — четвертичные делювиальные и пролювиальные отложения; *3* — средний эоцен — трахиандезиты, трахибазальты; *4* — средний эоцен — глины, песчаники, известняки; *5* — кампанский и маастрихтский ярусы — пелитоморфные органогенные известняки и мергели; *6* — нижнекампанский подъярус — андезиты, андезито-базальты, трахиандезиты; *7—10* — позднесантонский подъярус: *7* — туфы липаритов, липарито-дацитов, трахилипаритов, *8* — липаритовые, трахилипаритовые порфиры и липарито-дациты, *9* — бентонитизированные туфы, *10*—липарито-порфировые, трахилипаритовые, экструзивные купола; *11*— позднеконьякский и раннесантонский подъярусы — андезитовые порфириты, их туфы, туфо-

ЭКСТРУЗИВНО-ЭКСПЛОЗИВНЫЙ ГИДРОТЕРМАЛЬНО-МЕТАСОМАТИЧЕСКИЙ ВАРИАНТ БЕНТОНИТООБРАЗОВАНИЯ (ДАШ-САЛАХЛИНСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ)

Формирование бентонитов Даш-Салахлинского месторождения связано, как и Саригюхского, с той же андезит-базальт-липаритовой формацией позднемелового вулканизма, но с более кислыми породами. Если на Саригюхском месторождении среди материнских пород бентонитов преобладают трахиандезиты, то в Даш-Салахлинском — трахилипариты, дацит-липариты, трахиандезиты и в большей степени их вулканокласты. По наличию пропилитизированных пород (с развитием тех же смешаннослойных селадонит-монтмориллонитовых минералов) и непрерывному переходу их в сильно бентонитизированные породы и бентониты; по неравномерному развитию бентонитизации с захватом пород подошвы и кровли промышленного бентонитового пласта; по широкому развитию реликтовых структур метасоматического замещения лав и туфобрекчий, по форме бентонитовых тел, аналогичной покровам вулканогенных и пирокластических пород, Даш-Салахлинское месторождение бентонитов, приуроченное к северо-западному борту Казахского поперечного прогиба (рис. 9), можно считать в основном также гидротермально-метасоматическим.

Особенности сенонского вулканизма Казахского прогиба и его связь с бентонитизацией

В геологической истории северо-восточной части Малого Кавказа с меловым этапом развития связано формирование отчетливо выраженных секущих прогибов, обусловленных наличием межблоковых глубинных разломов субмеридионального простирания. К ним относится Казахский поперечный прогиб, ставший в меловое время ареной интенсивных вулканических процессов. Он принадлежит к наложенному компенсированному типу и перекрывает юрский структурный этаж. Главными структурными элементами прогиба являются позднемеловые палеовулканы центрального, редко трещинного типов, контролируемые субмеридиональными разломами. В современном эрозионном срезе вулканы центрального типа в виде экструзивных куполов, эродированных кальдер и некк сохранились в северо-западном борту прогиба, а трещинные вулканы в сложном сочетании с экструзиями выступают вдоль осевой его части.

песчаники и известняки; *12*—позднетуронский и раннеконьякский подъярусы — андезито-дациты, андезиты, их туфы и туфопесчаники; *13* — межблоковые глубинные разломы; *14* — малоглубинные разломы (*а* — достоверные, *б* — предполагаемые); *15* — контуры месторождения; *16* — контуры грубодисперсных бентонитов для нефтеочистки; *17* — контуры высококачественных бентонитов для глинистых растворов и окомкования. Рудные участки: Ю — Южный, Ц — Центральный, К — Кызылкаинский, С — Северный

Позднемеловой этап вулканизма охватывает позднеконьяк-раннесантонскую, позднесантонскую, раннекампанскую стадии. В позднеконьяк-раннесантонскую стадию на фоне общего подъема Сомхито-Агдамской зоны происходило прогибание Казахского прогиба с проявлением субмаринного вулканизма, в результате которого образовался сложный комплекс вулканокластических, лавовых, субвулканических и вулканогенно-осадочных пород андезитового и андезит-базальтового состава, образующих толщу с изменчивой мощностью. Позднеконьяк-раннесантонские вулканиты принадлежат к известково-щелочной серии пород и характеризуются нормальным (для аналогичных пород) содержанием щелочей при преобладании натрия над калием. В позднем сантоне наметилась локальная тенденция к поднятию: характер вулканизма существенно изменился, и получили широкое развитие извержения кислой лавы. В тесной связи с позднесантонской стадией развития происходило заложение новых и активизация более древних разломов субмеридионального простирания, совпадающих с направлением антикавказской складчатости.

Центры вулканической активности приурочиваются к ослабленным частям локальных антиклинальных поднятий и отчетливо выступают по бортам прогиба. На северо-западном его борту по линии Азизбейли — Алпоут — Даш-Салахлы действовали три группы вулканических центров, на месте которых впоследствии возникали и сохранились отчетливо выраженные экструзивные купола (Геяузан, Гегярчин, Мроул, Кякил, Ризачал, Кызылкая и др.), сложенные биотитовыми, липаритовыми, трахилипаритовыми и липарит-дацитовыми порфиритами. На участке между Алпоутской и Кызылкаинской группами вулканов образовалось понижение, по-видимому, кальдера оседания, в которой накапливались преимущественно пепловые, агломератовые, литокристаллокластические туфы и мелкообломочные туфобрекчии, изливались трахиандезитовые лавы, превращенные впоследствии поствулканическими газогидротермальными процессами в бентониты Даш-Салахлинского месторождения.

В позднесантонский этап также накапливались осадочно-пирокластические и нормально-осадочные карбонатные породы мощностью 140—230 м. Частые чередования пелитоморфных известняков с пепловыми цеолитовыми туфами, цеолитоносными трассами, бентонитами в разрезах Алибайрамлы, Каймахлы, Айдаг, Кероглы и других участков свидетельствуют о пароксизмальном извержении позднесантонских вулканов. Осадконакопление происходило в мелководных морских условиях, и бассейн был нормально-соленым, тепловодным, что устанавливается по комплексу литофаций и составу аутигенных минералов. Породы позднесантонского вулканизма в целом пересыщены кремнеземом и умеренно обогащены щелочами. Суммарное содержание щелочей варьирует от 3,5 до 7,5% при преобладании Na_2O над K_2O. В отдельных случаях (в частности, в трахилипаритах) встречается равное соотношение натрия и калия.

Позднемеловой вулканизм Казахского прогиба завершается локальным проявлением вулканической активности с эрупцией в раннем кампане вулканического материала андезит-базальтового состава. Последний развит в междуречье Акстафа-чай и Джогасчай на участке между селениями Саригюх — Демирчиляр и приурочен к осевой части прогиба. Вулканиты раннего кампана слабо дифференцированы, состав их изменяется от оливинового базальта до андезитового и трахиандезитового порфирита. Раннекампанские основные вулканиты характеризуются слабой насыщенностью кремнеземом и принадлежат к известково-щелочной серии пород.

Геологическая и литологическая характеристика Даш-Салахлинского месторождения

Даш-Салахлинская бентонитовая залежь расположена в пониженной части рельефа между возвышенностями, сложенными известняками и вулканическими породами, и перекрыта либо покровами лавовых образований, либо современными делювиально-пролювиальными отложениями. Лишь на незначительной площади она выходит на дневную поверхность.

В геологическом строении месторождения принимают участие верхнесантонские вулканогенные образования мощностью 180—200 м. Они расчленяются на две пачки. Нижняя пачка сложена (снизу вверх) агломератовыми туфами, туффитами, туфогравелитами, литокластическими, кристаллолитокластическими, кристаллловитрокластическими туфами и бентонитами. Верхняя пачка состоит из дацит-липаритовых и трахилипаритовых потоков и экструзивов.

Отличительными особенностями Даш-Салахлинского бентонитового месторождения являются его большая мощность, протяженность в близширотном направлении, линзообразная форма залегания [Сеидов А. Г., Ализаде Х. А., 1970, 1972]. Это обусловлено вулкано-тектонической структурой участка накопления вулканообломочного материала, который перекрыт эффузивными породами и в последующем преобразован в монтмориллонит. Бентонитизации подверглись также приконтактовые части экструзивов, покровных и подстилающих пород.

Экструзивные купола, окружающие залежь, на отдельных участках месторождения (на расстоянии 35—40 м от линии контакта) через серию промежуточных пестроцветных и рыхлых пород сменяются бентонитами — вначале белесыми с биотитовыми включениями, а затем желтыми и зелеными их разностями.

Месторождение состоит из Центрального (рис. 10) и Южного участков, разделенных экструзивным куполом и руч. Карасу, по которому проходит разрывное нарушение. Бентониты обоих участков залегают в виде пластов с падением 10—12° на северо-восток, мощность пластов 26—110 м. С изменением мощности изменяется и качество бентонитов. Так, на Центральном участке с

погружением структуры в северо-восточном направлении отмечается увеличение мощности покровных лавовых и экструзивных пород и бентонитов. Одновременно возрастают однородность, дисперсность бентонитов и улучшаются их технологические показатели. На юго-западе мощность бентонитов уменьшается до полного выклинивания, они становятся грубодисперсными и низконабухающими с пониженными технологическими свойствами

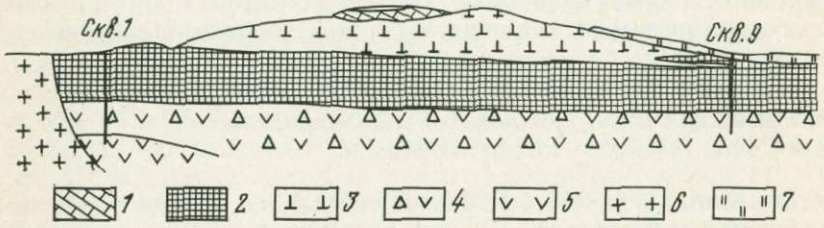


Рис. 10. Геологический профиль через Центральный участок Даш-Салахлинского месторождения. По *А. Б. Керимову* и *Ш. А. Раджабовой*.

1 — известняки кампана; *2* — кондиционные бентониты коньяк-сантона; *3* — туфы трахиандезитового состава; *4* — туфы бентонитизированные; *5* — трахиандезиты миндалекаменные и порфировые; *6* — экструзии; *7* — четвертичные образования

(малый выход глинистого раствора, низкая прочность сухих окатышей и т. д.). На Южном участке в некоторых случаях наблюдается раздваивание бентонитового пласта за счет линзовидных тел и прослоев ожелезненных кристаллолитокластических туфов.

На Северном фланге, расположенном к северо-востоку от Центрального участка, бентониты залегают на глубине от 6 до 96 м. Мощность их изменяется от 42 до 190 м. Они располагаются в виде карманов между эффузивными породами или окаймляют мощные покровы и экструзивные тела.

На обоих участках месторождения выделяются два слоя бентонитов: нижний — зеленый и верхний — желтый, с отчетливой цветовой границей между ними.

В нижнем слое, мощность которого 20—70 м, бентониты переуплотненные, с пониженной пластичностью, влажностью и повышенной щелочностью, возрастающей с глубиной. Они характеризуются относительно высоким содержанием FeO (до 1,15%), включениями пирита, наличием вертикальных трещин, заполненных кварцем, кальцитом, хлоритом и зелеными гравийными зернами монтмориллонитового и хлорит-селадонитового состава. Содержание последних резко повышается в приподошвенной части, благодаря чему окраска бентонита становится густо зеленой.

Верхний слой (считая от контакта с покровными породами), простирается до глубины не ниже 40 м. В бентонитах этого слоя содержится 3—6% Fe_2O_3 и 0,2—0,4% FeO. Для этого слоя характерны друзовидные стяжения гипса, тонкозернистого кальцита, развивающегося по вулканическому стеклу, обломки плагиоклаза, биотита и эффузивных пород.

Таблица 8

Химический состав глинистой фракции < 0,001 мм продуктов гидротермальной бентонитизации. Даш-Салахлинское месторождение

Номер скважины	Номер образца	Содержание компонентов на абсолютно сухое вещество, %											
		SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	CaO	MgO	Na_2O	K_2O	H_2O^+	H_2O^-	Сумма
Зона пропилитизации (зеленокаменно измененные селадонит-монтмориллонитовые минералы)													
194	2572	47,36	0,38	5,41	21,12	1,31	1,10	4,20	2,40	3,64	4,51	8,57	100,00
194	2573	48,78	0,47	6,06	18,85	1,36	1,35	3,54	2,73	3,88	4,84	8,14	100,00
9	356	49,67	0,58	11,28	16,81	2,96	1,92	2,93	1,85	5,57	4,16	2,27	100,00
192	2522	45,58	1,12	5,54	24,43	0,69	1,30	3,78	1,12	4,69	6,30	5,45	100,00
6	388	46,67	0,32	6,96	22,78	0,94	0,56	2,35	1,56	4,06	5,27	8,53	100,00
6	391	47,37	0,33	7,19	22,65	1,32	0,50	2,42	1,41	4,52	5,09	7,20	100,00
6	389	47,31	0,33	7,68	21,45	1,31	0,16	2,77	1,81	4,75	4,65	7,78	100,00
6	390	47,73	0,56	9,04	18,74	1,10	0,41	2,93	1,73	3,83	3,00	10,93	100,00
192	2523	49,40	1,33	10,50	15,14	1,42	0,51	3,50	2,45	4,68	7,50	3,57	100,00
194	2571	50,22	0,63	8,38	15,93	0,98	0,42	3,45	2,86	3,23	2,53	11,37	100,00
Зона аргиллизации (бентониты)													
194	2566	51,07	1,05	11,22	10,42	0,66	1,90	3,55	1,50	2,20	5,67	10,76	100,00
194	2570	51,57	0,85	11,24	10,34	0,66	0,11	3,92	3,72	1,65	3,82	12,12	100,00
9	354	54,25	1,06	12,17	10,95	0,74	0,40	3,51	2,35	1,66	5,45	7,46	100,00
190	2684	47,96	0,31	14,85	7,76	Нет	2,06	4,33	0,85	0,43	7,93	13,52	100,00

Таблица 9

Типы смешаннослойных образований в гидротермально измененных породах Даш-Салахлинского месторождения

Зона гидротермального минералообразования	Процесс минералообразования	Материнская порода	Номер типа	Структурно-минералогический тип смешаннослойных образований		Особенности образования аутигенных глинистых минералов в гидротермально измененных (бентонизированных) породах
				Соотношение пакетов	Характер чередования пакетов	
Низкотемпературной аргиллизации	*Монтмориллонитизация (бентонитизация)* $<200°C$	Трахиандезит миндалекаменный Туф витрокластический	VI	*Минералы, близкие типичным монтмориллонитам*	*Наличие сочетаний однотипных пакетов* B^2, B^3	Замещение смешаннослойными минералами (с преобладанием *B*-пакетов) и монтмориллонитом основной массы вулканического стекла трахиандезитов и витрокластов, темноцветных минералов, цемента, туфов, заполнение миндалин и трещин
		Трахиандезит миндалекаменный Туф витрокластический Туффит известковистый	V	$A : B$ от 20 : 80 до 10 : 90	Сегрегация *B* Развитие сочетаний B^2, B^3 и др.	
турной пропилитизации	Пропилитизация трансильванского типа (без	Трахиандезит	IV	$A : B \approx 70 : 30$	Неупорядоченный	Замещение основной массы трахиандезита *смешаннослойными минералами* (с преобладанием *A*-пакетов) и заполнение трещин дробления
		Витрокластический, шлаковый туф	III	$A : B$ от 80 : 90 до 70 : 30	С тенденцией к упорядоченности по мотивам A^2B и AB	Замещение смешаннослойными минералами (с преобладанием *A*-пакетов) вулканического стекла витрокластов

Низкотемпера альбита) с *с селадонитом* >200°С	Витрокластический, шлаковый туф Миндалекаменный и порфировый трахиандезит	II	*A* : *B* от 80 : 20 до 70 : 30	Неупорядоченный	Замещение селадонитом и смешаннослойным образованием (с преобладанием селадонитовых пакетов) пироксена и основной массы вулканического стекла трахиандезитов
	Кристаллолитокластический туф Миндалекаменный трахиандезит	I	*A* : *B* от 90 : 10 до 95 : 5	Сегрегация *A*. Наличие крупных *блоков типа A*[6] и более	

A — слюдистые селадонитовые пакеты; *B* — монтмориллонитовые пакеты.

Химический состав бентонитов месторождения Даш-Салахлинского и других глинистых продуктов гидротермального генезиса (табл. 8) характеризуются следующими особенностями: продукты пропилитизации отличаются высоким содержанием K_2O (3,23—5,57%), Fe_2O_3 (15,14—24,43%), сравнительно высоким процентом Na_2O (до 2,73%) и пониженным содержанием Al_2O_3 (5,41—11,28%). В *бентонитах понижается* содержание K_2O, окисного и закисного железа и возрастает Al_2O_3 (до 14,85%), MgO и H_2O^- (до 13,52%).

Минералы этапа пропилитизации материнских пород

При специальном изучении начальных степеней преобразования материнских пород Даш-Салахлинского месторождения в бентониты авторами обнаружена целая серия смешаннослойных образований (селадонит-монтмориллонитового ряда), совершенно однотипных с теми, которые были найдены в заведомо пропилитизированных и аргиллизированных породах Саригюхского месторождения. Среди смешаннослойных образований месторождения Даш-Салахлы выделяются шесть структурно-минералогических типов. Хотя два последних типа (V и VI) относятся уже к зоне аргиллизации, для более полного представления о парагенетическом ряде, как и в Саригюхском месторождении, дается описание *всех типов совместно.*

Тип I, охарактеризованный по образцам 354 и 356 (рис. 11, табл. 9), судя по графикам $\varphi'/z/$ (рис. 12) и $d_{060}=1{,}505$ Å, представлен диоктаэдрическим высокожелезистым (до 20% Fe_2O_3+FeO) смешаннослойным слюда-монтмориллонитовым образованием. Количество слюдистых (селадонитовых) пакетов (*A*) достигает 90—95%. Вследствие высокого их содержания последние образуют крупные блоки из шести и более пакетов. Монтмориллонитовых набухающих пакетов мало, не более 10 %. Содержание Fe_2O_3+FeO настолько велико, что оно почти в два раза превышает здесь

содержание Al_2O_3 (см. табл. 8). Минералы этого типа отличаются и максимальным содержанием K_2O (до 5,6%). Микроскопическое и петрографическое изучение показывает, что этот тип минералов развит как в метасоматически замещенных миндалекаменных трахиандезитах, так и в кристаллолитокластических туфах, подстилающих промышленный бентонитовый пласт.

Тип *II*, охарактеризованный образцами 388 и 390 по графикам $\varphi^1(z)$ построен неупорядоченным чередованием высокожеле-

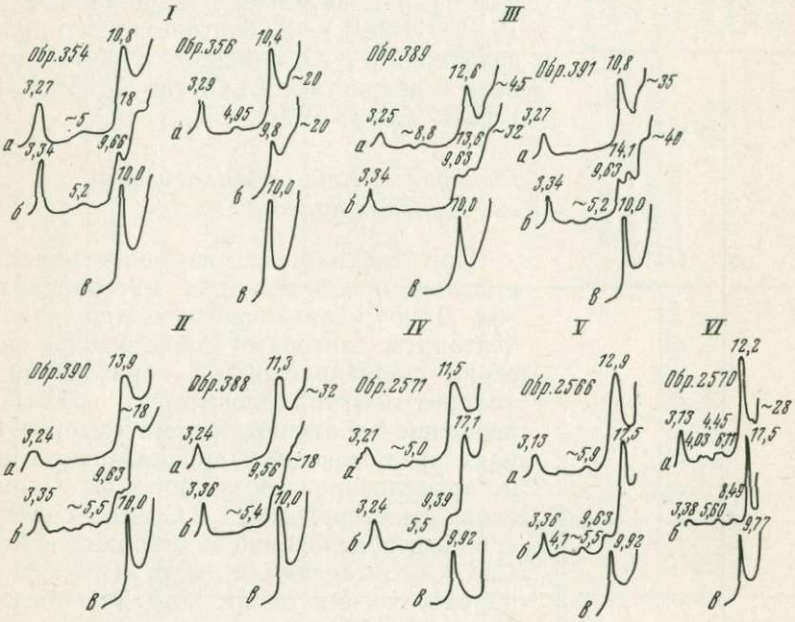


Рис. 11. Дифрактограммы глинистого материала гидротермально измененных пород Даш-Салахлинского месторождения.

а — естественные образцы; *б* — насыщенные этиленгликолем; *в* — прокаленные при 500 °С; *I—VI* — структурно-минералогические типы глин

зистых слюдистых (селадонитовых) и монтмориллонитовых пакетов. Слюдистые пакеты резко преобладают (до 80%), монтмориллонитовые составляют не более 20, редко 30%. Химический состав фракции $< 0{,}001$ мм отличается уменьшением FeO и повышением Fe_2O_3. По сравнению с первым типом несколько снижается K_2O (до 4,69—3,64%), что связано с уменьшением количества слюдистых межслоевых промежутков. Минералы второго типа развиты как по миндалекаменным и порфировым трахиандезитам, залегающим в кровле промышленного бентонитового пласта, так и по витрокластическим шлаковым туфам.

Тип *III*, охарактеризованный образцами 389, 391, по соотношению пакетов $A:B \approx 80:20$, реже $A:B \approx 70:30$ практически не отличается от типа *II*. Однако наличие широких рефлексов при 30—35 Å, а также рефлексы с d/n 10, но <15 Å от препаратов,

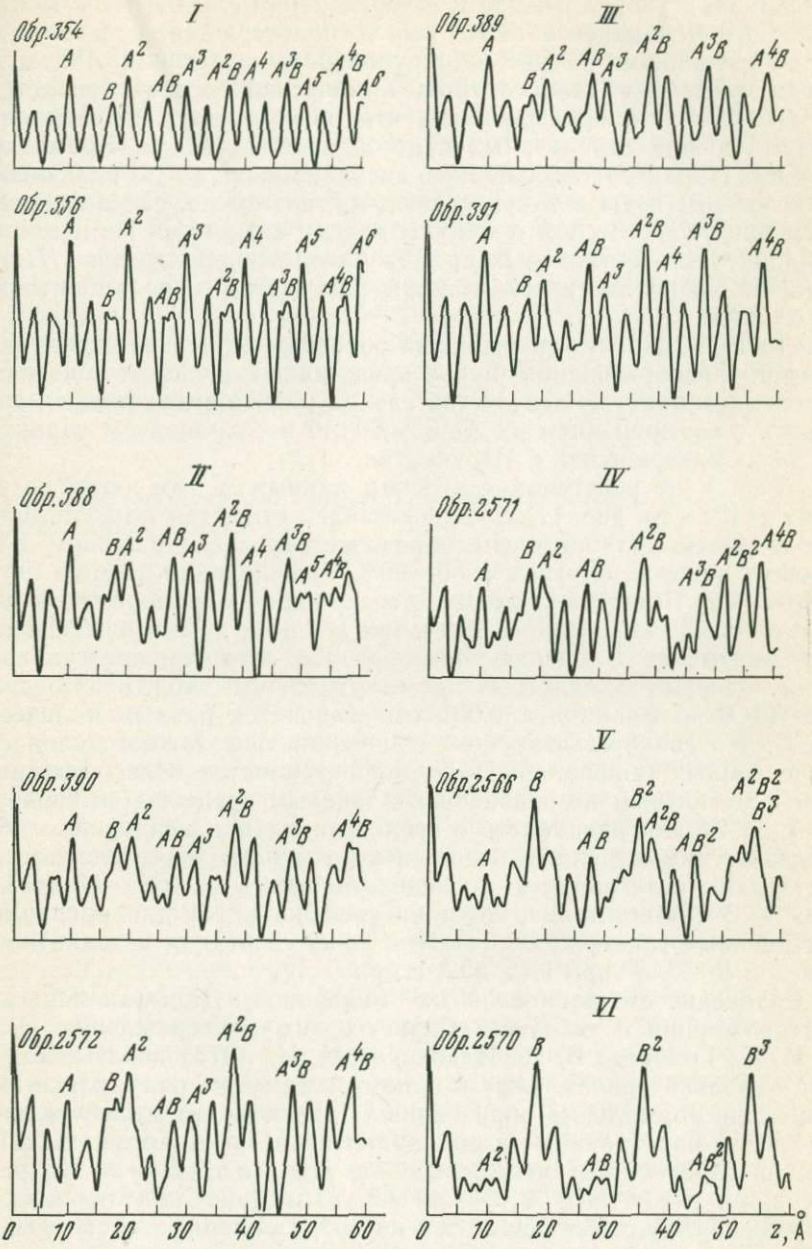


Рис. 12. Графики $\varphi'(z)$ прямого преобразования Фурье смешаннослойных образований.

A — слюдяные пакеты, *B* — монтмориллонитовые пакеты. *I*—*VI* — структурно-минералогические типы смешаннослойных образований

сольватированных этиленгликолем и глицерином, указывает на тенденцию к упорядоченности в чередовании слюдистых и монтмориллонитовых пакетов. Этот вывод подтверждается и прямыми преобразованиями Фурье, обнаружившими сочетания A^2B и AB, характерные для данного типа. Химический состав образцов типа *III* близок с предыдущими, что обусловлено идентичностью в соотношении структурных пакетов в обоих типах. Кроме того, для них характерно удаление адсорбированной (в том числе и межслоевой) воды в одну стадию, что, возможно, связано с наличием лишь одного слоя молекулы воды и катионами Na в монтмориллонитовых межслоевых промежутках. Минералы типа *III* развиты по витрокластическим шлаковым туфам кровли бентонитового пласта.

Тип *IV*, охарактеризованный образцом 2571, по графику $\varphi^1|z|$ прямого преобразования Фурье представлен неупорядоченным чередованием пакетов железистой слюды (селадонита) и монтмориллонита с соотношением их $A:B \approx 60:40$ и сохранением характера фазовых превращений и ИК-спектра.

Тип *V* по рентгенометрическим данным, в том числе по графику $\varphi^1|z|$ (см. рис. 11, 12), представлен существенно железистым слюда-монтмориллонитовым образованием с содержанием набухающих пакетов, близким к 80—90%. Чередование пакетов неупорядоченное. Вследствие высокого содержания монтмориллонитовых пакетов здесь характерны сочетания B^2, B^3 и др. Химический анализ показывает дальнейшее снижение K_2O, что отражает уменьшение слюдистых межслоевых промежутков (см. табл. 8). Содержание Al_2O_3 во фракции $< 0{,}001$ мм становится равным количеству Fe_2O_3, что свидетельствует об изменении трехэтажного слоя смешанослойных минералов. Последний становится более алюминиевым и магниевым по сравнению с таковым предыдущих типов.

Тип *VI* для препаратов с этиленгликолем и глицерином обнаруживает симметричные базальные рефлексы, значения которых составляют интегральную последовательность от 16,9—17 и 17,5—17,6 Å. В соответствии с этим на графике $\varphi^1|z|$ для препаратов, насыщенных глицерином, имеются лишь сочетания из однотипных пакетов B, B^2, B^3 при 17,5, 35 Å и др.

Сравнение смешаннослойных минералов Даш-Салахлинского месторождения с таковыми Саригюхского месторождения [Ратеев М. А., Градусов Б. П., Ильинская М. Н., 1973] показывает, что они не только принадлежат к одному и тому же ряду, как и заведомо гидротермальные образования Саригюхского месторождения, но как бы надстраивают и дополняют недостающие его звенья. Так, если в Саригюхском месторождении тип *I* с $A:B \approx 90:10$ резко сменяется типом *II* с $A:B \approx 40:60$, то в Даш-Салахлинском месторождении устанавливаются еще образования с $A:B \approx 80:20$ и $70:30$, а между типами *IV* и *V* Саригюхского месторождения в Даш-Салахлы обнаруживается еще промежуточный тип с $A:B \approx 20:80$ и тенденцией к упорядоченности в переслаивании пакетов в типе *III*, чего не наблюдается в Саригюхе.

Глинистые минералы смешаннослойной структуры в пределах Даш-Салахлинского месторождения бентонитов метасоматически замещают породы пирокластического облика либо лавовые покровы, развиваясь по основной массе вулканического стекла, по темноцветным вкрапленникам или заполняя в них миндалины, поры и трещины. Эти замещения развиты в зоне гидротермальной минерализации и сопровождают процессы гидрослюдизации (селадонитизации и мусковитизации), монтмориллонитизации (бентонитизации), окремнения и образования опалов, отчасти цеолитизации и др., связанные с поствулканическим формированием экструзивных тел. Эта минерализация была многообразна в связи с повторными пароксизмами вулканизма по вновь активизировавшимся разломам. Процесс селадонитизации, как и на Саригюхском месторождении, может быть отнесен к низкотемпературной пропилитизации трансильванского типа (без альбитизации), по Д. С. Коржинскому [1970].

Гидротермальная аргиллизация, строение и состав бентонитового пласта

В кровле желтого бентонитового слоя присутствуют туфогенные известняки и известковистые бентониты. Известковый материал в них встречается как в виде обломков, так и в форме псевдоморфоз по перлитовым частицам или в виде сгустков вдоль пемзовых волокон. К нижней и средней частям бентонитового слоя приурочены спорадически развитые тонкие прослои тонкозернистых известняков и их органогенно-обломочные разности. Несмотря на их ограниченное распространение (северо-западные части Южного и Центрального участков и северного фланга), они являются важным показателем условий осадконакопления в бассейне, где накапливался вулканический материал.

Контакт бентонитов с подстилающими породами согласный, нерезкий; иногда на контакте бентониты приобретают неоднородную брекчиевидную структуру, благодаря гравийным обломкам из подстилающих эффузивных и известковых пород, а также кристаллов плагиоклаза, хлорита и других минералов. Под бентонитами обычно залегают зеленовато-серые мелкозернистые кристаллокластические и литокластические туфы, которые ниже становятся более грубыми до мелкообломочных туфобрекчий. В туфах преобладают минеральные обломки — раздробленные плагиоклазы, кварц, хлорит и др.; в туфобрекчиях — обломки эффузивных пород, андезитдацитов, андезитов, трахиандезитов или витрокластов. При этом изменяются количество и состав цементирующей массы. Ближе к контакту с бентонитовым пластом цемент пепловый с монтмориллонитом, селадонитом, хлоритом, ниже известковистый, с базальным контактовым и смешанным типом цементации. Количество цементирующей массы в низах пачки 40—45%.

Реликтовые микроструктуры и особенности метасоматического замещения

Бентониты Даш-Салахлинского месторождения характеризуются полной сохранностью реликтовых микроструктур материнских пород. В большинстве случаев они относятся к пемзовой, перлитовой, смешанной пемзово-перлитовой пузырьчатой и обломочной микроструктурам, принадлежащим родоначальным витрокластическим и пепловым туфам. Бентонитизации подвергнуты также тонкофельзитовая гиалиновая стекловатая масса эффузивных пород трахиандезитового, липарит-дацитового состава и их миндалекаменных разностей.

Широко развиты также бентониты со смешанной разнородной микроструктурой, где наряду с перлитовыми отмечаются и пемзовые стекловатые обломки. Эти бентониты залегают между однородными разновидностями, переслаиваясь с последними.

За счет смещения стекловатых обломков, обладающих разнородной микроструктурой, бентониты приобретают неоднородный пятнистый внешний облик. Пятнистость создается в них также за счет неравномерной раскристаллизации стекловатых обломков или развития по ним тех или иных вторичных минералов.

Бентониты с пемзовой реликтовой микроструктурой — наиболее распространенная разновидность на месторождении. Они приурочены в основном к нижнему продуктивному слою и представлены обломками разного размера (от мелкопсаммитовых до гравийных) со сноповидной, параллельно-волокнистой (рис. 13, *а*) или флюидально-полосчатой текстурами. Между волокнами в них часто наблюдаются каплевидно-сферолитовые стекловатые образования, сплющенные вдоль удлиненных пемзовых частиц (см. рис. 13, *б*). Наряду с монтмориллонитом по ним часто развиваются кальцит, хлорит и лимонит, а по каплевидным стеклам также и цеолит. Бентониты по перлитовым туфам встречаются повсеместно и в основном в верхней части слоя. Они выражены как мелко-, так и крупноперлитовыми обломками, которые в разной степени преобразованы в монтмориллонит (см. рис. 13, *в*). Кроме того, на отдельных участках месторождения — в зависимости от близости к эффузивным куполам или к зонам разлома, а также от местоположения в разрезе — происходит замещение перлитового стекла и другими минеральными новообразованиями, которые либо целиком заполняют полости перлов, либо образуют внешнюю оболочку вокруг изотропных их разностей.

В верхнем слое отдельные перлитовые обломки либо полностью замещены кальцитом, либо последний образует крустификационную оболочку. А в зонах разлома возникает зеленый селадонит. В районе карьера на Центральном участке и на Северном фланге, где бентонит примыкает к экструзиям, по перлитовым обломкам образуется цеолит, а на более удаленных участках перлит замещен гидрослюдой, а затем и монтмориллонитом. Глины нижней части

слоя, однородные по составу с незначительной примесью обломочного материала, имеют отчетливо выраженную пемзовую структуру. Среди стекловатных обломков отмечаются спекшиеся обломки типа фьямме и сферолитовые образования (вариоли, перлиты)

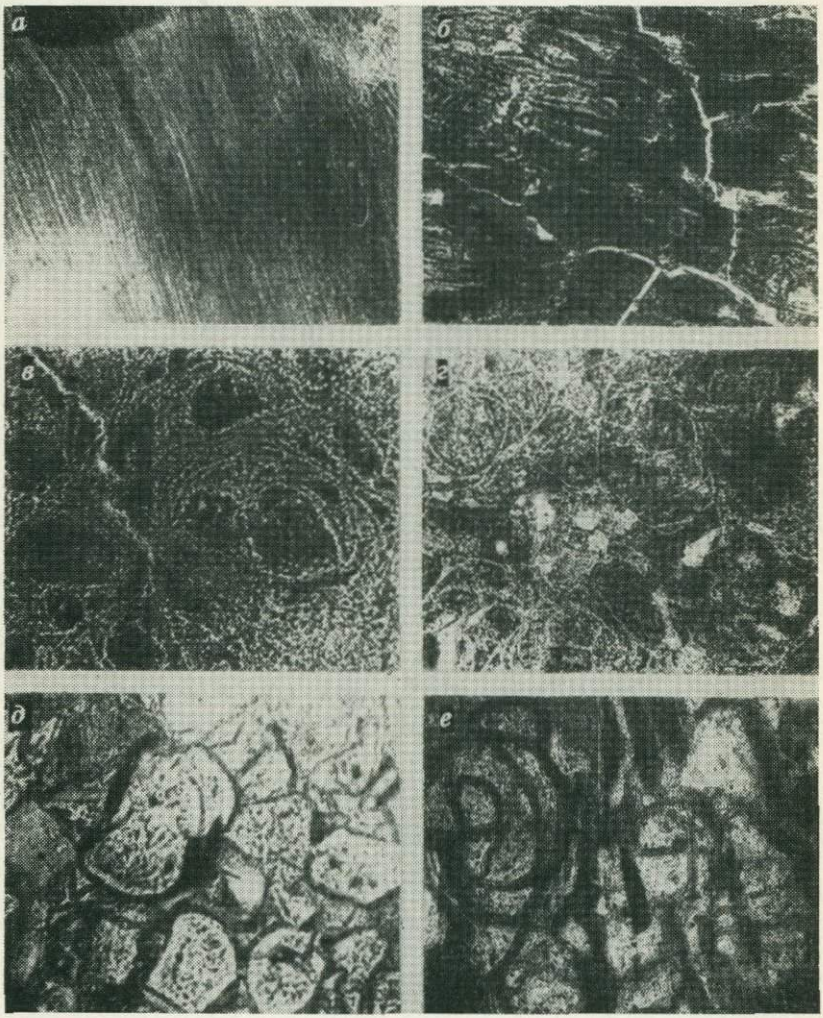


Рис. 13. Микрофотографии бентонитов (ув. 140) с реликтовой структурой:
а — пемзовой; *б* — пемзовой с ориентированными каплевидно-сферолитовыми стекловатыми образованиями; *в* — перлитовой монтмориллонитизированной; *г* — перлитовой гидрослюдизированной; *д* — кластической; *е* — перлитовой

с концентрическим строением. Перлитовые обломки часто приурочены и к подошве нижнего зеленоватого слоя. В пределах самого пласта по направлению сверху вниз увеличиваются грубость и ос-

новность витрического материала, усиливаются ожелезнение, селадонизация, хлоритизация и карбонатизация.

В низах слоя бентонитов возрастает количество секущих трещин, заполненных вторичными минералами. Это связано с тем, что данные бентониты подстилаются достаточно проницаемыми литокластическими туфами, доступными для воздействия гидротермальных растворов. В верхней части слоя преобладают бентониты, образовавшиеся по тонкому пепловому материалу с перлитовым, смешанным перлитово-пемзовым, тонкочешуйчатым, пузыристым, флюидальным, черепково-рогульчатым стеклом. В этих породах часто наблюдаются стекловатые обломки с аксиолитовой структурой, возникающей за счет частичного спекания близрасположенных сферолитов или обломков стекла (стенки их несколько сплющены и изогнуты) соответственно, и вторичные минералы в них характеризуются параллельным взаимным прорастанием и ориентируются перпендикулярно к стенкам миндалин или обломков.

Минералогия продуктов аргиллизации (бентонитизации) и зональность распределения минералов

На Даш-Салахлинском месторождении наиболее важным процессом гидротермальной аргиллизации явилась бентонитизация (монтмориллонитизация) толщи вулканических материнских пород как витрокластических, так и эффузивных, почти на всей площади их развития.

В зоне аргиллизации (бентонитизации) главным породообразующим минералом является натриевый монтмориллонит, у которого $d_{(001)}$=12,4—12,6 Å (рис. 14) после насыщения глицерином смещается в сторону меньших углов отражения до $d_{(001)}$=17,6—17,8 Å. Нагрев образца при 330° С приводит к сокращению $d_{(001)}$ до 9,50—9,60 Å, но последующее насыщение глицерином (или водой) показывает, что эта дегидратация обратима. Необратимое удаление межслоевой воды наступает при температурах, превышающих 400—500° С. Эти особенности характерны для щелочных монтмориллонитов с одним молекулярным слоем воды и катионом Na в межслоевом промежутке, что потверждается как данными водных вытяжек (Na+K=82—96 мг·экв), так и наличием на термограммах лишь одного эндоэффекта, связанного с выделением межслоевой воды. Рефлекс $d_{(060)}$ не превышает 1,49 Å, что свидетельствует о диоктаэдрической структурной развовидности Даш-Салахлинского месторождения.

Обработка отдельных образцов таких монтмориллонитов трехнормальным раствором LiCl по методике Грин-Келли показала, что в тонкоотмученных бентонитах они являются основным компонентом, но более кремнеземисты по сравнению с бейделлитовыми минералами. В бентонитах же с пепловой структурой и в бентонитизированных туфах значительно чаще развиты бейделлит и смешаннослойные бейделлит-монтмориллонитовые образования. Для минерала с упорядоченным чередованием бейделлитовых и монтмо-

риллонитовых промежутков характерен на дифрактограммах образцов, обработанных 3 н. LiCl, рефлекс $d_{(001)}$=27,4 Å и его высоких порядков, а для смешаннослойных образований с беспорядочным чередованием слоев $d_{(002)}$ в пределе 11—13 Å.

В переходных зонах от пропилитизированных пород к аргиллизированным, по Б. П. Градусову [Ратеев М. А., Градусов Б. П.,

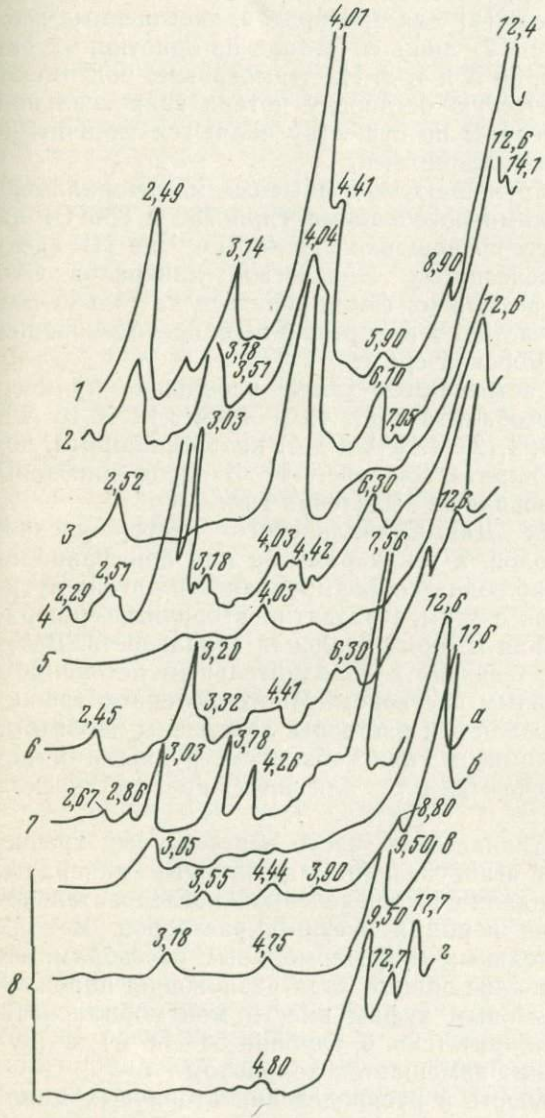


Рис. 14. Дифрактограммы бентонитов и минеральных включений в них.

а — естественные образцы; *б* — насыщенные глицерином; *в* — прокаленные при 580 °С; *г* — обработанные 3н. LiCl

1 — скв. 200, глуб. 125 м; *2* — скв. 60, глуб. 25 м; *3* — кремнистая жила из карьера; *4* — примесь кальцита и доломита — скв. 255, глуб. 161 м; *5* — скв. 238, глуб. 10 м; *6* — гидрослюдисто-монтмориллонитовая глина — скв. 238, глуб. 80 м; *7* — гипс в бентоните из карьера; *8* — бейделлит - монтмориллонитовая глина — скв. 238, глуб. 10 м

Ильинская М. Н., 1974], обычно развиты смешаннослойные минералы селадонит-монтмориллонитового типа (см. табл. 9). По данным прямого преобразования Фурье (см. рис. 12) они имеют соотноше-

ния пакетов $A:B$ максимально от 20:80 до 10:90. Кроме того, здесь же обнаруживаются и конечные продукты аргиллизации, представляющие собой минералы, очень близкие к монтмориллонитам, но с признаками в них пакетов железистой слюды. Они диагностированы по симметричным базальным рефлексам от препаратов с этиленгликолем и глицерином, значения d/n которых составляют соответственно интегральную последовательность от 16,9—17 и 17,5—17,6 Å; на графике $\varphi^1|z|$ для препаратов, насыщенных глицерином, имеются (см. рис. 12) лишь сочетания из однотипных пакетов (B, B^2, B^3) при 17,5, 35 Å и т. д. На термограмме они имеют одну широкую эндотермическую остановку потери гидроксильной воды при 700° С. Эти минералы по существу являются типичными гидротермальными монтмориллонитами.

В отличие от них обнаруживаются и обычные монтмориллониты с двумя эндотермическими остановками (при 700 и 880° С) на термограммах и без полосы поглощения при 430 $см^{-1}$ на ИК-спектрах, характерной для железистых слюдистых минералов. Эти монтмориллониты могли, возможно, формироваться не только под влиянием гидротерм, но частично и в результате преобразования вулканического стекла в морской среде.

В зоне аргиллизации встречаются также небольшие примеси низкотемпературного кристобалита с d/n 4,03—4,06; 3,12—3,16 Å и др., тридимита (4,34—4,39; 4,12—4,15 Å и др.) кварца, хлорита, полевых шпатов, цеолитов, пирита (см. рис. 14). В периферии зоны часты волокнистые и друзовидные выделения гипса.

На некоторых участках Даш-Салахлинского месторождения, вблизи экструзивных куполов, в зонах разлома или при фациальной изменчивости пород наблюдается формирование и других аутигенных минералов. В связи с этим в развитии вторичных минералов отмечается вертикальная и горизонтальная зональность. В зонах разлома появление их связано с дополнительным источником материала — гидротермальным раствором. Многочисленные трещины, по которым циркулировали эти растворы, заполнены цеолитом, хлоритом, кальцитом, доломитом, кристобалитом, рудными минералами. Нередко они встречаются в тех или иных парагенетических ассоциациях.

В миндалевидных трахиандезитах, часто пересеченных трещинами, также развиваются вышеуказанные аутигенные минералы, заполняющие полости миндалин в определенной последовательности, зависящей от состава пород и несущих растворов. В этих зонах, благодаря дополнительным гидротермальным растворам, нередко наблюдается и изменение общего хода разложения пирокластики. Так, по перлит-пемзовым туфам вместо монтмориллонита возникает селадонит или хлорит (скв. 6, глубина 54—58 м); в других случаях монтмориллонит замещается кальцитом.

Горизонтальная зональность в распределении вторичных минералов на Даш-Салахлинском месторождении в большинстве случаев обусловливается удаленностью области их развития от экструзивных образований. Здесь наряду с составом гидротермальных

растворов играют роль как температурный фактор, так и изменения петрохимического состава самих пород. Так, например, ближе к экструзивам формируются более высокотемпературные минералы, такие, как гётит, кристобалит (4,16 Å), далее цеолит, селадонит, хлорит, гидрослюда, а в конце монтмориллонит, низкотемпературный кристобалит (4,03 Å), гипс, кальцит.

Вертикальная зональность в смене аутигенных минералов на Даш-Салахлинском месторождении обусловлена как изменением основности пород по разрезу, так и частым переслаиванием эффузивных образований с пирокластическими. Присутствие в одном и том же разрезе нескольких разновидностей пород: порфировых и миндалекаменных трахиандезитов, витрокластических и кристаллолитокластических туфов, а также бентонитов (различающихся реликтовой микроструктурой), создает довольно пестрый фон для возникновения вторичных минералов. В самой перлитовой микроструктуре бентонитов и туфов различают еще несколько структурных разновидностей — перлы с тонкоагрегатной, чешуйчатой стекловатой массой, с микролитовой структурой, изотропные или с высокодвупреломляющей раскристаллизацией. Эти разновидности чередуются друг с другом по разрезу или сменяются по площади.

В южной части Центрального участка, на карьере (район скв. 109) между экструзивным телом и продуктивной толщей бентонитов отмечается переходная зона, где породы по неровной вертикальной линии контакта сменяются серией пестроцветных, неоднородных, неравномерно измененных туфовых пород. Здесь в измененных витрокластических туфах перлитовые обломки чередуются с пемзовыми. По перлам развивается гидрослюда с чешуйчатой мусковитоподобной раскристаллизацией и с высокодвупреломляющей каймой. А обломки пемзы замещены монтмориллонитом. На этом участке отмечаются небольшие примеси хлорита, цеолита и смешаннослойных монтмориллонит-гидрослюдистых образований.

Вертикальная и горизонтальная зональность в формировании вторичных минералов довольно отчетливо проявляется и в восточной части Северного фланга Даш-Салахлинского месторождения. Горизонтальная зональность создается благодаря тому, что перлитовые обломки по мере удаления от экструзивных куполов замещаются разными минералами. Так, на участках, близрасположенных к ним, по белесым перлитовым обломкам развиваются в основном цеолиты (в виде кристаллитов клиноптилолита), затем к северо-востоку (скв. 238) темно-серые перлиты отличаются неравномерной раскристаллизацией, вокруг перлов образуется широкая полоса высокодвупреломляющей гидрослюды, а внутренняя часть их сложена изотропной тонкофельзитовой стекловатой массой. В этих же породах по флюктуационным обломкам развит монтмориллонит, который еще далее к востоку (в районе скв. 254) развивается по всему разрезу как по перлитовым, так и по пемзовым обломкам.

Вертикальная зональность в районе скв. 238 создается неравномерным распределением гидрослюды в разрезе. Последняя, так же

как в переходной зоне карьера, возникает благодаря раскристаллизации проявившихся в разрезе перлитовых обломков стекла. В нижней части толщи, сложенной порфиритами со слабоизмененной фельзитовой основной массой, из вторичных минералов присутствуют гидрослюда, гётит, цеолит, высокотемпературный кристобалит. В средней части — зеленые перлитовые породы, в которых широко развиты гидрослюда — селадонит, а выше — хлорит. Покрывающие породы белесые, легкие; это — спекшиеся витрокластические туфы с бейделлитом и монтмориллонитом.

Уменьшение снизу вверх основности пород, их пористости и проницаемости также сказывается на характере вторичных изменений вулканогенных пород. Так, в приподошвенной части, где залегают основные породы, на контакте с достаточно проницаемыми кристаллолитокластическими туфами и в верхней части пласта — ближе к контакту желтых и зеленых бентонитов, а также в прослоях эффузивных и вулканокластических пород — отмечается увеличение роли вторичных хлоритовых минералов, развитых по вулканическому стеклу.

О генезисе бентонитов Даш-Салахлинского месторождения

Генезис Даш-Салахлинского месторождения сложный. Близость многочисленных вулканических центров и субмаринный характер извержений обусловили накопление большого количества неоднородного пирокластического материала в депрессии кальдерного типа, а также значительное влияние поствулканических проявлений на интенсивную монтмориллонитизацию пород.

Реликтовая неоднородная витроструктура бентонитов (с преобладанием пемзовой) свидетельствует о высокой пористости и проницаемости исходных пород, облегчавших проникновение в них газов и гидротермальных растворов. Ввиду ограниченного поступления растворов, замещение стекла монтмориллонитом происходило без нарушения контуров пемзовых частиц, с растворением и выносом одних элементов и привносом других. Неоднородность стекловатой массы и наличие сферолитов в исследуемых бентонитах связаны с кислым составом исходного материала и высоким содержанием летучих компонентов, выделявшихся при ликвации, часто с образованием пузырьков. При остывании стекла создавались обособленные участки, отличающиеся составом, вязкостью и другими свойствами. Вначале, пока стекловатая масса находилась в пластичном состоянии, создавались флюктуационные и ленточные отдельности, а в некоторых участках происходило спекание обломков стекла. По мере дальнейшего остывания и повышения вязкости возникали сферолитовые и перлитовые отдельности. Часто перлиты находятся внутри пемзовых обломков, где они обычно вытянуты вдоль обволакивающих их флюктуационных полосок.

Щелочной состав эффузивов создавал условия для поступления в бассейн, особенно в период затухания вулканов, летучих и растворенных компонентов (щелочных катионов, хлора, фтора, фосфора, паров воды, соединений железа, марганца, серы и др.). Эти

растворы на относительно высокотемпературном этапе пропилитизации с температурами порядка 200—300° С преобразовывали вулканические и пирокластические породы [Ратеев М. А., Градусов Б. П., Ильинская М. Н., 1973] в железистую гидрослюду — селадонит и смешаннослойные минералы селадонит-монтмориллонитового типа (с преобладанием слюдистых пакетов). При понижении температуры термальных растворов до 100—150° С происходила гидротермальная аргиллизация, которая обусловила выщелачивание вулканических и пирокластических пород и перерождение их в монтмориллонит [Хворова И. В., Дзоценидзе Г. С., 1972].

О значительной роли поствулканических процессов в образовании бентонитов Даш-Салахлинского месторождения говорят следующие факты.

1. Залегание бентонитовой залежи в виде линзоподобных тел или карманов среди вулканообломочных пород, накопившихся в вулкано-тектонической депрессии кальдерного типа. Последняя расположена в окружении экструзивных куполов, являющихся эруптивными центрами сантонских палеовулканов.

2. Возрастание мощности нижнего зеленого слоя бентонитов к северо-востоку, в сторону погружения складки, ближе к разлому, вдоль которого развито гидротермальное железомарганцевое оруденение. На участках, удаленных от разлома, расположенных в периферийных частях месторождения, наряду с уменьшением мощности залежи, бентониты становятся грубодисперсными, низконабухающими, тогда как в центральной части они тонкодисперсны и имеют высокую набухаемость.

3. Наличие между бентонитами и вмещающими их эффузивными образованиями в той или иной степени бентонитизированных трахиандезитов и туфовых пород кристалловитрокластического, кристаллокластического и литокластического типа.

4. Вертикальная и горизонтальная зональность выражена в смене вторичных минералов (гидрослюды, селадонита, кристобалита, монтмориллонита, бейделлита, хлорита, рудных минералов, цеолита, смешаннослойных образований), а также в последовательном заполнении ими концентрических миндалин и секущих трещин. Процесс бентонитизации вулканогенных пород был осложнен участием нескольких центров извержения.

5. Все смешаннослойные минералы [Ратеев М. А., Градусов Б. П., Ильинская М. Н., 1974], обнаруженные впервые в бентонитизированных и зеленокаменноизмененных породах Даш-Салахлинского месторождения, связаны с гидротермальным преобразованием лавовых и пирокластических пород. При этом они не только принадлежат к одному и тому же селадонит-монтмориллонитовому структурному ряду, как и заведомо гидротермальные образования Саригюхского месторождения, но как бы надстраивают и восполняют недостающие его звенья.

Процесс селадонитизации, наблюдаемый на Даш-Салахлинском месторождении, может быть отнесен, как и в Саригюхском, к низкотемпературной пропилитизации трансильванского типа (без аль-

битизации), по Д. С. Коржинскому [1955], с температурой 200° С. Аналогия этих структурно-парагенетических рядов и типа пропилитизации рассматривается нами как важнейший дополнительный аргумент в пользу гидротермального генезиса бентонитов Даш-Салахлинского месторождения.

6. Бентонитизация, как и на Саригюхском месторождении, происходила, вероятно, при более низких температурах порядка 100—200° С. Монтмориллонит в зоне гидротермальной аргиллизации возникал под влиянием взаимодействия с первичными породами щелочных термальных растворов, обедненных калием. Об этом свидетельствует присутствие в бентонитах в основном низкотемпературных минералов: кристобалита (4,04 Å), гипса, кальцита, лимонита, пирита и др.

Таким образом, Даш-Салахлинское месторождение бентонитов в главных чертах гидротермальное. Бентонитизация и другие минеральные новообразования происходили в основном в поствулканическую стадию, за счет изменения водопроницаемых витрокластических туфов, не испытавших уплотнения.

Не исключено при этом частичное влияние морской седиментации и диагенеза. Об этом свидетельствуют наблюдаемые на отдельных участках горизонтальная слоистость, гранулометрическая и гравитационная сортировка вулканического материала, наличие в кровли и подошве известкового материала, иногда прослоев органогенного известняка, благоприятные в бассейне щелочные условия для преобразования пеплового материала в монтмориллонит, а также нахождение двух типов монтмориллонита, в том числе типичной его разности, не обнаруживающей признаков гидротермальных замещений.

ГЛАВА ПЯТАЯ

ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ БЕНТОНИТОВ

Вулканогенно-осадочное бентонитообразование представляет собой один из ярких примеров гальмиролиза. Ему обязаны своим возникновением многие месторождения бентонитов Советского Союза и мира. Первые бентониты были обнаружены именно в вулканогенно-осадочных месторождениях, поэтому название «бентонит» было принято только для продуктов переработки вулканических пеплов и туфов в морской среде, а гальмиролиз долгое время считался единственным способом образования этого полезного ископаемого.

Источником материнского вещества бентонитов данного генетического типа были вулканы. Поскольку пеплы и туфы, изменившиеся при гальмиролизе в бентониты, накапливались в отдалении от вулканических аппаратов, то эти вулканогенные материалы должны были быть, как правило, средними и кислыми, ибо, судя по современным извержениям, основные и ультраосновные магмы содержат мало газов и не дают достаточного количества пепла. Кислый состав бентонитородного вещества подтверждается тем, что бентонитообразование из вулканитов сопровождалось выделением свободного кремнезема (наличие кристобалита, опала, стяжений скрытокристаллического кварца), т. е. в материнском веществе имелся его избыток. Показатель преломления редких реликтов вулканического стекла в бентонитах также указывает на его преимущественно кислый состав [Мачабели Г. А., 1965]. Акцессории древних метаморфизованных бентонитов (так называемых «метабентонитов», «калиевых бентонитов») также свидетельствуют о кислом до среднего материнском пепле [Smith D. G. W., 1967]. Поэтому справедливо предположение, что большинство вулканогенно-осадочных месторождений бентонитов образовалось за счет изменения кислых и средних пеплов и туфов.

Процесс изменения вулканического стекла пеплов в морской среде с образованием конечного продукта — монтмориллонита изучен мало. Причиной этому служит очень редкая встречаемость пеплов и бентонитов вместе, в генетической связи, чтобы можно было проследить весь процесс гальмиролиза. Обычно встречается неизмененный пепел, например в миоценовых отложениях Окско-Донской низменности (с. Горелки Воронежской области). В парагенезе с бентонитами пеплы встречаются редко, также редки в бентонитах и их реликты. А. Галлам и Б. В. Селвуд [Hallam A., Sellwood B. W., 1968] отмечают, что при исследовании 800 образцов классических вулканогенно-осадочных вайомингских бентонитов ни в одном из них не было найдено остатков вулканического стекла. Поэтому исследование М. А. Ратеевым [1968] стадийных изменений

вулканического стекла в монтмориллонит в морских миоценовых отложениях Камчатки заслуживает особого внимания. М. А. Ратеев выделил шесть типов преобразования стекла вулканических пеплов в глинистые минералы — от бейделлита с небольшой примесью гидрослюды через смешаннослойные минералы до чистого монтмориллонита. Он показал, что на процесс преобразования пепловых отложений влияет, кроме состава вулканического стекла, характер бассейна седиментации. М. А. Ратеев видит причину того, что стекло относительно легко преобразуется в монтмориллонит, в близости их химических составов и в том, что силикатный каркас стекол, как и слоистых силикатов, построен из тетраэдров и октаэдров [Slaughter M., Earley I. W., 1965]. Таким образом, изменение вулканического стекла пеплов и туфов в морских водоемах является наиболее легким путем образования бентонитов.

Но такое преобразование может происходить и в континентальных водоемах. Как показывают экспериментальные исследования [Noll W., 1936; Трубин А. И., 1971], для этого процесса важно наличие магния, а первоначальный pH среды не играет решающей роли (кроме pH менее 6). Пепловые частицы несут на себе адсорбированные ионы, которые могут изменить и химизм среды седиментации, и привносить необходимые элементы [Гущенко И. И., 1965]. Однако морские бентониты сильно отличаются от континентальных. В морских условиях образуются, как правило, щелочные бентониты, в континентальных — щелочноземельные; в первых месторождения имеют обычно пластовую форму с резкими контактами, развиты на значительной территории, мощность закономерно уменьшается с удалением от источника пирокластического материала. Во вторых — месторождения линзовидной формы, небольшие по площади, контакты нечеткие, по простиранию обогащаются терригенным материалом и переходят в алевриты и песчанистые глины.

Поэтому в вулканогенно-осадочном генетическом типе выделяем два подтипа — морской и континентальный. Рассмотрим особенности вулканогенно-осадочных бентонитов морского подтипа на примере Огланлинского месторождения, континентального — на примере Камалинского.

Огланлинское месторождение [25] * было открыто в 1920 г. В. В. Гертнером и исследовано многими геологами — А. В. Дановым, С. П. Шоболовым, Б. Я. Меренковым, В. Н. Разумовой, К. В. Тиуновым, М. А. Ротко, К. П. Беркелиевым, М. Н. Певцовым и др. В настоящее время оно доразведано и переоценено.

Месторождение расположено в районе пос. Огланлы Красноводской области Туркменской ССР примерно в 37 км северо-восточнее ст. Джебел Туркестанской ж. д. Продуктивный пласт приурочен к палеогеновым отложениям — огланлинской свите эоцена и представлен щелочными и щелочноземельными бентонитами, среди ко-

* Номер в квадратных скобках соответствует номеру месторождения в приложении.

торых имеются и беложгущиеся. Месторождение эксплуатируется Огланлинским бентонитовым рудником всесоюзного объединения «Союзформоматериалы», сырье поставляется литейным предприятиям, фабрикам окомкования железорудных концентратов и нефтебуровым организациям. Эпизодически белые бентониты использовались в качестве катализаторов в производстве синтетического каучука и в качестве пластификатора при изготовлении фарфоро-фаянсовых изделий.

С окончанием доразведки и утверждением запасов по группам сырья бентониты должны добываться селективно и использоваться в строгом соответствии с качеством и разновидностями: щелочные — для окомкования железорудных концентратов и изготовления буровых растворов, щелочноземельные — в литейном производстве в качестве связующего компонента формовочных смесей, беложгущиеся — как пластификаторы в фарфоро-фаянсовой промышленности.

Огланлинское месторождение находится на стыке Альпийской складчатой системы и Предкопетдагского прогиба Скифско-Туранской койлогенной области, в южной части Туаркырской системы дислокаций, в пределах зоны сочленения Большебалханской антиклинали с Северобалханским передовым прогибом. Складчатое сооружение Большого Балхана отделяется от передового прогиба Северобалханским глубинным разломом. На поверхности ему соответствует крутая флексура в меловых и палеогеновых отложениях, в пределах которой и расположен район месторождения. Падение пород, слагающих флексуру, в основном моноклинальное; угол падения изменяется от 10—15 до 90°; азимут падения при нормальном падении — 10—40°, при опрокинутом — 200—225°. Близкие азимуты имеют и разрывные нарушения.

Район месторождения сложен меловыми, палеогеновыми, неогеновыми и антропогеновыми отложениями (рис. 15). В основном это морские отложения, и только неоген-антропогеновые образования относятся к континентальным.

Меловые отложения представлены апт- нижнетуронскими терригенными породами мощностью до 931 м и верхнетурон-кампан-маастрихт-датскими глинисто-карбонатными породами мощностью до 456 м. Они резко сокращаются в мощности до полного выклинивания в центральной и северо-западной частях месторождения.

На меловых отложениях согласно залегают палеогеновые, представленные песчаниками, алевролитами, мергелями и глинами общей мощностью до 336 м. На них с угловым несогласием лежат конгломераты, галечники и алевритистые глины кюрянынской свиты (верхний миоцен — нижний и средний плиоцен), мощность которой более 100 м. Также выделяют апшеронские (50 м) и антропогеновые (165—170 м) отложения.

Бентонитоносные палеогеновые отложения состоят из кяризской свиты (монский, тенетский и ипрский ярусы), продуктивной огланлинской (лютетский и туркестанский ярусы — средний и верхний эоцен) и кошагырской (верхняя часть туркестанского яруса) свит.

Бентонитовый горизонт приурочен к туркестанскому ярусу; мощность его 1,8—26 м, в среднем 10,5 м.

Огланлинское месторождение имеет характер пластовой залежи, прослеженной более чем на 17 км по простиранию. Мощность ее невыдержана, изменяется от 0 до 30—35 м, в среднем 10 м. Ме-

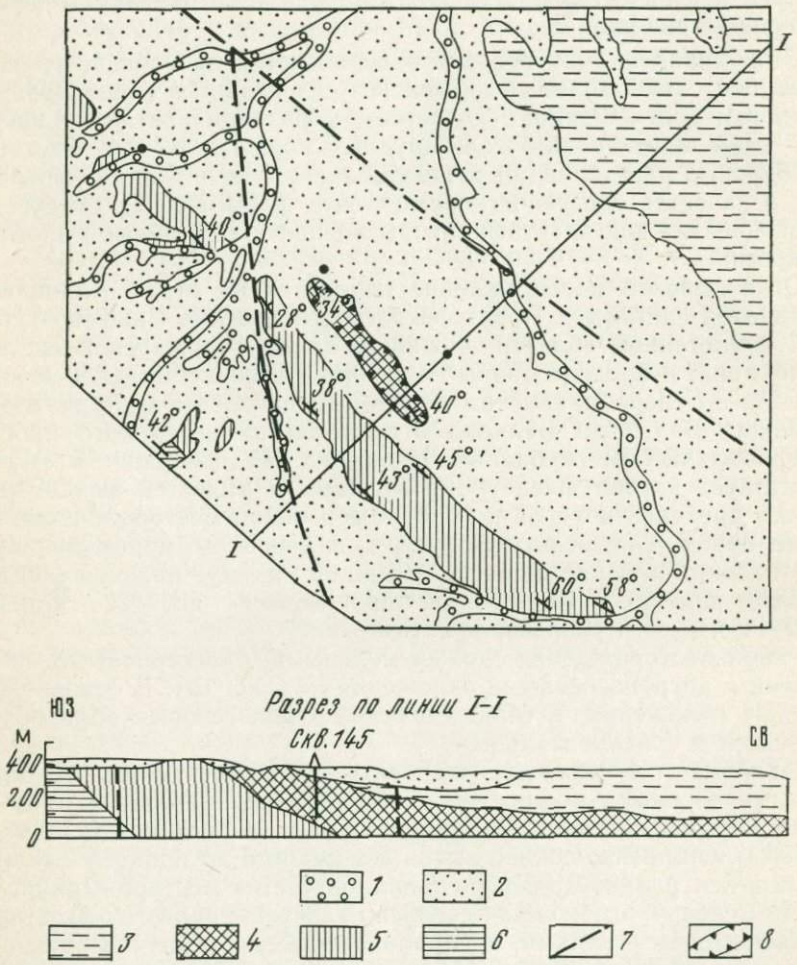


Рис. 15. Схема геологического строения участка Восточный II Огланлинского месторождения бентонитов (выкопировка из карты П. М. Абросимова, 1974 г.).
1—6 — отложения: *1* — современные, *2* — четвертичные, *3* — неогеновые, *4* — палеогеновые, *5* — верхнемеловые; *6* — нижнемеловые; *7* — разрывные нарушения; *8* — карьер

стами залежь разобщена на два или три пласта глинистыми мергелями, которые являются и вмещающими породами. Падение пласта изменяется от 50—80 до 30—40°. Среди бентонитов Огланлинского месторождения выделяют две разновидности: белые воско-

видные сильно набухающие и серые известковистые малонабухающие. Первые развиты преимущественно в лежачем боку, вторые — в висячем. В районе участка Восточный II, вскрытого карьером, на песчаники кяризской свиты согласно налегают серые известковистые глины огланлинской свиты (рис. 16). На них с четко видимым контактом лежат белые бентониты. В верхней части пласта

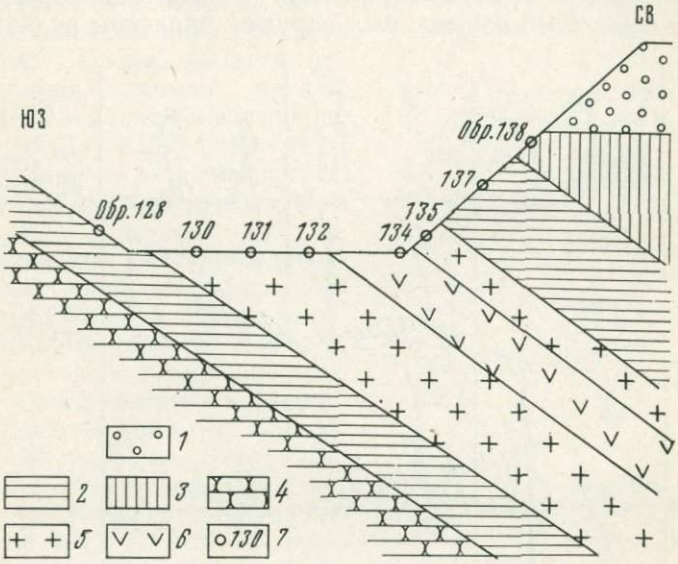


Рис. 16. Литологический разрез участка Восточный II Огланлинского месторождения бентонитов.

1 — гравийно-галечные отложения антропогена; *2* — глины известковистые серые и светло-серые, огланлинская свита эоцена; *3* — глины зеленые, кошагырская свита эоцена; *4* — песчаники, кяризская свита палеоцена; *5* — бентониты белые, огланлинская свита; *6* — бентониты серые, зеленоватые, та же свита; *7* — место взятия и номер пробы

в белые бентониты вклинивается прослой серых бентонитов мощностью 4 м. Продуктивный слой покрывается серыми известковистыми глинами огланлинской свиты, на которые налегают зеленые глины кошагырской свиты. На последней несогласно залегают антропогеновые образования. Бентониты сложены натриевым ($d_{(001)}$=12,4 Å) и кальциевым ($d_{(001)}$=14,0 Å) монтмориллонитом (рис. 17). Потеря кристаллизационной воды происходит у обоих разновидностей при высоких температурах: 700—720° С (рис. 18). ИК-спектры указывают на высокое совершенство кристаллической решетки. Белые (наиболее качественные) разности почти нацело сложены монтмориллонитом. В качестве примесей присутствуют кристобалит, цеолиты, гидрослюда, кальцит, кварц. Главным глинистым минералом вмещающих серых известковистых глин также является монтмориллонит.

В обменном комплексе (табл. 10) белых бентонитов преобладают щелочные катионы (натрий), серых — щелочноземельные

(кальций и магний в почти равном количестве). Поскольку в породах Огланлинского месторождения монтмориллонит имеет в основном пепловый генезис, то наличие в разрезе щелочных и щелочноземельных бентонитов можно предположительно объяснить неравномерным приносом пепла. Возможен такой вариант литогенеза: в теплом море с изобилием в воде катионов кальция и магния шло накопление известковистых серых глин (вмещающие породы). Нормальный осадочный процесс был нарушен приносом вулканическо-

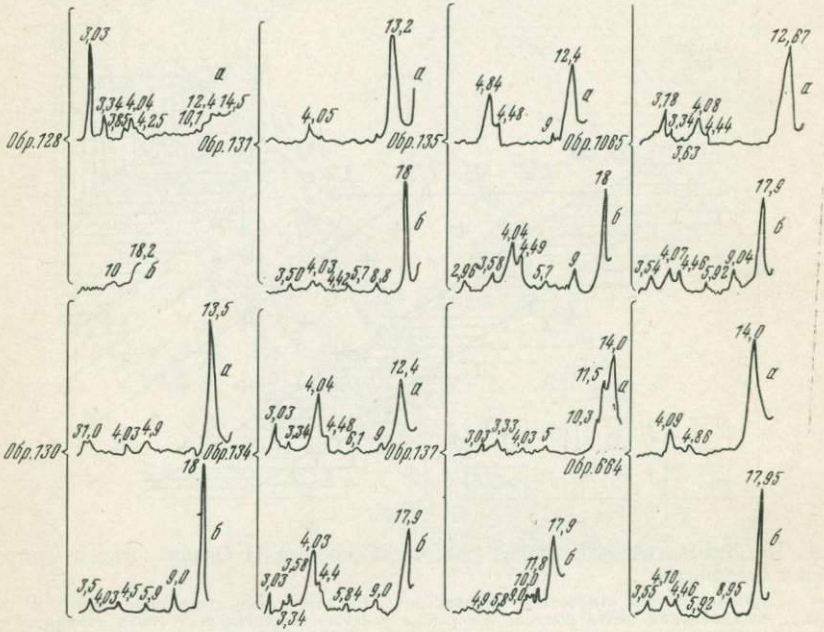


Рис. 17. Дифрактограммы бентонитов и вмещающих глин Огланлинского месторождения.

а — естественные образцы; *б* — насыщенные глицерином.
Обр. 128 и 137 из карьера — глины серые известковистые; обр. 130, 131 и 135 из карьера — белый бентонит; обр. 134 из карьера — серый бентонит; обр. 1065 из скв. 122 — светлый бентонит; обр. 664 из скв. 87 — серый бентонит

го пепла — гальмиролизом. Когда принос пепла был интенсивным, гальмиролиз являлся господствующим процессом в данном участке моря, и генерировался щелочной белый бентонит. Когда пепла приносилось меньше, то гальмиролиз не смог полностью подавить образование серых известковистых глин, и его влияние выражалось в обогащении последних монтмориллонитом вплоть до образования серого щелочноземельного бентонита. Емкость обменного комплекса, косвенно указывая на содержание монтмориллонита в породе, подтверждает это предположение: если у серых глин она около 30 мг·экв (редко повышается до 40), то у серых бентонитов — от 45 до 72, а у белых — от 61 до 77 мг·экв.

По химическому составу огланлинские бентониты высококремнеземистые, со значительным содержанием свободного кремнезема,

маложелезистые, с несколько повышенным содержанием магния, слабо и почти безызвестковистые (табл. 11). По гранулярному составу эти бентониты представляют собой тонкодисперсные и слабоалевритовые глинистые породы; содержание частиц размером менее 0,001 мм в них содержится 50% и выше, коллоидных частиц (< 0,0001 мм) 10—16% (табл. 12).

Огланлинские бентониты по технологическим свойствам (определяемым вещественным составом) — сырье многоотраслевого направления. Главные области их использования — черная металлургия (окомкование железорудных концентратов), буровая техника, литейное производство, фарфоро-фаянсовая промышленность.

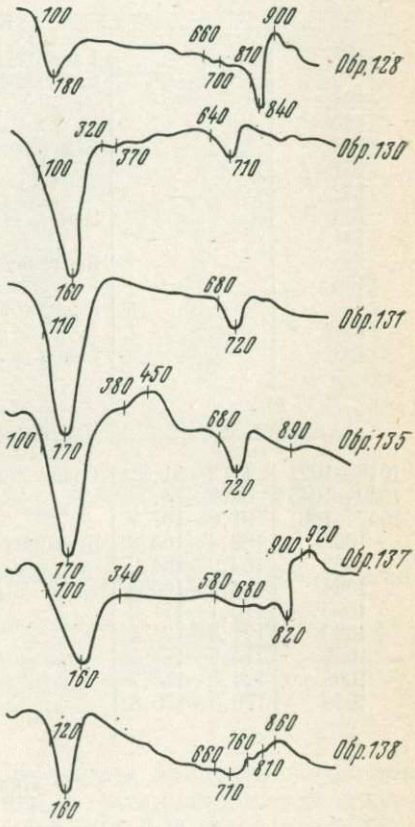


Рис. 18. Кривые ДТА огланлинских бентонитов и вмещающих их глин

Камалинское месторождение [7] формовочных глин расположено у д. М. Камала Рыбинского района Красноярского края в 180 км восточнее г. Красноярск. Месторождение открыто в 1960 г. Ю. И. Парфеновым и исследовано В. С. Васильевым. Детальная разведка месторождения по рекомендации ВНИИгеолнеруд завершена в 1973 г. Л. Г. Усенко и К. А. Заблоцким.

Камалинское месторождение находится на юго-западной окраине Сибирской платформы в пределах сочленения Рыбинской впадины со складчатыми докембрийскими сооружениями Енисейского кряжа — Ангаро-Канским горстом. По данным В. С. Васильева [1972], здесь под антропогеновыми образованиями находятся архейские, палеозойские и мезозойские отложения (рис. 19). На размытой поверхности гранитогнейсов архея залегают красноцветы кунгусской свиты позднего девона, на них с постепенными переходами чаргинская свита раннего карбона. Чаргинская свита представлена разнозернистыми песчаниками, алевролитами с маломощными прослойками туффитов и окремнелыми известняками. На чаргинских известняках согласно залегают глинистые туфы и алевролиты красногорьевской свиты, выше — туфогенные песчаники той же свиты. Мезозойские отложения лежат на более

Таблица 10

Состав обменного комплекса бентонитов и вмещающих глин участка Восточный II Огланлинского месторождения

Номер образца	Глубина взятия образца, м	Порода	Содержание обменных катионов на 100 г сухой породы, мг·экв				
			Ca^{2+}	Mg^{2+}	K^{+}	Na^{+}	Сумма
		Карьер					
127		Глина серая известковистая	12,5	6,7	0,4	8,9	28,5
128		„	11,0	5,0	0,6	8,5	25,1
129		„	10,3	4,5	0,7	11,2	26,7
130		Бентонит белый	13,2	14,5	0,7	32,5	60,9
131		„	12,8	16,7	1,1	32,7	63,3
132		„	20,4	14,7	3,1	28,3	66,5
133		Бентонит серый	17,0	11,8	1,5	23,6	53,9
134		„	17,5	14,4	1,2	18,2	51,3
135		Бентонит белый	16,8	16,4	1,3	35,1	69,6
136		Глина серая известковистая	14,1	11,5	1,2	13,8	40,6
137[а]		„	14,3	8,6	0,7	11,3	34,9
138		Глина зеленая	10,9	9,1	1,1	20,3	41,4
		Скважина 122					
1018—1021	47,2—51,2	Глина зеленая	11,0	13,8	2,4	20,7	47,9
1040—1045	68,7—74,7	„	4,7	8,0	2,2	19,8	33,7
1057—1061	91,0—107,7	„	5,1	6,6	2,0	19,0	32,7
1062	162,4—163,9	Бентонит светлый	8,2	7,7	2,4	46,2	64,5
1063	163,9—164,9	„	12,0	9,0	2,3	53,9	77,2
1064	164,9—165,4	„	11,6	8,6	2,2	52,8	75,2
1065	170,1—171,2	„	11,5	7,9	2,1	52	73,5
1066	171,2—172,5	„	10,4	6,6	2,7	51,6	71,3
1067	173,5—174,5	„	14,1	5,4	2,6	54,7	76,8
1068	174,5—175,7	„	9,5	7,9	2,5	42,8	62,7
1069	176,5—176,8	„	9,7	7,2	2,5	42,6	62,0
		Скважина 87					
657	20—21,5	Бентонит серый, зеленый	21,4	21,0	0,8	18,9	62,1
658	21,5—23,7	„	16,9	16,4	0,3	11,9	45,5
659	23,7—25	„	22,8	24,3	0,9	18,3	66,3
660	25,2—26	„	19,2	18,7	1,1	17,3	56,3
661	26—27	„	18,6	19,5	0,5	16,9	55,5
662	27—27,6	„	22,3	22,5	0,5	18,0	63,3
663	27,6—30	„	22,9	21,7	0,6	16,5	61,7
664	30—31,5	„	21,5	23,2	0,6	18,0	63,3
665	31,5—32,5	„	21,2	21,1	0,5	16,4	59,2
666	32,5—33,1	„	21,4	20,9	0,5	16,4	59,2
667	33,1—34	„	27,6	24,5	0,6	19,7	72,4

Примечание. Анализы произведены в лаборатории ВНИИгеолнеруд Ф. А. Зариповой и Л. Г. Латыповой по усовершенствованной методике Пфеффера.

ранних с размывом. В пределах месторождения больше развита нижняя часть красногорьевской свиты (мощность ее 100—115 м), хотя она тоже эродирована, а местами размыта полностью.

Красногорьевская свита начинается (снизу) песчаниками и алевролитами, мощность их 0,5—18 м. В них выделены две пачки глин каолинит-гидрослюдисто-монтмориллонитового состава, алевритовых и песчано-алевритовых — нижняя — продуктивная мощностью 25—30 м и верхняя мощностью 8—15 м. Они разделены пачкой

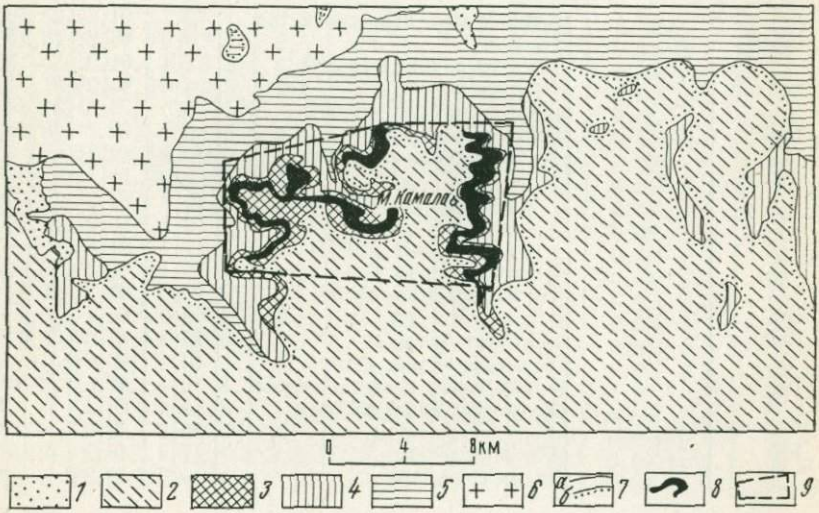


Рис. 19. Обзорная геологическая карта района Камалинского месторождения. По *Л. Г. Усенко* и *К. А. Заблоцкому*.

1 — антропогеновые отложения; *2* — среднеюрские отложения; *3* — красногорьевская свита (продуктивная); *4* — чаргинская свита нижнего карбона; *5* — верхнедевонские отложения; *6* — архейские отложения; *7* — границы стратиграфических подразделений (*а* — согласные, *б* — несогласные); *8* — продуктивный горизонт красногорьевской свиты; *9* — контур месторождения

алевролитов мощностью 30—40 м. Контакты продуктивного слоя с вмещающими породами постепенные и устанавливаются искусственно на основе анализов. В продуктивном слое отмечаются прослои песчаников и алевролитов и два пропластка восковидных кальциевых бентонитов мощностью 0,1—1,2 м каждый. Бентониты представляют собой тонкие линзовидные тела сложной конфигурации (рис. 20). При разведке вся пачка глин опробовалась и оценивалась в целом.

Бентониты и формовочные глины состоят из монтмориллонита (50—80%), гидрослюд (10—30%), каолинита (5—10%), хлорита (до 5%), кварца и плагиоклаза (10—20%). Монтмориллонит 14,2—14,6 = ангстремовый, что указывает на его щелочноземельный обменный комплекс (рис. 21).

Таблица 11

Химический состав бентонитов и вмещающих глин участка Восточный II Огланлинского месторождения

Номер образца	Глубина взятия образца, м	Порода	H_2O до 105°С	Содержание компонентов на абсолютно сухое вещество, %										
				SiO_2 (общ.)	SiO_2 (раств.)	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	CaO	MgO	MnO	K_2O	Na_2O	SO_3	П.п.п.	Сумма
		Карьер															
127		Глина серая, известковистая	3,7	54,6	23,5	0,5	4,9	3,9	0,2	16,4	2,3	0,04	0,89	0,05	0,03	15,6	99,41
128		То же	3,6	45,2	15,2	0,4	5,5	4,4	0,3	19,8	2,5	0,05	0,99	0,74	0,01	19,1	98,99
		„ фракция <0,001	11,4	61,9	—	0,6	18,2	2,1	0,1	1,2	4,5	0,01	0,29	1,49	0,35	8,5	98,24
129		„	3,0	48,9	27,7	0,4	4,1	3,7	0,2	18,9	2,4	0,08	0,89	0,60	0,62	18,3	99,09
		„ фракция <0,001	6,0	70,9	31,3	0,1	10,9	4,1	1,4	1,1	2,8	<0,01	2,02	0,30	0,03	6,6	100,26
130		Бентонит белый	9,9	70,2	28,1	0,4	11,2	2,4	0,1	1,8	3,8	0,02	2,56	1,75	0,07	5,9	100,20
		То же фракция <0,001	10,8	62,7	—	0,6	17,4	1,6	0,1	2,2	4,5	Следы	0,19	1,54	0,09	8,3	99,22
131		„	9,0	71,4	33,3	0,4	11,0	1,9	0,1	1,8	3,8	0,00	2,56	1,76	0,06	5,2	99,98
		„ фракция <0,001	10,8	62,8	—	1,1	17,1	1,9	0,1	1,5	5,1	—	0,23	1,39	0,40	7,8	99,42
132		„	9,1	70,0	32,1	0,4	10,2	1,8	0,1	1,7	6,1	0,01	2,29	1,58	0,08	6,1	100,36
		„ фракция <0,001	7,2	54,5	—	0,8	14,5	5,2	0,3	6,1	4,0	0,10	2,67	0,62	0,49	9,7	98,98
133		Бентонит серый	9,1	65,3	28,4	0,4	10,0	1,4	0,04	5,2	6,2	0,14	2,07	1,31	0,04	8,4	100,50
		То же фракция <0,001	11,3	64,6	21,3	0,3	15,5	2,0	0,05	1,4	3,8	<0,01	0,52	1,19	0,02	9,3	98,69
134		„	9,0	66,2	30,4	0,4	9,5	2,0	0,2	3,8	5,4	0,03	1,80	1,16	0,09	8,7	99,28
135		Бентонит белый	10,6	73,0	33,0	0,4	12,0	2,5	0,1	0,00	3,8	0,01	2,37	1,56	0,08	4,5	100,32
		То же фракция <0,001	10,4	63,6	—	0,4	17,1	1,8	0,1	1,3	6,2	Следы	0,19	1,50	0,09	7,5	99,78
136		Глина серая известковистая	6,4	47,6	23,9	0,5	5,4	5,6	0,1	16,8	4,8	0,10	1,75	1,19	1,29	14,3	99,43
		То же фракция <0,001	8,4	62,4	17,6	0,6	14,3	4,8	0,3	3,5	2,9	<0,01	2,22	0,44	0,03	7,8	99,30
137[а]		„	5,9	32,3	3,2	0,6	8,6	4,7	0,4	18,1	3,9	0,02	2,18	1,45	0,09	19,8	92,64
138		Глина зеленая	7,8	48,2	2,0	0,5	9,5	6,1	0,3	11,8	3,6	0,05	2,71	1,74	0,00	14,5	99,00
		То же фракция <0,001	9,3	52,6	—	0,9	13,6	4,4	1,1	5,4	6,9	0,02	2,11	0,74	0,48	11,0	99,25
		Сква															
1040—1045	68,7—74,7	Глина зеленая фракция <0,001	6,2	56,8	4,9	0,8	**жина 122**										
1057—1061	91,0—107,7	То же фракция <0,001	7,3	57,9	5,6	0,8	17,8	4,5	2,3	0,9	5,3		2,02	0,18	0,38	9,7	100,48
1063	163,9—164,9	Бентонит фракция <0,001	10,3	64,6	Не опр.	0,3	17,3	3,2	2,5	2,2	3,8		2,75	0,31	1,00	8,8	100,56
1064	164,9—165,4	То же	9,5	66,5	„	0,2	17,2	1,6	0,4	1,1	3,6		0,21	1,19	0,72	8,1	99,02
1065	170,1—171,2	„	10,2	65,9	„	0,2	17,6	1,6	0,5	0,4	5,3		0,10	1,14	0,51	6,6	100,45
1066	171,2—172,5	„	10,4	65,9	„	0,4	17,2	0,9	0,7	0,7	5,9		0,20	1,38	0,40	6,9	100,38
1067	173,5—174,5	„	15,2	67,7	„	0,2	16,3	2,1	0,1	1,1	4,8		0,27	0,85	0,95	4,7	97,47
1068	174,5—175,7	„	1,0	59,5	„	0,3	17,5	1,9	0,4	1,0	4,3		0,15	1,13	0,38	7,8	102,41
1069	176,5—176,8	„	1	55,5	„	0,4	16,4	1,8	0,0	0,6	3,6	<0,01	0,14	0,91	<0,01	16,3	99,57
							14,7	1,9	0,5	2,3	3,1	<0,01	0,87	0,96	0,15	19,2	99,59
		Сква					**жина 87**										
657	20—21,5	Бентонит серый	8,6	65,7	„	0,2	12,0	1,5	0,2	5,6	3,5	0,01	0,37	0,92	0,54	8,6	99,14
		То же фракция <0,001	1,1	60,0	„	0,3	15,2	2,0	0,0	1,3	3,0	<0,01	0,39	0,14	<0,01	17,2	99,55
658	21,5—23,7	„ „	8,7	67,9	„	0,2	9,9	1,2	0,5	7,0	2,6	Нет	0,50	0,74	0,62	7,7	98,86
		„ фракция <0,001	1,0	62,8	„	0,3	14,1	1,9	0,0	1,3	2,8	<0,01	0,82	0,16	<0,01	15,5	99,70
659	23,7—25	„ „	9,0	68,7	„	0,2	12,0	1,1	0,3	3,8	3,5	0,01	0,29	0,86	1,54	7,0	99,30
		„ фракция <0,001	1,2	59,6	„	0,3	15,5	1,5	0,0	1,4	3,2	<0,01	0,16	0,10	0,06	17,8	99,63
660	25,2—26	„ „	7,6	65,4	„	0,02	11,2	1,8	0,1	7,4	3,3	0,03	0,48	0,70	Нет	9,7	100,13
		„ фракция <0,001	1,1	61,5	„	0,3	14,5	1,8	0,0	1,4	3,2	<0,01	0,35	0,23	<0,01	16,3	99,60
661	26—27	„ „	8,1	61,6	„	0,6	9,6	1,4	0,4	9,4	2,4	0,07	0,36	0,98	0,00	12,6	99,41
		„ фракция <0,001	1,1	60,8	„	0,3	15,2	1,7	0,0	1,5	3,1	<0,01	0,47	0,27	<0,01	16,8	100,16
662	27—27,6	„ „	9,6	71,4	„	0,7	10,7	1,8	0,2	3,3	3,4	0,02	0,38	0,89	0,00	6,72	99,51

Номер образца	Глубина взятия образца, м	Порода	H_2O до 105°С	Содержание		
				SiO_2 (общ.)	SiO_2 (раств.)	TiO_2
		То же фракция <0,001	1,2	59,4	Не опр.	0,3
663	27,6—30	„	9,2	71,6	„	0,4
		„ фракция <0,001	1,2	59,9	„	0,3
664	30—31,5	„	9,7	74,0	„	0,6
665	31,5—32,5	„	9,2	71,4	„	0,6
„	„	„ фракция <0,001	1,1	61,7	„	0,3
666	32,5—33,1	Бентонит серый	8,0	64,5	„	0,7
„	„	То же фракция <0,001	1,1	62,3	„	0,3
667	33,1—34,0		11,0	70,2	„	0,7
„	„	„ фракция <0,001	1,2	60,7	„	0,3

Примечание. Анализы произведены в лаборатории ВНИИгеолнеруд О. А. Медведевой.

Обменный комплекс формовочных глин и бентонитов состоит в основном из щелочноземельных катионов (табл. 13).

Состав обменного комплекса бентонитов и бентонитоподобных формовочных глин однотипный: превалирует кальций, в заметных количествах присутствует магний, очень мало натрия и калия. Емкость обменного комплекса бентонитов примерно в два раза больше чем у формовочных глин.

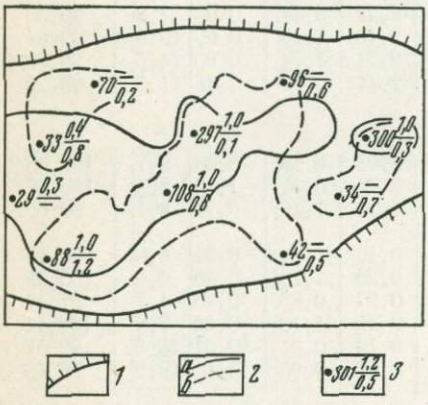


Рис. 20. Схема распространения восковидных бентонитов на Камалинском месторождении. По *Л. Г. Усенко* и *К. А. Заблоцкому*.

1 — нулевой контур формовочных глин; *2* — границы распространения восковидных бентонитов (*а* — верхнего пласта, *б* — нижнего); *3* — номер скважины и мощности верхнего (числитель) и нижнего (знаменатель)пластов (в м)

Бентониты и формовочные глины различаются по химическому составу (табл. 14). В первых заметно повышенное содержание глинозема и окиси магния, а также гидроскопической воды, во вторых — повышено содержание окиси калия. Континентальные вулканогенно-осадочные бентониты отличаются от морских повышенным содержанием окиси и закиси железа, окиси калия и пониженным содержанием свободного кремнезема.

По гранулометрическому составу все глины Камалинского месторождения мало отличаются друг от друга, лишь в бентонитах несколько больше содержится частиц размером менее 0,001 мм. По сравнению с морскими вулканогенно-осадочными в континентальных бентонитах содержится

компонентов на абсолютно сухое вещество, %

Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	CaO	MgO	MnO	K_2O	Na_2O	SO_3	П.п.п.	Сумма
15,1	1,5	0,0	0,8	3,3	<0,01	0,06	0,22	0,12	18,7	99,51
10,1	0,9	0,5	2,7	3,7	0,03	2,73	0,67	0,22	6,4	99,95
14,9	1,4	0,0	0,7	3,3	<0,01	0,05	0,29	0,05	18,8	99,70
10,9	0,6	0,5	1,7	3,8	0,01	0,39	1,17	0,10	5,27	99,04
10,2	0,7	0,6	3,4	3,6		0,24	0,83	0,36	7,2	99,13
14,0	1,3	0,0	1,0	3,1	<0,01	0,14	0,47	<0,01	17,6	99,63
9,2	0,6	0,5	7,6	3,4	0,13	0,36	1,14	0,49	11,3	99,92
13,8	1,4	0,0	1,0	3,2	<0,01	0,11	0,59	0,19	17,2	100,10
13,2	1,9	0,4	1,6	4,0	сл.	0,20	1,32	0,08	5,6	99,20
15,1	2,4	0,0	0,5	3,3	<0,01	0,00	0,15	<0,01	17,3	99,77

С. Ф. Кочетовой, Т. И. Будкиной и др.

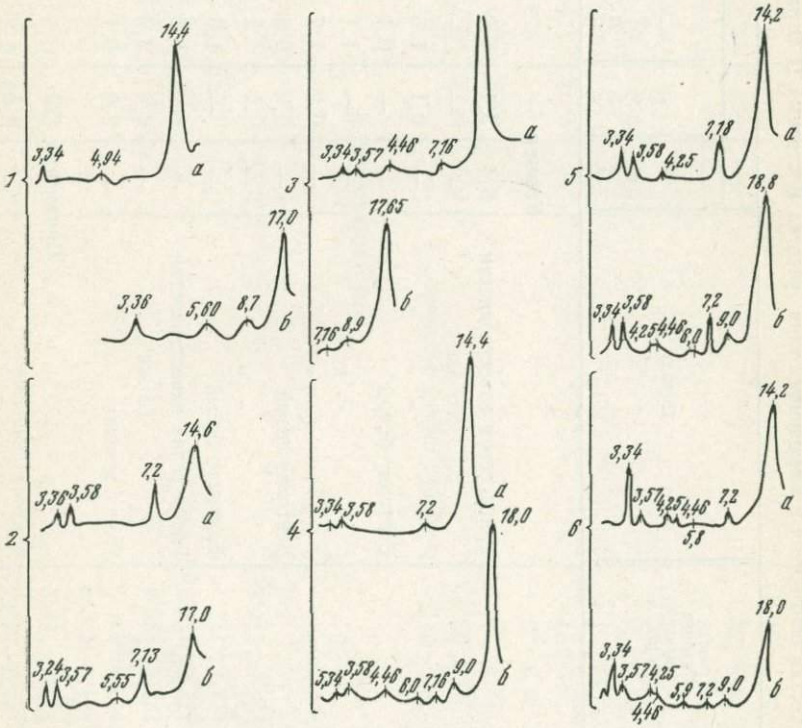


Рис. 21. Дифрактограммы бентонитов и формовочных глин Камалинского месторождения.

1 — проба бентонита из шурфа 84; *2* — проба глины из шурфа 83; *3* — проба 1 из шурфа 98 — бентонит; *4* — проба 4 из шурфа 143 — бентонит; *5* — проба 7а из шурфа 143 — глина; *6* — проба 10 из шурфа 143 — глина.
а — естественные образцы; *б* — насыщенные этиленгликолем

Таблица 12

Гранулярный состав бентонитов и вмещающих глин участка Восточный II Огланлинского месторождения (в %)

Номер образца	Глубина взятия образца, м	Порода	Размер фракций, мм									
			>0,5	0,5—0,25	0,25—0,1	0,1—0,05	0,05—0,01	0,01—0,005	0,005—0,001	0,001—0,0001	0,0001	<0,001
Карьер												
127		Глина серая известковистая	6,4	5,1	6,0	0,2	5,4	13,6	32,4	—	—	30,9
128		То же	—	—	—	35,3	30,6	8,4	5,6	14,0	6,1	20,1
129		„ „	—	0,1	1,3	3,7	20,2	0,7	17,7	—	—	56,3
130		Бентонит белый	—	—	0,1	2,5	11,7	0,7	23,2	45,6	16,2	61,8
131		„ „	—	—	1,1	3,6	7,7	5,1	26,5	42,2	13,8	56,0
132		„ „	—	0,2	1,7	2,1	10,2	8,6	22,9	43,3	11,0	54,3
133		Бентонит серый	—	0,2	0,8	3,6	3,9	8,5	26,8	—	—	56,2
134		„ „	—	—	—	4,3	17,7	6,8	23,8	—	—	47,4
135		Бентонит белый	—	—	1,0	0,4	11,2	61,7	0,9	17,4	7,4	24,8
136		Глина серая известковистая	—	—	1,2	6,2	16,7	9,8	25,0	—	—	41,1
137		То же	—	0,4	2,7	0,7	10,4	11,7	29,1	30,6	14,4	45,0
138		Глина зеленая	—	0,9	0,1	1,0	10,1	10,5	42,9	26,2	8,3	34,5
Скважина 122												
1022—1025	47,2—51,2	„ „	—	0,03	0,2	—	8,3	7,3	33,7	42,2	8,3	59,5
1040—1045	68,7—74,7	„ „	—	—	0,1	—	9,9	6,7	27,6	47,3	8,4	55,7

1057—1061	91,0—107,7		—	—	0,6	—	11,6	9,3	37,1	35,0	6,4	41,4
1062	162,4—163,9	Бентонит светлый	—	0,1	1,5	15,9	7,9	11,9	18,8	35,7	8,2	43,9
1063	163,9—164,9	„	—	—	0,5	—	11,9	7,3	22,6	32,7	25,0	57,7
1064	164,9—165,4	„	—	—	0,2	—	30,3	10,4	16,4	34,1	8,6	42,7
1065	170,1—171,2	„	—	0,1	1,2	2,6	8,4	8,9	21,9	36,9	20,0	56,9
1066	171,2—172,5	„	—	—	1,2	—	23,1	6,1	20,6	29,2	19,8	49,0
1067	173,5—174,5	„	—	0,05	1,4	—	15,5	8,5	20,8	15,4	38,4	53,7
1068	174,5—175,7	„	—	0,03	1,0	—	15,9	6,9	11,4	30,0	34,8	64,8
1069	176,5—176,8	„	0,25	0,7	3,7	—	20,7	6,3	20,6	21,8	26,0	47,8

Скважина 87

657	20,0—21,5	Бентонит серый, зеленый	—	—	0,01	3,4	1,3	2,2	31,9	47,3	13,9	61,2
658	21,5—23,7	„	0,01	0,1	0,7	6,6	6,9	3,6	32,6	40,0	9,5	49,5
659	23,7—25	„	—	0,06	0,7	1,6	4,2	8,6	30,2	42,0	12,6	54,6
660	25,2—26	„	—	—	0,2	0,7	5,2	8,1	27,4	44,5	13,9	58,4
661	26—27	„	—	0,01	1,4	7,4	0,3	12,2	25,0	—	—	53,7
662	27—27,6	„	—	—	0,5	2,8	2,9	7,1	20,2	34,9	31,6	66,5
663	27,6—30	„	0,01	0,3	0,7	0,01	6,0	7,3	23,2	34,9	27,6	62,5
664	30—31,5	„	—	0,01	0,3	3,3	0,4	4,8	27,7	52,7	10,8	63,5
665	31,5—32,5	„	—	—	0,03	0,4	3,8	9,9	24,2	51,7	10,0	61,7
666	31,5—33,1	„	—	0,1	3,7	1,1	13,2	7,7	20,0	43,3	10,9	54,2
667	33,1—34,0	„	—	—	0,4	0,2	2,7	1,4	18,2	61,5	15,6	77,1

Примечание. Анализы произведены в лаборатории ВНИИгеолнеруд под руководством О. Г. Иглиной.

Таблица 13

Состав обменного комплекса бентонитов и формовочных глин Камалинского месторождения

Место взятия образца	Порода	Содержание обменных катионов, мг·экв на 100 г породы				
		Ca^{2+}	Mg^{2+}	K^{+}	Na^{+}	Сумма
Шурф 84, проба 1	Бентонит	57,7	23,1	3,6	4,8	89,2
Шурф 98, глубина 11,6—12,1	„	72,5	25,5	0,2	0,7	98,9
Шурф 143, проба 4, глубина 12,3—13	„	67,3	18,1	0,0	0,0	85,4
Шурф 143, проба 7а, глубина 15—16 м	Глина песчаная	34,7	8,5	0,2	0,0	43,4
Шурф 143, проба 10, глубина 19—21 м	„	48,3	11,0	0,2	0,0	59,5
Скв. 300, обр. 3, глубина 12 м	„	35,1	8,7	0,5	1,1	45,4
Скв. 300, обр. 3а, глубина 23 м	„	31,0	11,0	0,5	0,7	43,2
Скв. 300, обр. 4, глубина 14 м	„	31,8	5,6	0,4	0,4	38,2
Скв. 300, обр. 6, глубина 17,2 м	„	36,6	8,1	0,4	0,8	45,9
Скв. 300, обр. 7, глубина 21 м	„	27,4	3,7	0,6	0,4	32,1
Скв. 300, обр. 8, глубина 23 м	„	25,3	9,7	0,4	0,6	36,0
Скв. 300, обр. 9, глубина 23,5 м	Бентонит	74,2	20,1	0,5	0,4	95,2

Примечание. Анализы произведены в лаборатории ВНИИгеолнеруд по усовершенствованной методике Пфеффера.

Химический состав бентонитов и бентонитоподобных формовочных глин

Место взятия образца	Номер пробы или образца	Глубина взятия образца, м	Порода	H_2O, до 105°С	Содержание			
					SiO_2 (общ.)	SiO_2 (раствор)	TiO_2	Al_2O_3
Шурф 83			Глина	4,6	56,3	—	0,04	8,2
„ 84			Бентонит	16	64,1	—	0,01	14,9
„ 98	1	11,6—12,1	„	11,66	66,2	0,11	0,53	16,9
„ 143	4	12,3—13	„	10,34	65,45	1,08	0,17	14,76
„ 143	7а	15—16	Глина	6,36	69,58	1,68	0,33	12,55
„ 143	10	19—21	„	6,82	69,20	2,88	0,28	13,57
Скважина 300	3	12	„	7,67	74,80	0,46	0,49	12,79
„ 143	3а	13	„	8,7	70,20	3,14	0,65	14,12
„ 143	4	14	„	7,08	72,37	0,52	0,69	13,35
„ 143	6	17	„	8,09	67,21	0,43	0,63	13,59
„ 143	7	21	„	5,62	62,03	0,57	0,70	11,37
„ 143	8	23	„	5,72	73,97	0,72	0,55	12,72
„ 143	9	23,5	Бентонит	14,18	60,85	0,76	0,58	18,08
„ 143	10	25	Алеврит	5,09	66,89	0,74	0,59	14,82

Примечание. Анализы произведены в лаборатории ВНИИгеолнеруд О. А. Медведе-

мало мелкопелитовых частиц за счет увеличения содержания песчано-алевритовых зерен.

Камалинские бентониты имеют ограниченное применение. Они могут использоваться главным образом в литейном производстве как формовочный материал, а после обработки натрийсодержащими реагентами — в буровой технике для приготовления глинистых растворов. В отличие от бентонитов осадочных и элювиальных месторождений, камалинские бентониты легко облагораживаются, при рекомендованной обработке дают буровые растворы первого сорта.

Вулканогенно-осадочная природа камалинских бентонитов подтверждается также их термическим поведением. Потеря кристаллизационной воды у них происходит при температуре 590° С, что значительно выше, чем у терригенно- и коллоидно-осадочных и элювиальных бентонитов, хотя и несколько ниже, чем у морских вулканогенно-осадочных бентонитов.

Источником вулканического пепла являлись, по-видимому, вулканы Монголии (Тектоническая карта Евразии, 1966 г.), функционировавшие в раннем карбоне, на что указывает обилие пирокластического материала в нижнекаменноугольных отложениях Рыбинской впадины и прилегающих территорий [Атлас литолого-палеогеографических карт СССР, т. II, 1969 г.]. Пепел накапливался в небольших озерных водоемах и явился материнским веществом месторождений бентонитов, форма и размеры которых были обусловлены формой и размерами этих водоемов. Адсорбированные на ча-

Таблица 14

Камалинского месторождения

компонентов на абсолютно сухое вещество, %

Fe_2O_3	FeO	CaO	MgO	K_2O	Na_2O	MnO	SO_3 общ.	П.п.п.	CO_2	Сумма
1,77	0,33	12,6	1,84	1,54	0,04	—	0,14	17,9	—	100,70
3,28	0,20	5,48	4,44	0,62	0,23	—	0,14	7,12	—	100,52
1,99	0,04	2,03	3,60	0,63	0,11	0,08	0,01	8,09	0,75	100,21
3,43	0,31	1,50	5,12	0,46	0,00	—	0,31	7,25	0,00	98,76
5,29	0,30	1,27	2,87	1,80	0,00	—	0,61	5,47	0,00	100,07
3,67	0,89	1,45	3,11	1,67	0,00	—	0,71	5,18	0,00	99,73
2,18	0,04	1,06	2,44	1,67	0,04	Следы	0,01	4,90	0,00	100,42
3,19	0,24	1,25	2,96	1,74	0,16	„	0,01	5,90	0,17	100,42
3,21	0,07	0,87	2,19	1,72	0,17	0,26	0,00	5,33	0,00	100,23
6,49	0,03	1,34	2,52	1,54	0,17	0,27	0,02	6,49	0,58	100,30
5,60	0,25	6,75	1,81	1,43	0,11	0,10	0,01	10,00	5,37	100,16
3,21	0,06	0,97	1,80	1,58	0,10	Следы	0,01	5,26	0,70	100,23
4,18	0,21	2,17	4,62	0,24	0,09	„	0,01	9,13	0,80	100,16
5,07	0,14	1,78	1,72	2,79	0,10	0,00	0,01	6,23	0,90	100,14

вой, С. Ф. Кочетовой, Т. И. Будкиной.

стичках пепла вещества изменяли гидрохимию озер (на что указывает повышенное содержание окиси магния в бентонитах), и создавали благоприятную среду для превращения вулканического стекла в монтмориллонит. Аналогичные условия создавались и в водоемах соседней Минусинской впадины (месторождение Десятый Хутор). Небольшие размеры озер не способствовали дифференциации материала по гранулярному и минеральному составу, что невыгодно отличает континентальные вулканогенно-осадочные бентониты от их морских аналогов.

Рассмотрение вулканогенно-осадочного генетического типа на примере Огланлинского (морской подтип) и Камалинского (континентальный подтип) месторождений бентонитов позволило прийти к следующим выводам.

1. Материнским веществом бентонитов этого типа являются вулканические пеплы и туфы. Их источники — вулканы — могли располагаться на значительном расстоянии от мест локализации вулканических продуктов (до 600 км).

2. Разница в условиях аккумуляции и изменения материнского вещества порождала разницу в размере и морфологии бентонитовых залежей и, главное, в качестве бентонитов.

3. Морские вулканогенно-осадочные месторождения содержат, как правило, щелочные бентониты, среди них могут быть светложгущиеся маложелезистые разности. Бентониты высококачественные, тонкодисперсные, отсортированные по минеральному составу; монтмориллонит хорошо окристаллизованный, имеет высокую температуру потери кристаллизационной воды. Месторождения характеризуются большой протяженностью, но мощность их обычно невелика и закономерно уменьшается по мере удаления от источника материнского вещества. Бентониты этого подтипа широко применяются во многих отраслях промышленности.

4. Континентальные вулканогенно-осадочные месторождения содержат только щелочноземельные бентониты. Последние менее отсортированы по минеральному составу (встречаются примеси, характерные для континентальной обстановки), монтмориллонит хорошо окристаллизован, имеет высокую температуру потери кристаллизационной воды (но несколько меньшую, чем у морского подтипа). Месторождения небольшие, чистые бентониты быстро переходят в алевритовые полиминеральные глины. Бентониты имеют ограниченное применение.

ГЛАВА ШЕСТАЯ

ЭЛЮВИАЛЬНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ БЕНТОНИТОВ

В Советском Союзе нет ни одного промышленного месторождения бентонитов в корах выветривания. Однако опыт эксплуатации элювиальных бентонитов за рубежом, а также результаты прогнозных и геолого-поисковых работ на бентониты, усилившихся в последние годы в нашей стране, позволяют положительно оценить бентонитоносность широко развитых элювиальных глинистых образований.

В отечественной и зарубежной литературе ведущая роль в образовании глинистых минералов отводится химическому и биохимическому выветриванию пород, сопровождающемуся гипергенным глинообразованием. Основываясь на исследованиях Б. Б. Полынова, И. И. Гинзбурга [1957, 1963, 1966] и их последователей, авторы придерживаются того же «узкого» понимания «гипергенеза» и «коры выветривания», которое было высказано первоначально В. И. Вернадским, а затем и А. Е. Ферсманом. Многообразие элювиальных продуктов, образованных на континенте процессами разложения, выщелачивания и инфильтрации [Гинзбург И. И., 1963], отображает последовательные этапы их формирования и обусловлено стадийностью выветривания. Установление зональности и стадийности минералообразования является одним из важнейших результатов изучения кор выветривания.

Минералогические типы структурного или бесструктурного глинистого элювия, их размеры и взаимопереходы зависят главным образом от состава выветривающихся пород, а также климатических условий и характера водообмена, что отражается на формировании разного рода минеральных месторождений (каолинитовых, гидрослюдистых, монтмориллонитовых глин, руд черных и цветных металлов и т. д.). Каждой складчатой области или платформе в различные историко-геологические периоды присущ определенный (в некоторой степени самостоятельный) набор исходных материнских пород, на которых во времена континентальных перерывов могло происходить бентонитообразование.

Выветриванию подвергались интрузивные, эффузивные, вулканогенно-осадочные и осадочные породы (в том числе бентониты и бентонитоподобные глины различного генезиса) с образованием бентонитов того или иного качества (или с их преобразованием). Поэтому в основу генетической классификации элювиальных бентонитов положены два основных критерия, а именно — состав исходных пород и условия накопления, перемещения, фациальные изменения, отраженные в морфологии залежей и парагенетических ассоциациях, т. е. те преобладающие процессы, которые привели к окончательному формированию бентонитов.

Правильное понимание условий образования элювиальных бентонитов, их сохранности и закономерностей размещения крайне не-

обходимо для постановки прогнозно-поисковых работ там, где широко развиты коры выветривания (Украина, Урал, Казахстан, Сибирь и Дальний Восток).

Изучение геологии бентонитовых месторождений и проявлений из различных районов Советского Союза и сопоставление их химико-минералогических и качественных особенностей в зависимости от исходных пород позволили подразделить элювиальные бентониты на три подтипа (см. табл. 1). краткая характеристика которых дана на примере Сахаринского, Усть-Маньинского, Верхне-Убаганского и Разгонского месторождений.

БЕНТОНИТЫ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ ИНТРУЗИВНЫХ ПОРОД

Монтмориллонитовые (нонтронитовые) глины коры выветривания изучались на Украинском кристаллическом щите (Побужье и Приднепровье) и на Южном Урале в районе Куликовско-Кацбахской группы ультрабазитовых массивов. Наиболее детально они рассматривались на Сахаринском габбро-пироксенит-дунитовом массиве, где было опоисковано Сахаринское месторождение нонтронитовых глин.

Сахаринское месторождение [106] располагается в Агаповском районе Челябинской области в 50 км на юго-восток от г. Магнитогорска, в 12 км к югу от ж.-д. ст. Субутак.

В тектоническом отношении массивы гипербазитов располагаются в восточной подзоне Магнитогорского мегасинклинория, а их крайняя восточная ветвь относится уже к Мурзинско-Суундукскому мегасинклинорию Восточно-Уральского поднятия. Геоморфологически все они принадлежат к Зауральскому пенеплену.

В геологическом строении Сахаринского месторождения принимают участие ультраосновные, основные и щелочные породы с преобладанием пироксенитового габбро. Ультраосновные породы (дуниты, перидотиты и пироксениты) развиты в основном в восточной половине центральной части массива, они в различной степени серпентинизированы, а нередко нацело перекристаллизованы в лизардит-антигоритовые горизонты. С периферии данные породы оконтурены кольцом верлитов и оливиновых серпентинитов, переходящих на контакте с габбро в пироксениты. В приконтактовой части габбро и ультрабазитов развит полосчатый комплекс габбро-пироксенитов. Жильный комплекс представлен габбро, диоритами, сиенитами, гранит-порфирами, аплитами, кварцевыми жилами (рис. 22).

Мезозойские образования на массиве представлены площадными и линейно-площадными корами выветривания на всех палеозойских породах, кайнозойские осадки — пестроцветными глинами миоценового и плиоценового возраста континентального генезиса, а с поверхности все породы покрыты чехлом (0,1—0,5 м) четвертичных суглинков.

По данным К. Г. Бородиной и др. [1974] и материалам Ф. А. Сысоева и Г. Н. Бобылева, изучавших никеленосные коры на дунитах и серпентинитах, в разрезах выделяются профили: полный керолит-

нонтронит-охристый, сокращенные керолит-охристый и керолит-кремнисто-охристый, неполный керолитовый и дезинтегрированный. Наиболее широко развит керолит-нонтронит-охристый профиль выветривания, характеристика которого дана по скв. 1218 (табл. 15), где приведены также усредненные количественные показатели его по аподунитовым серпентинитам от зоны дезинтегрированных пород до зоны охр.

Зона охр, мощностью от 5 до 50 м, сложена алевритами и глинами, состоящими из гётит-гидрогётита с примесью обохренного нонтронита, кварца, магнетита.

Зона нонтронитов, мощностью от 1 до 50 м, визуально подразделяется на три подзоны: обохренных нонтронитов, собственно нонтронитов и нонтронитизированных серпентинитов. Концентрация нонтронитов начинается в верхней части горизонта нонтронитизированных серпентинитов, достигая максимума в нонтронитовом горизонте, и сокращается в низах зоны обохренных нонтронитов. В зоне гидролиза глины представлены алевритовыми разностями. Сложены они в основном нонтронитом и монтмориллонитом с примесью хлорита (гидрохлорита), каолинита и комплексом тяжелых аутигенных и терригенных минералов, а также кварцем.

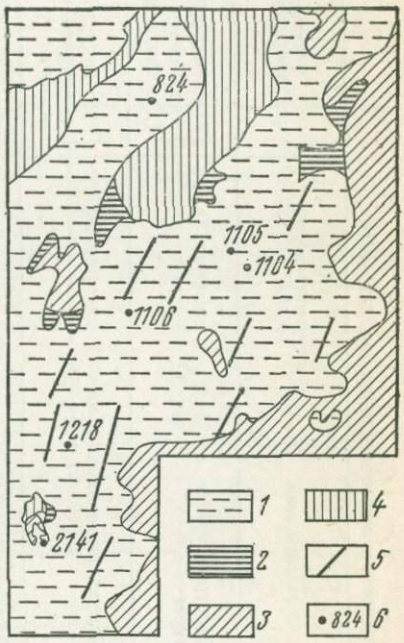


Рис. 22. Схематическая карта коры выветривания Сахаринского месторождения. По *Г. Н. Бобылеву.*

1 — охры; *2* — нонтроиты; *3* — серпентиниты; *4* — пироксениты; *5* — дайки габброидов; *6* — скважины, пробуренные на нонтроиты для окомкования железорудных концентратов

Нонтронит присутствует в виде агрегатов брусковатой, пластинчатой и неправильной натечной формы восковидного облика. Цвет его зеленый с различными оттенками до буроватого в обохренных разностях, обладает слабым плеохроизмом, показатель преломления 1,552—1,558. Химический состав нонтронитов следующий (в вес. %): SiO_2 50,08; Al_2O_3 5,80; Fe_2O_3 17,47; FeO 0,23; CaO 0,17; MgO 4,81; MnO 0,03; NiO 1,21; CoO 0,023; п. п. п. 14,94. Величина обменной емкости у них 57—68 мг·экв при соотношении $Mg > Ca > Na > K$.

Дифрактометрическая кривая нонтронитов типично монтмориллонитовая, хотя отражение от плоскости (001) дает картину, далекую от теоретической. Межплоскостное расстояние по (060) равно

Таблица 15

Профиль коры выветривания серпентинитов Сахаринского месторождения по скв. 1218

Зона		Горизонты зоны	Гранулометрический состав, %	Содержание основных породообразующих минералов, %
по химическому процессу	по минеральному составу			
Зона окисления и конечного гидролиза	Зона охр (гётит-гидрогётитовая)	Бесструктурные охры	Песок 2, алеврит 31, пелит 67	Гётит-гидрогётит 72, магнетит 5, кремнезем 7, метагаллуазит 11, гидрохлорит 5
		Структурные охры	Песок 3, алеврит 44, пелит 53	Гётит-гидрогётит 80, магнетит 11, кремнезем 1, марганец 2, нонтронит 5, каолинит-тальк 1
Зона гидролиза конечного выщелачивания и начального окисления	Зона нонтронита (нонтронит-монтмориллонитовая с гидрохлоритом)	Обохренные нонтроиты	Песок 12, алеврит 40, пелит 48	Нонтронит-монтмориллонит 41, гидрохлорит 8, кремнезем 26, магнетит 25
		Нонтроиты	Песок 10, алеврит 36, пелит 54	Нонтронит-монтмориллонит 74, гидрохлорит 2, каолинит 1, кремнезем 11, серпентин 8, магнетит 3, марганец 3
		Нонтронитизированные серпентиниты	Песок 22, алеврит 31, пелит 41	Монтмориллонит-нонтронит 36, гидрохлорит 12, керолит 6, серпентин 22, магнетит 17, кремнезем 7, марганец 1
Зона выщелачивания и конечного гидролиза	Зона выщелоченных серпентинитов (серпентин-керолит-нонтронитовая)	Рыхлые выщелоченные серпентиниты	Песок 37, алеврит 35, пелит 28	Серпентин-нонтронитизированный и керолитизированный 39, магнетит 1, марганец 1, кремнезем 1, нонтронит-монтмориллонит 30, каолинит 2, керолит 12, хлорит 1, гидрохлорит 6
		Плотные выщелоченные серпентиниты		
Зона дезинтеграции и начальной гидратации	Слабо выщелоченные свежие серпентиниты	—	—	Серпентин 60, оливин 35, магнетит, карбонаты, гидрохлорит, керолит 5

Продолжение табл. 15

Сумма обменных катионов	Содержание компонентов на абсолютно сухое вещество, %														
	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	Cr_2O_3	FeO	CaO	MgO	NiO	K_2O	Na_2O	MnO	SO_3	П.п.п.	Сумма
19,7 (Ca>Mg>Na>K)	8,90	0,30	4,98	65,59	1,34	0,50	0,60	1,30	1,85	Следы	Следы	1,60	0,03	10,20	97,19
24,4 (Mg>Ca>Na>K)	9,54	0,30	1,45	67,90	3,69	0,21	0,37	1,57	1,15	"	"	0,97	0,02	9,50	96,67
60,7—76,3 (Mg>Ca>Na>K)	35,28	0,20	4,80	31,79	2,04	0,36	0,37	5,81	2,39	"	0,42	0,88	0,05	10,32	94,71
76,3—85,3 (Mg>Ca>Na>K)	30,60	0,15	6,08	26,70	2,23	Следы	0,46	6,06	1,89	0,1	Следы	0,79	0,02	12,68	87,76
50,3 (Mg>Ca>Na>K)	39,24	0,36	7,20	26,09	1,95	—	0,70	6,87	1,59	0,03	"	0,49	0,04	11,0	95,56
35,4 (Mg>Ca>Na>K)	44,78 46,18	0,14 —	3,19 1,91	15,93 11,21	1,10 1,00	— —	0,57 0,56	18,80 27,45	2,05 0,64	— —	— —	0,53 0,40	0,02 0,06	9,98 10,12	97,09 99,53
—	44,48	—	1,70	8,01	—	0,43	0,56	32,65	0,43	—	—	0,48	0,06	9,48	98,28

1,502 и отвечает параметру b_0 9,132, что характерно для нонтронита. На дифференциальной кривой нагревания фиксируется только одна эндотермическая остановка при 470° С и почти не проявляется экзотермический пик (рис. 23). На электронномикроскопических снимках (рис. 24) видны четкие контуры вытянутых частиц с частым присутствием хлопьевидных форм, напоминающих агрегаты монтмориллонита. В ассоциации монтмориллонит — нонтронит

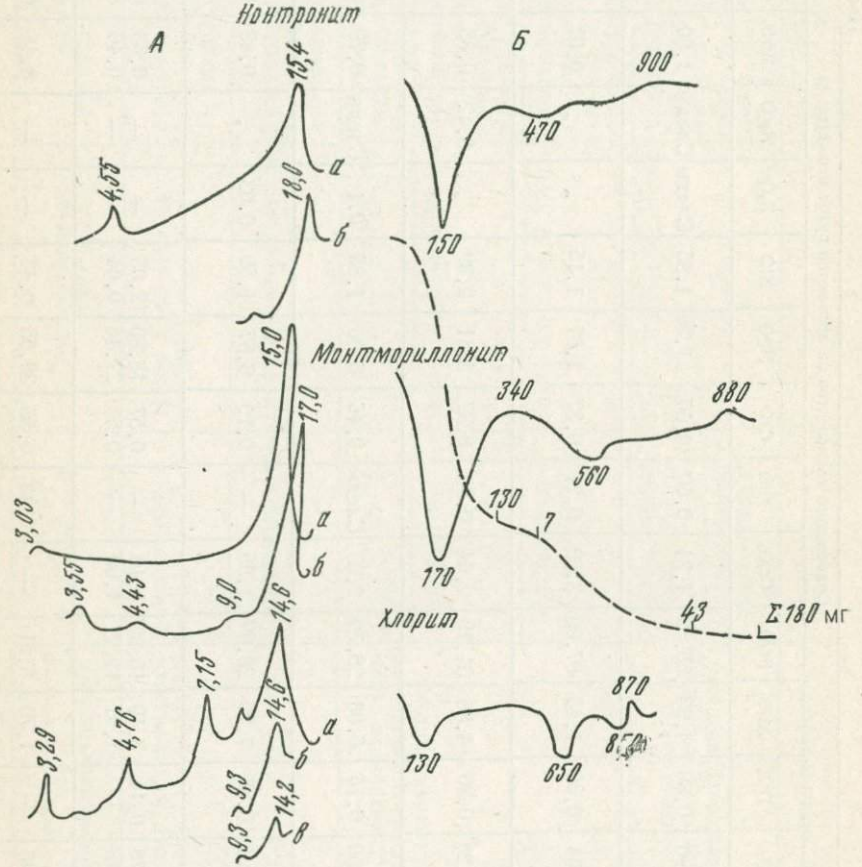


Рис. 23. Дифрактограммы (*А*) и кривые нагревания (*Б*) глин Сахаринского месторождения силикатного никеля.

а — естественные образцы, б — насыщенные глицерином, в — прокаленные при 600 °С. Штриховая линия — кривая потери веса

встречаются частицы керолита (смешаннослойный минерал с различным содержанием серпентинового и талькоподобного компонентов) в виде длинных тончайших нитей и пучков нитей (α-керолит), а также мельчайших чешуек агрегатов с нечеткими очертаниями (β-керолит).

Монтмориллонит образует натечные и пластинчатые агрегаты белого, голубоватого, иногда салатного цвета с желтоватым и буро-

ватым оттенками. В отличие от нонтронитов показатель преломления у них изменяется от 1,552 до 1,560. Химический состав монтмориллонита следующий (в %): SiO_2 46,73; Al_2O_3 15,24; Fe_2O_3 16,34; FeO 0,18; MgO 6,87; K_2O 0,11; Na_2O 0,72. Сумма обменных катионов 80 мг·экв при соотношении Mg > Ca > Na > K, у обохренных

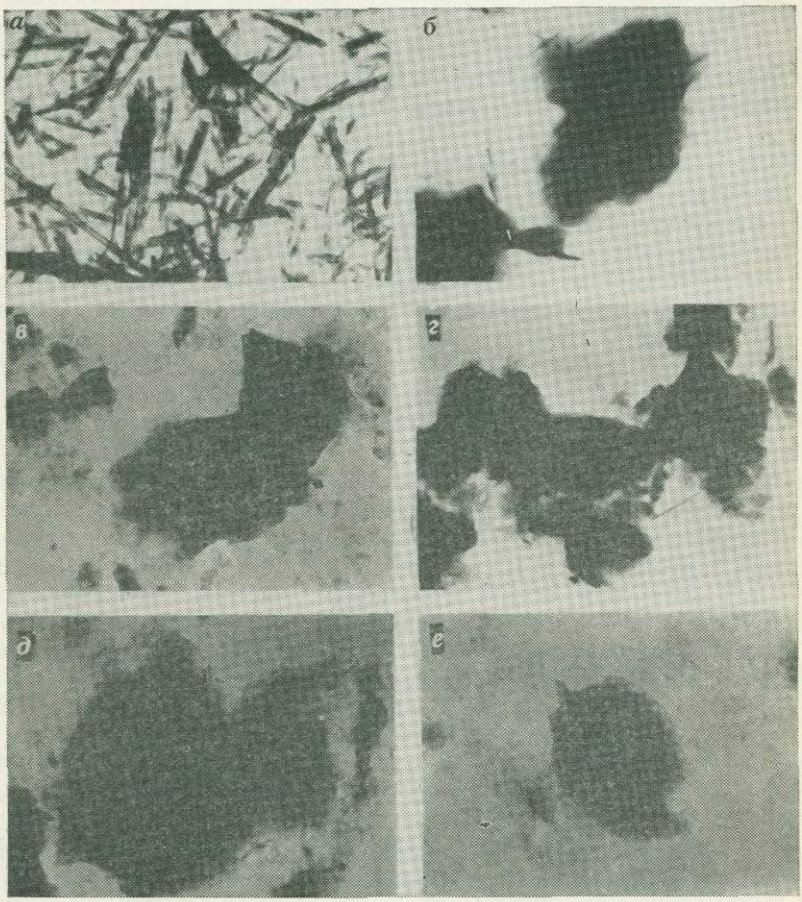


Рис. 24. Электронномикроскопические снимки нонтронита и монтмориллонита Сахаринского месторождения.
Увеличение: *а* и *б* — 18600; *в* — 10000; *г* — 26000; *д* — 15000; *е* — 26000

разностей иногда Ca > Mg > Na > K. Дифрактометрические кривые и кривые нагревания фиксируют только один монтмориллонит. Хлорит-гидрохлорит присутствует в основном в нижней части зоны гидролиза в виде пластинчатых образований желтовато-белого, зеленого и желтовато-зеленого цвета. Показатель преломления его 1,576—1,582.

По минеральному составу зона гидролиза нонтронитового профиля выветривания всегда ассоциирует с монтмориллонитом, гидрохлоритом, серпентином, керолитом, иногда галлуазитом. Такие глины обладают высокой связующей способностью, отвечают требованиям, предъявляемым к формовочным бентонитам, и дают положительные результаты в окомковании железорудных концентратов.

БЕНТОНИТЫ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ ЭФФУЗИВНЫХ И ПИРОКЛАСТИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ

Коры выветривания, развивающиеся на протерозойских, палеозойских и мезо-кайнозойских эффузивах, пирокластических образованиях и вулканогенно-осадочных породах, во многих районах Советского Союза и зарубежных стран дали многочисленные проявления и месторождения бентонитов. Они обычно связаны с породами андезитовой, андезит-базальтовой, андезит-липаритовой и липаритовой формаций. Такие бентониты встречены на вулканогенных породах протерозоя и палеозоя запада Русской платформы и восточного склона Северного Урала, пермо-триаса Тургайского прогиба, Северного и Восточного Казахстана, мезо-кайнозоя Сибири и Дальнего Востока. Образование монтмориллонитового элювия на эффузивных породах и пирокластических образованиях происходит в основном за счет вулканического стекла. Именно с этими материнскими породами связано образование не только щелочноземельных бентонитов, но и смешанных и даже щелочных. Особенности образования бентонитов этого подтипа приведены ниже на примере Усть-Маньинского и Верхне-Убаганского проявлений.

Усть-Маньинское проявление [65] расположено в Ханты-Мансийском автономном округе Тюменской области, в 1,5 км к западу от пос. Усть-Манья на правом берегу р. Северная Сосьва. В 8 км на запад от него находится Медногорское проявление.

В течение длительного континентального периода, предшествовавшего морским трансгрессиям, в Зауралье и на восточном склоне Урала происходило химическое разложение горных пород досреднеюрского фундамента и образование кор выветривания. Наиболее активно эти процессы проявились в периоды, характеризующиеся гумидным климатом, тектоническим покоем и равнинным ландшафтом земной поверхности. Такие условия существовали в конце триаса, в юрское время, а также в нижнем и верхнем мелу [Сигов А. П., 1969].

В пределах Северо-Сосьвинского буроугольного района коры выветривания палеозойского фундамента широко распространены, отличаются большой мощностью и вскрыты многочисленными скважинами на уголь по бортам депрессий и впадин. Коры выветривания преимущественно двухчленного строения, а в некоторых случаях представлены только нижней зоной слабо измененных материнских пород. Наиболее мощные толщи элювия вскрываются в зонах

выклинивания юрско-меловых угленосных отложений, причем профиль коры выветривания преимущественно монтмориллонитовый. Мощность элювия изменяется на сравнительно небольших расстояниях от 0 до 50 м и более.

В описываемом районе выветриванию подвергались в основном четыре группы палеозойских образований: основные эффузивы, андезитовые туфы, туфогенно-осадочные породы и известняки. В зависимости от смены материнских пород наблюдается изменение минерального состава глинистого элювия, среди которого возникают каолинитовый и монтмориллонитовый профили.

Монтмориллонитовые глины встречаются в виде различных залежей мощностью от нескольких сантиметров до 15—20 м. Они связаны главным образом с выветриванием палеозойских эффузивов и туфов, а также полимиктовых туфогенно-осадочных пород. По морфогенетическому принципу коры выветривания представлены площадными и линейными типами. Монтмориллонитовые глины Усть-Маньинского и Медногорского проявлений, расположенных в данном районе, описаны В. А. Лидером [1964]. Эти глины впоследствии подверглись комплексному исследованию [Суслов Ю. Я., 1972; Перспективы выявления..., 1973] и были отнесены к бентонитам. Последние выполняют карстовую воронку в нижнетурнейских известняках, расположенных на контакте с верхнетурнейскими основными туфами.

Макроскопически— это очень вязкие, тонкодисперсные пестроцветные глины с преобладанием буровато-малиновой окраски. Пестроцветность создается за счет маломощных прослоев, гнезд желтой, белой, зеленой, сиреневой и светло-синей окраски. Участками глины содержат остатки в разной степени измененных эффузивов и известняков, по-видимому, здесь мы имеем дело с нарушенными контактами, трещинами, зонами дробления, где в щелочной среде, образованной в результате выщелачивания известняков, мог возникнуть и сохраниться монтмориллонит. В случае ненарушенных контактов и отсутствия трещиноватости в известняках [Корин И. З., 1956] карст не получает широкого развития. Таких «свежих» контактов встречено очень много на Урале и в Казахстане.

Дальнейшее изучение химико-минерального состава и технологических свойств глинистого элювия ряда скважин (801, 826, 829 и др.) Северо-Сосьвинского буроугольного бассейна (рис. 25) показало, что бентониты не только контанктово-карстового, но и площадного типа широко развиты в пределах Усть-Маньинского тектонического блока [Месторождения неметаллических..., 1975].

Глины площадной коры выветривания по разрезу имеют довольно неоднородный гранулярный состав (табл. 16), что объясняется неоднородным составом материнских пород и неравномерностью проработки материала коры выветривания. Если в верхах разреза сква. 801 заметно высокое содержание фракции $< 0{,}001$ мм (71—73%), то в скв. 826 (глуб. 37,2—38,9 м; 56,2—59,6 м) и в скв. 829 (глуб. 27,4—30,4 м) содержание ее уменьшается почти вдвое.

В химическом составе глин (табл. 17) отмечается повышенное содержание глинозема в верхней части коры выветривания (скв. 801, глуб. 39,4—42,0 м; скв. 826, глубина 40,3—42,2 м), указывающее на заметную примесь или преобладание в составе глин каолинита.

По составу обменных катионов бентониты относятся к щелочноземельному магниево-кальциевому типу (табл. 18), для основной

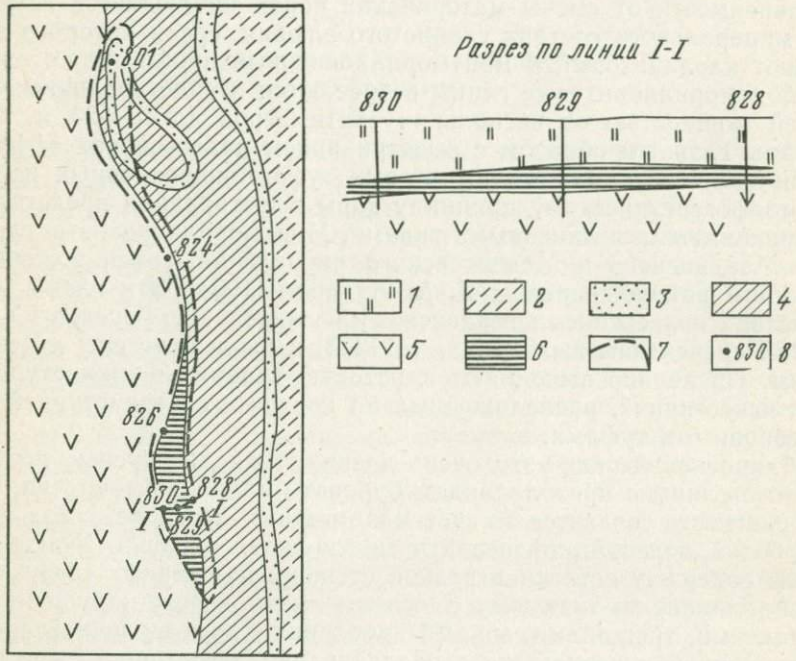


Рис. 25. Схематическая прогнозно-геологическая карта на бентониты Усть-Маньинской площади (масштаб 1 : 50 000) и разрез (масштаб 1 : 2000). Составил Г. И. Кислов по материалам Тюменской ГРЭ и ЗапСибНИГНИ.

1 — четвертичные отложения; *2* — нижнемеловые нерасчлененные отложения (средний — верхний валанжин); *3* — верхнеюрские — нижнемеловые отложения (федоровская свита); *4* — верхнеюрские отложения (лопсинская свита); *5* — палеозойские нерасчлененные отложения; *6* — глинистая кора выветривания; *7* — граница прогнозной площади на бентониты; *8* — скважины, вскрывшие бентониты

массы которых характерна суммарная емкость 70—90 мг·экв на 100 г породы. Для интервалов 39,4—42 и 51,7—53,1 м скв. 801, характеризующих верхнюю зону коры выветривания, сумма обменных катионов соответственно равна 16,8 и 31,3 мг·экв, что подтверждает гидрослюдисто-каолинитовый состав этой зоны.

Рентгеноструктурный анализ фракции $< 0{,}001$ мм (рис. 26) показывает, что кроме монтмориллонита бентониты содержат иногда примесь каолинита (скв. 801). В воздушно-сухом состоянии монтмориллонит дает базальное отражение первого порядка от 15,2—16 Å, смещающееся при насыщении препарата глицерином к 17,7—18,8 Å. В этом случае проявляется серия базальных рефлексов, ха-

Таблица 16

Гранулярный состав глин Усть-Маньинского проявления (в %)

Номер скважины	Интервал опробования, м	Размер фракции, мм						
		>0,25	0,25—0,1	0,1—0,05	0,05—0,01	0,01—0,005	0,005—0,001	<0,001
801	39,4—42	1,6	0,7	2,1	2,6	5,2	16,5	71,3
801	51,7—53,1	0,6	0,4	0,9	5,2	4,7	15,0	73,2
801	53,1—56*	—	0,9	2,1	2,3	6,9	17,0	70,8
801	56—59	2,3	1,0	0,6	8,0	3,0	16,7	68,4
826	35—37,2	10,1	3,1	4,1	24,5	0,9	30,6	26,7
826	37,2—38,9	4,8	2,0	0,9	23,6	11,3	29,0	28,4
826	38,9—40,3*	—	1,2	0,3	29,0	9,1	19,5	40,9
826	40,3—42,2*	1,1	0,5	2,6	14,6	10,6	23,6	47,0
826	42,2—44,4*	0,2	0,6	3,6	29,0	7,2	19,8	39,6
826	до 50 м	—	0,2	0,5	13,1	10,4	27,0	48,8
826	56,2—59,6	1,2	1,7	0,2	39,0	16,4	11,5	30,0
829	27,4—30,4*	—	0,9	4,4	25,3	11,3	25,0	33,1

* Кондиционные бентониты для формовки, окомкования и др.

рактерных для монтмориллонита: 9,4 Å; 4,67 Å; 3,05 Å. Рефлексы 7,2 Å и 3,58 Å, характерные для каолинита, проявляются незначительно. Таким образом, в разрезе площадной коры выветривания Северо-Сосьвинского буроугольного бассейна бентониты развиты в низах зоны гидролиза, что позволяет выделить здесь перспективную для поисков площадь.

Верхне-Убаганское (Наурзумское) [81] проявление[1] находится в верховьях долины р. Убаган (правый приток р. Тобол) в Семиозерном районе Кустанайской области, в 110—120 км на юго-восток от г. Рудного. В прилегающих к нему районах выявлен также ряд проявлений бентонитов (рис. 27).

Эта группа бентонитовых проявлений приурочена к Убаганской структурно-фациальной зоне, характеризующейся довольно сложным, глыбово-складчатым, блоковым строением палеозойского фундамента. Она ограничена с запада Центрально-Тургайским разломом, с востока Марьевским и Севастопольским разломами субмеридионального простирания. Здесь отчетливо проявляются разрывные нарушения в виде как зон дробления, так и сбросов значительной амплитуды, которые привели отложения туринской серии в тектоническое соприкосновение с породами палеозойского фундамента (нижний карбон) и с угленосными отложениями убаганской серии нижней — средней юры [Мазина Е. А., Овечкин Н. К., 1961].

[1] О происхождении Верхне-Убаганской группы месторождений нет единого мнения. А. Н. Лепилов, детально исследовавший эту группу и разведавший одно из месторождений — Верховое, считает его гидротермально-метасоматическим. Такого же мнения придерживаются Г. А. Мачабели (устное сообщение), А. Д. Коробов [1978] и некоторые другие.

Таблица 17

Химический состав глин Усть-Маньинского проявления

Номер скважины	Интервал опробования, м	H_2O^-	Содержание компонентов на абсолютно сухое вещество, %													
			SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	CaO	MgO	K_2O	Na_2O	SO_3 общ.	CO_2	MnO	П.п.п.	Сумма
801	39,4—42,0	2,95	46,14	3,25	32,98	1,75	0,88	0,54	0,38	0,08	0,12	0,08	—	0,40	13,10	99,70
801	51,7—53,1	4,84	50,12	2,26	30,30	2,15	0,96	0,98	0,59	0,11	0,10	—	—	0,41	11,91	99,89
801	53,1—56,0	3,14	53,26	2,07	19,06	4,76	0,61	1,49	2,20	0,91	0,07	—	—	—	15,24	99,67
801	56,0—59,0	9,73	60,36	1,95	18,33	4,72	0,78	1,94	2,76	1,00	0,12	—	—	Следы	8,14	100,10
826	35,0—37,2	9,99	63,84	0,62	16,36	3,69	0,24	2,35	3,34	0,94	1,35	—	0,35	„	6,94	99,67
826	37,2—38,9	10,68	61,03	0,63	17,14	5,00	0,21	2,97	3,73	0,92	1,00	—	—	„	7,56	100,19
826	38,9—40,3	12,32	59,66	0,70	16,14	4,94	0,30	2,52	4,53	0,85	0,31	—	0,44	0,22	9,20	99,37
826	40,3—42,2	7,48	50,59	0,93	23,78	10,17	0,50	1,49	1,63	0,34	0,10	—	—	0,40	9,96	99,89
826	42,2—44,4	9,43	51,92	2,53	16,36	9,10	1,48	2,47	4,34	1,69	0,29	0,18	—	0,90	8,77	100,03
826	до 50	10,77	53,00	0,72	20,62	8,02	0,88	2,24	3,36	0,91	0,11	—	—	—	9,41	99,27
826	56,2—59,6	9,10	51,76	2,72	15,06	6,46	3,02	4,45	4,91	1,0	0,72	—	0,81	1,14	8,11	99,95
829	27,4—30,4	10,61	58,89	0,51	17,78	5,39	0,37	1,88	4,14	1,04	1,17	—	—	0,40	8,20	99,77

Примечание. Анализы произведены в лаборатории ВНИИгеолнеруд под руководством Л. Н. Подгорного

Таблица 18

Состав обменного комплекса глин Усть-Маньинского проявления

Номер скважины	Интервал опробования, м	Содержание обменных катионов на 100 г сухой породы, мг·экв				
		Ca^{2+}	Mg^{2+}	K^{+}	Na^{+}	Сумма
801	39,4—42	12,2	4,0	0,3	0,3	16,8
801	51,7—53,1	24,0	6,2	0,8	0,3	31,3
801	53,1—56*	46,2	22,0	1,1	1,3	70,6
801	56—59*	48,5	18,7	0,8	0,3	68,3
826	35—37,2	48,0	27,2	0,5	1,3	77,0
826	37,2—38,9	52,0	30,3	0,3	1,1	83,7
826	38,9—40,3*	66,7	36,4	0,8	1,6	105,5
826	40,3—42,2*	35,3	18,2	0,8	0,8	55,1
826	42,2—44,4	49,1	25,4	1,1	1,6	77,2
826	до 50 м*	52,4	34,9	0,6	1,4	89,3
826	56,2—59,6	42,7	25,2	1,1	0,5	69,5
829	27,4—30,4*	50,1	34,5	0,6	1,7	86,9

* Кондиционные бентониты для формовки, окомкования и др.

Примечание. Анализы произведены в лаборатории ВНИИгеолнеруд Ф. А. Зариповой и Л. Г. Латыповой.

В геологическом строении района принимают участие платформенный осадочный комплекс четвертичных, палеогеновых, меловых, юрских отложений и осадочно-эффузивные образования туринской серии нижнего триаса (пермо-триаса), развитые на площади боле 7000 км² в долине р. Убаган и оз. Кушмурун.

Осадочно-эффузивный комплекс представлен основными, средними (преимущественно базальтами, редко андезитами) и кислыми (липаритами) породами, залегающими как правило горизонтально, изредка с падением под углом 10°.

Базальты представляют собой темно-серые до черных породы, иногда с зеленоватым оттенком, монолитные. Они состоят в основном из плагиоклазов типа лабрадора, пироксенов и вулканического стекла.

Им присущи порфировые, офитовые и интерсертальные структуры, массивные и миндалекаменные текстуры с размером миндалин 1—1,5 см. Вверх по разрезу базальты постепенно переходят в миндалекаменные, пористые, а в самой верхней части приобретают зеленовато-серую окраску, становятся разрыхленными, выветрелыми и преобразуются в пестроокрашенные глинистые образования коры выветривания. Кислые породы представлены в основном туфолавами и туфобрекчиями светло-серыми, вишнево-красными и пятнистыми, часто массивными. По размеру обломков среди них встречаются крупно-, средне-, мелко- и тонкообломочные, где количество их варьирует в пределах 40—80% от объема породы, а размер от долей миллиметра до 10—20 см. Обломочный материал со-

стоит в основном из липаритовых порфиров, в подчиненном количестве отмечаются обломки кварца, полевого шпата и плагиоклаза.

Базальты и липариты встречаются как полностью сохранившиеся (в нижней части), без следов зеленокаменного изменения, так и

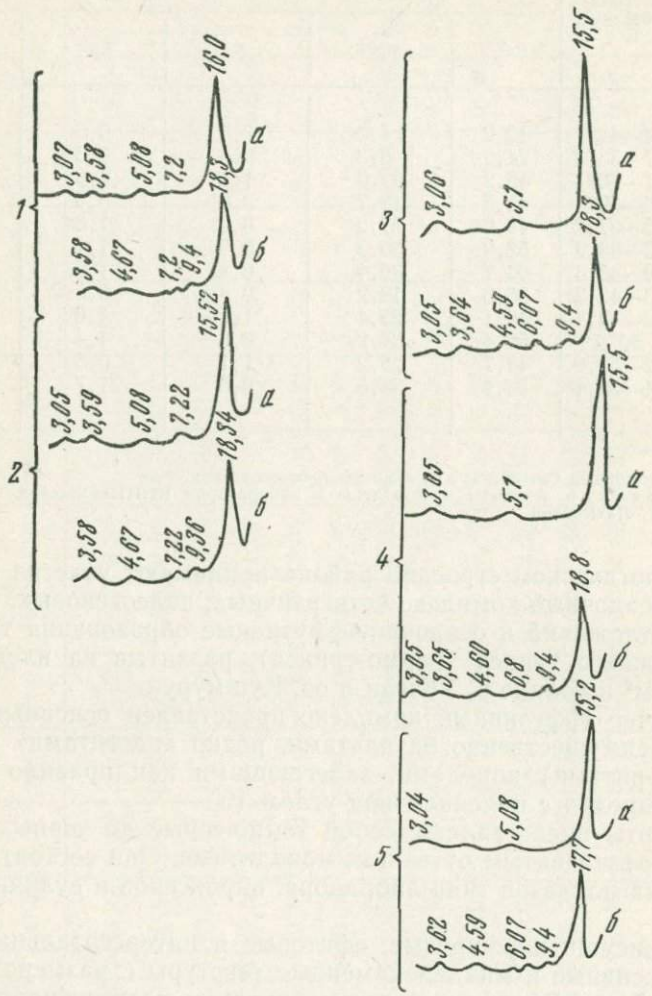


Рис. 26. Дифрактограммы глин Усть-Маньинского месторождения.

а — естественные образцы; *б* — насыщенные глицерином. *1* — скв 801, глуб. 53,1—56 м; *2* — скв. 801, глуб. 56—59 м; *3* — скв. 826, глуб. 35,5—37,2 м; *4* — скв. 826, глуб. 38,9—40,3; *5* — скв. 829, глуб. 27,4—30,4 м

измененные с поверхности процессами выветривания. В них вулканическое стекло изменено, раскристаллизовано и хлоритизировано.

Для Тургайского прогиба Б. М. Михайлов [1961] выделил два этапа формирования мезозойских кор выветривания: раннемезозойский (триас-юрский) и более интенсивный позднемезозойский

(неокомский). С этими этапами связано формирование кор выветривания осадочно-эффузивной туринской серии. Кора выветривания, развитая на базальтах и липаритах, представлена пестроцветными глинистыми образованиями, иногда большой мощности (до 50—60 м), в большинстве случаев сохранившими текстурные и структурные особенности материнских пород. Большинством исследователей не исключается возможность наложения на локально сохранившиеся древние коры выветривания более молодых кор.

Характерно, что наблюдающаяся зональность на базальтах и липаритах выражена поразному. Кора выветривания базальтов представляет собой зелено-серую, в кровле пестроцветную, плотную, жирную на ощупь пластичную глину, в нижней части сохраняющую реликты структуры материнской породы. Переход от крепких пород к верхним каолинитовым продуктам коры выветривания происходит постепенно через ферримонтмориллонитовую зону. Здесь зональность выражена отчетливо и прослеживается даже макроскопически. Монтмориллонит развивается по вулканическому стеклу базальтов, а также по зернам пироксена. Он образует тонко- и мелкочешуйчатые агрегаты и ассоциирует с гидроокислами железа. Каолинит развивается по плагиоклазам и также образует тонкочешуйчатые агрегаты. Бентониты и бентонитоподобные глины в коре выветривания базальтов встречены в скважинах 42, 50, 55 и др. и имеют мощность от 2—5 до 10 м.

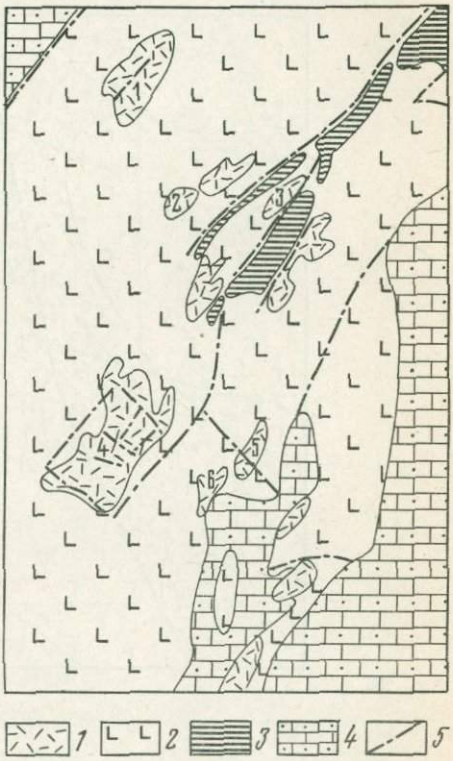


Рис. 27. Схематическая карта геологического строения досреднеюрского фундамента Убаганского поднятия (по материалам Северо-Казахстанского ТГУ).
1 — липариты; *2* — базальты; *3* — угленосные отложения; *4* — известняки, песчаники, аргиллиты; *5* — тектонические нарушения.
Бентонитовые проявления: *1* — Новонежинское, *2* — Черниговское, *3* — Западно-Кушмурунское, *4* — Юльевское, *5* — Наурзумское, *6* — Южное

Зональность коры выветривания кислых туфолав выражена слабо. В основании разреза залегают трещиноватые и дезинтегрированные бледно-зеленоватые, светло-серые и кирпично-красные туфолавы. Выше они постепенно переходят в зеленовато-серую, светло-серую восковидную монтмориллонитовую глину с высокой дисперсностью (содержание фракции $< 0{,}001$ мм 68%), коллоидно-

стью (90%) и набухаемостью (6—9 раз). Здесь наблюдается более мощная монтмориллонитовая зона, чем на базальтах, составляющая 5—7 м на Южном, 15—16 м на Западно-Кушмурунском и 25—27 м на Верхне-Убаганском проявлениях. Сложена она почти

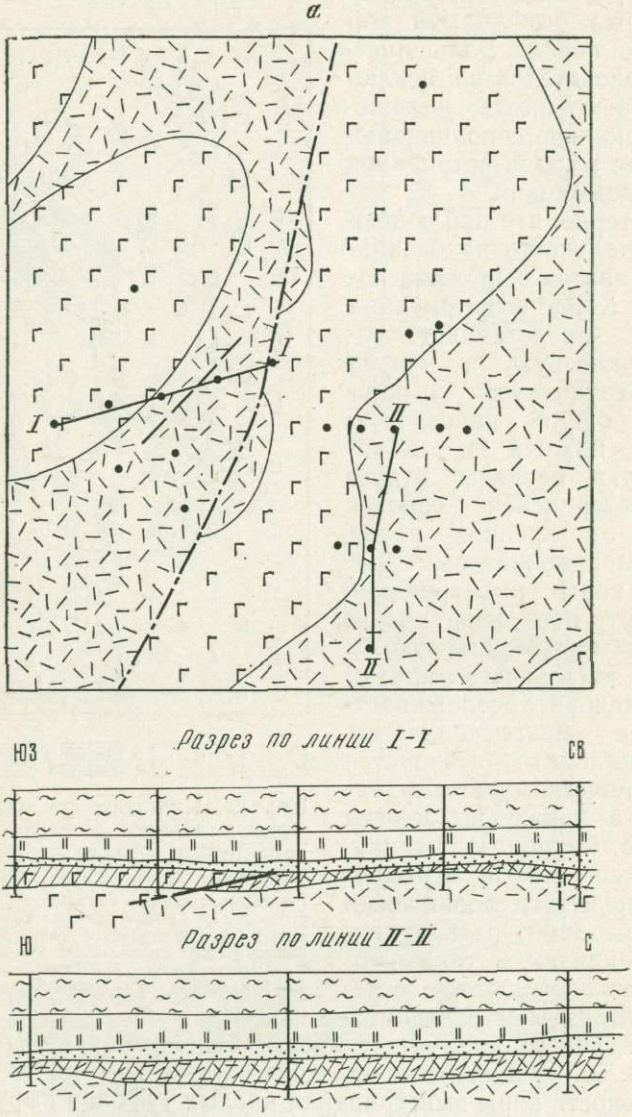
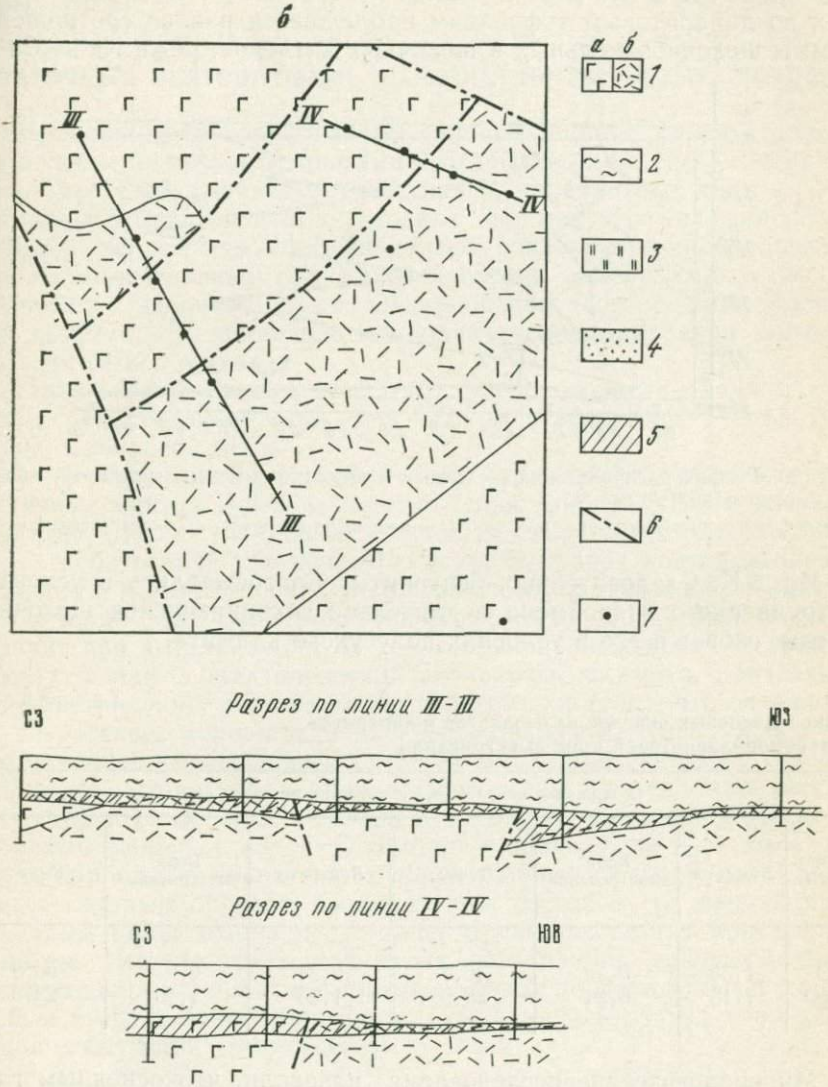


Рис. 28. Схема геологического строения Наурзумского (*а*) и Южного (*б*) проявлений бентонитов.

1 — туринская серия пермо-триаса (*а* — базальты, *б* — липариты); *2* — опоки, опоковидные и песчанистые глины тасаранской свиты палеогена; *3* — песчанистые глины палеогена; *4* — глауконитовые пески мелового возраста; *5* — кора выветривания домеловых пород; *6* — тектонические нарушения; *7* — поисковые скважины

нацело бентонитом, вскрытым скважинами на всех проявлениях (рис. 28).

Сопоставляя усредненные данные химического состава бентонитов на базальтах и липаритах можно заключить, что при бентонитизации происходил вынос из исходных пород щелочных компонентов (рис. 29), причем вынос калия в монтмориллонитовой зоне преобладал над выносом натрия (табл. 19).



Характерно различное содержание SiO_2: в глинах, образованных по базальтам, 55%, по липаритам — 75%, в том числе свобод-

ного кремнезема соответственно 2—4 и 30%. Молекулярные отношения $SiO_2 : Al_2O_3$ (за вычетом свободной SiO_2) составляют в среднем 5,3, что характерно для монтмориллонита.

Сумма обменных катионов в среднем 60 мг·экв при соотношении Ca > Mg > Na > K в глинах по базальтам, тогда как в глинах по липаритовым туфолавам наблюдается равное соотношение суммы щелочноземельных и щелочных катионов, реже Na > Ca >

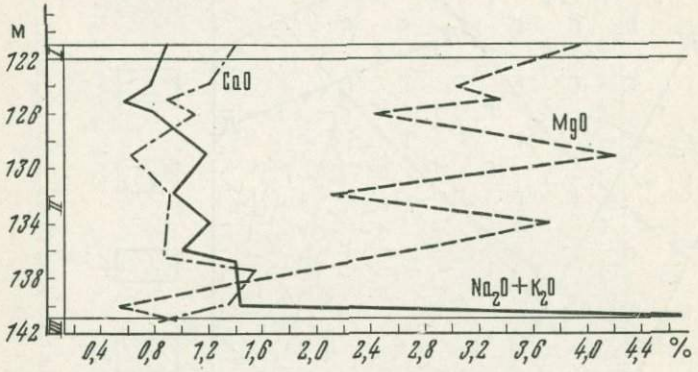


Рис. 29. График распределения щелочных и щелочноземельных окислов в профиле выветривания по скв. 41.
Зоны: *I* — каолинит-монтмориллонитовая, *II* — монтмориллонитовая, *III* — дезинтеграции

> Mg > K. Следовательно, бентониты образовывались в условиях затрудненного водообмена и длительно сохраняющейся щелочной среды, скорее всего в условиях полусухого климата.

Таблица 19

Вынос щелочных окислов из базальтов и липаритов в монтмориллонитовой коре выветривания

Компоненты	Содержание окислов (%) и вынос их из пород (%)					
	Базальты	Кора выветривания	Вынос	Липариты	Кора выветривания	Вынос
K_2O	1,35	0,72	46,7	2,24	0,9	60,0
Na_2O	1,18	0,84	28,9	1,65	1,18	28,5

Минералогические исследования показали, что основным глинистым минералом является монтмориллонит (~95%). В качестве небольшой примеси обнаруживается каолинит. Из неглинистых минералов содержатся кристобалит, кварц, изредка полевой шпат.

В технологическом отношении бентониты Верхне-Убаганского проявления отличаются высоким качеством. Они успешно могут быть использованы в литейном производстве, нефтяной, нефтехи-

мической и масложировой, а также железорудной промышленности (производство окатышей). Лишь значительная вскрыша (60—120 м) пока не позволяет разрабатывать эти бентониты. Однако намечаются перспективы их освоения в комплексе с разработкой бурых углей.

ОСТАТОЧНЫЕ БЕНТОНИТЫ НА КАРБОНАТНО-ГЛИНИСТЫХ ПОРОДАХ

Выщелачивание карбонатных пород — широко распространенное явление, отмечаемое многими исследователями. При выщелачивании мергелей, глинистых известняков, карбонатных глин и других пород в благоприятных условиях формируется своеобразный элювий — терра-росса, представленный различными минеральными скоплениями, главным образом глинистыми минералами. В случае сохранения щелочной среды, созданной при растворении карбонатов, происходит накопление или образование минералов монтмориллонитовой группы.

Разгонское месторождение [83] расположено в Тайшетском районе Иркутской области, в 2—2,5 км севернее ст. Разгон Восточно-Сибирской ж. д.

В геологическом строении его принимают участие четвертичные, юрские и девонские отложения (рис. 30). Тектонические поднятия, распространившиеся почти на всю Сибирскую платформу, способствовали установлению в конце силура континентального режима, который прочно удерживался на протяжении последующей истории развития территории [Труфанова А. П., 1962]. Формирование кор выветривания на территории происходило в условиях разных режимов (тектонической активности, климата, длительности выветривания, состава пород субстрата и т. д.), что сказалось на их составе, мощности и распространенности. Обнаруживается закономерное уменьшение мощностей коры выветривания с северо-запада на юго-восток, в направлении смены проницаемых карбонатно-терригенных пород девона и ордовика менее проницаемыми породами раннего и позднего кембрия и венда. Если кора выветривания карбонатно-терригенных пород раннего кембрия характеризуется главным образом каолинитовым составом, то элювий карбонатных пород девона представлен преимущественно монтмориллонитом. Именно среди глинистых образований доюрской коры выветривания карбонатно-глинистых пород топорокской свиты девона и были найдены бентониты. Сокращенный разрез месторождения следующий (сверху вниз):

1. Четвертичные отложения (суглинки, глины, пески, супеси) . . . . . 0,4—6,8 м
2. Юрские отложения (черемховская свита) — алевролиты, слюдистые глины и песчаники, реже уголь и углистые аргиллиты . . . . . от единиц до десятков метров

3. Кора выветривания, представленная зеленовато-серыми, желтовато-серыми глинами, обогащенными гидроокислами железа. Ниже зеленовато-серые глины переходят в кремово-красные, плотные восковидные глины обломочной структуры 0,2—2 м
4. Топорокская свита девона, сложенная зеленовато-серыми и пестроцветными алевролитами и аргиллитами, кварцевыми сливными песчаниками, слабо сцементированными карбонатно-глинистым цементом. Все породы очень дезинтегрированы, участками изменены до глинистого вещества.

С процессами выветривания песчано-глинистых и карбонатно-глинистых пород связана разнообразная, порой причудливая форма

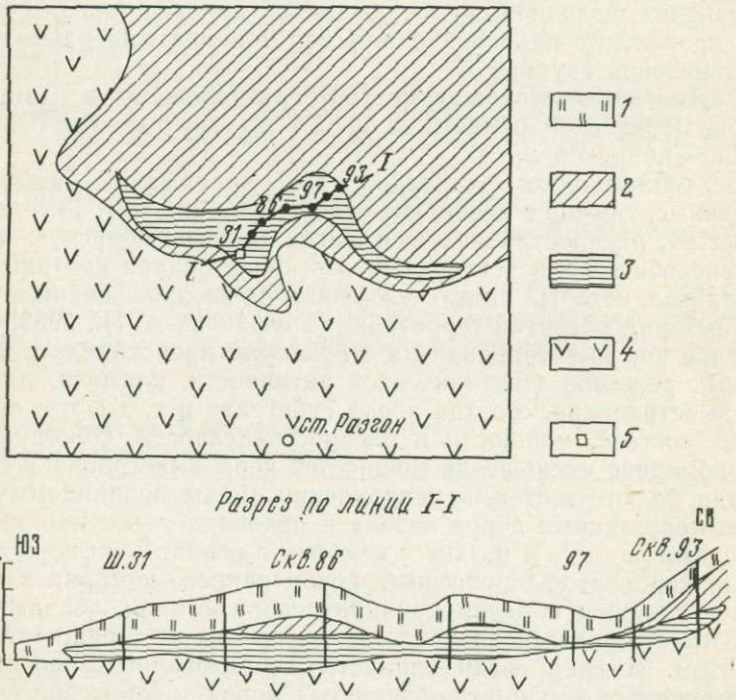


Рис. 30. Схематическая карта и разрез Разгонского месторождения бентонитов.
1 — четвертичные глины, суглинки; *2* — юрские глины, алевролиты, песчаники, сланцы; *3* — бентониты коры выветривания; *4* — девонские песчаники, глины; *5* — шурфы

обломочного материала и пустот выщелачивания, среди которых встречаются воронки типа карстовых диаметром 3—5 м и глубиной до 1,5 м. Образуются они, по-видимому, за счет полного выщелачивания карбонатных прослоев в песчано-глинистой породе, а затем проседания кровли. Щелочная среда, созданная карбонатами, способствовала сохранению монтмориллонита в глинистой

породе и преобразованию иных глинистых минералов в монтмориллонит, а также хемогенному образованию последнего [Mongoe W. H., 1974].

Бентониты приурочены к нижней части разреза коры выветривания (зоны гидролиза), где мощность их 8—9 м, в среднем 4 м.

Содержание мелкопелитовых частиц в среднем 39%, в том числе предколлоидных 25 и коллоидных 14%.

Химический состав мелкопелитовой фракции бентонитов следующий: (в %): SiO_2 60,1; TiO_2 0,52; Al_2O_3 17,34; Fe_2O_3 3,92; FeO 0,43; CaO 1,92; MgO 4,70; MnO 0,05; K_2O 1,37; Na_2O 0,41; SO_3 0,28; п. п. п. 8,26. Молекулярные отношения $SiO_2 : Al_2O_3$ (за вычетом свободных форм) 5,7.

Рентгеноструктурные исследования фиксируют смешаннослойные образования, в верхах элювия примесь каолинита и изредка гидрослюды. Из неглинистых минералов встречаются полевой шпат и кварц. Кривые нагревания имеют типичный монтмориллонитовый облик. Разгонские бентониты характеризуются высокой обменной емкостью, изменяющейся от 55 до 104 мг·экв (в среднем 84,8 мг·экв) при коэффициенте щелочности 0,01 и соотношении катионов $Ca^{2+} > Mg^{2+} > Na^{+} > K^{+}$. По связующей способности такие глины относятся к первосортному бентонитовому формовочному сырью. Это месторождение представляет наибольший интерес — оно подготовлено к детальной разведке.

Вышеизложенные данные по бентонитам коры выветривания подтверждают выводы исследователей о том, что влияние минерального состава исходных пород отражается прежде всего на минеральном составе нижних зон выветривания [Никитин К. К., Никитина А. П., Витовская И. В., 1975], а вынос элементов зависит не только от стадии выветривания, но и от минеральной формы их нахождения и общего содержания в исходной породе [Кротов Б. П., 1953; Лисицына Н. А., 1975; Хирокава, Суяма, 1957]. Это подтверждает высказывания А. Л. Яншина о том, что «еще недавно считалось, что концентрация тех или иных элементов в коре выветривания целиком или почти целиком объясняется обогащением за счет выноса более растворимых компонентов. Естественно, возможности такой остаточной концентрации были весьма ограничены. В настоящее время в коре выветривания установлены разнообразные метасоматические процессы с возникновением высоких концентраций ценных компонентов, вызванных как вертикальной, так и латеральной их миграцией в растворах» [Яншин А. Л., 1966, с. 409].

Следовательно, при поисках высокосортных бентонитов необходимо обратить внимание на районы развития кор выветривания на липаритах. Наиболее благоприятны для поисков элювиальных бентонитов щелочноземельного, смешанного и, возможно, щелочного типа коры выветривания кайнотипных эффузивов и кислых и средних осадочно-вулканогенных пород южной части Витимского нагорья (район Верхне-Тулдонского проявления), северо-восточной части Аргунского хребта (гора Маркосиха), Приамурья (Тырминская впадина) и Приморья.

ГЛАВА СЕДЬМАЯ

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХИМИКО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКАЯ И ТЕХНОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА БЕНТОНИТОВ РАЗНЫХ ГЕНЕТИЧЕСКИХ ТИПОВ

Необходимо установить минералогические, химические, физические и технологические особенности бентонитов каждого генетического типа для того, чтобы определить возможные пути их использования, а также выявить возможности определения генетического типа бентонита по совокупности его химико-минералогической, физико-технической и технологической характеристик — с другой.

Решение первой задачи позволит ставить целенаправленные прогнозные и поисковые работы на бентониты нужного качества, решение второй — сделает возможным определение генетического типа бентонита по немногим образцам, а отсюда — предсказать, какого качества бентониты можно ожидать в данном месторождении.

Технологические свойства зависят от качества бентонитов, определяемых их физическими свойствами, в свою очередь зависящими от минерального и химического состава.

ХИМИКО-МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ

Химический состав

По количественному содержанию главнейших окислов бентониты характеризуются в средних значениях следующим нисходящим рядом: $SiO_2 > Al_2O_3 > Fe_2O_3 > MgO > CaO > K_2O > Na_2O$. Значительные колебания химического состава (табл. 20) указывают на то, что бентониты являются полимиктовыми породами; это вполне согласуется с генетическими представлениями, поскольку формирование их как по источнику материала, так и по способу образования было не одинаковым.

Близки между собой по химическому составу бентониты гидротермальные и вулканогенно-осадочные (по эффузивным породам), а также бентониты осадочные и элювиальные по интрузивным и осадочным породам (табл. 21).

Первые из них содержат больше SiO_2, CaO, MgO, MnO, Na_2O, причем Na_2O примерно в 3 раза больше, тогда как Al_2O_3, Fe_2O_3, FeO, K_2O и п. п. п. меньше. Следует особо подчеркнуть, что химический состав железистых монтмориллонитов (нонтронитов) представлен в основном четырьмя окислами: SiO_2 46%; Fe_2O_3 20%; Al_2O_3 11%; MgO 8%. Кроме того, они характеризуются присутствием легирующих добавок, таких как MnO, CrO_3, NiO и др. Выветривание ультрабазитов с образованием нонтронитовых глин (на

примере Сахаринского проявления) сопровождается увеличением содержания Al_2O_3 и Fe_2O_3. При последующем разложении их наблюдается вынос SiO_2, Al_2O_3, CaO. Характерно также повышенное содержание общего элементарного железа, в среднем до 14%.

Железо, как в естественных бентонитах, так и в пелитовых фракциях присутствует в основном в форме Fe^{3+}, являясь составной частью труднорастворимых силикатов, а также железистых минералов. Судя по тому что содержание Fe^{3+} и Fe^{2+} в естественных образцах мало отличается от такового в пелитовых фракциях (равно как и молекулярные отношения $SiO_2 : Fe_2O_3$), можно считать, что часть глинозема замещена окисью железа, притом в значительной степени в пелитовой фракции. Следовательно, труднорастворимое силикатное железо связано, по-видимому, с глинистыми минералами. Железо в бентонитах встречается в различных формах (табл. 22). Если говорить о связи железа с глинистыми минералами, то они осуществляются путем изоморфных замещений в кристаллической решетке монтмориллонита, например Al^{3+} на Fe^{2+}, с одной стороны, и в виде тонких и устойчивых пленок минералов группы железа, расположенные на поверхности глинистых частиц — с другой.

Процессы формирования бентонитов разных генетических типов освещены выше. Здесь лишь подчеркнем, что данные химического анализа дают также общую характеристику сырья, они часто используются как признаки, определяющие качество бентонита. Например, формовочные глины (ГОСТ 3226—77) по содержанию сульфидной серы и некоторых окислов регламентируют группу вредных примесей и др. По сравнению с естественными образцами химический состав мелкопелитовой фракции бентонитов отличается пониженным содержанием SiO_2, FeO, CaO, MgO, K_2O и повышенным Al_2O_3, Fe_2O_3, Na_2O и п. п. п. (табл. 23). Молекулярные отношения ($SiO_2 : Al_2O_3$) в среднем 5 при колебании 4,8—5,5 в гидротермальных и вулканогенно-осадочных бентонитах и 3—5,9 в осадочных и элювиальных, что характерно для бентонитов.

Сравнивая химический состав бентонитов разного генезиса можно сделать вывод о значительной зависимости его от состава материнских пород в отношении главных окислов — кремнезема, глинозема, окислов железа. На содержание окислов натрия, магния, кальция заметно влияют условия образования бентонитов.

Для уточнения качественного элементарного состава бентонитов последние подверглись спектральному анализу (табл. 24).

По сравнению с кларковыми значениями в бентонитах отмечается преимущественно пониженное содержание всех микроэлементов, зафиксированных спектральным анализом, однако по отдельным месторождениям осадочных и элювиальных бентонитов наоборот характеризуются более высоким содержанием V, Cr, Ga, Zr, Mo. Наиболее четкая граница по содержанию малых элементов наблюдается между гидротермальными и вулканогенно-осадочными бентонитами, с одной стороны, осадочного и элювиального —

Химический состав бентонитов (в %)

Месторождение или проявление	Количество анализов	H_2O^-	Содержание компонентов				
			SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO
Гидротермально-							
Саригюхское	26	7,57	61,27	0,81	15,43	4,33	1,12
Даш-Салахлинское	15	8,35	61,49	0,45	15,70	4,67	1,05
Среднее по генетическому подтипу	41	7,85	61,35	0,68	15,53	4,45	1,09
Вулканогенно-оса							
Огланлинское	22	8,53	68,55	0,39	11,92	1,59	0,68
щелочные	9	8,00	69,85	0,26	12,96	1,70	0,91
щелочноземельные	13	8,91	67,63	0,49	11,20	1,50	0,52
Азкамарское	9	11,20	60,84	0,61	18,18	4,35	0,24
Гумбрийское	5	15,31	62,94	0,33	14,77	3,70	1,96
Пыжевское	1	8,52	59,78	0,17	17,83	2,02	0,44
Таганское *	4	12,40	60,70	0,22	21,11	4,05	0,12
Среднее по генетическому подтипу	41	10,32	65,19	0,41	14,68	2,46	0,68
Вулканогенно-осадоч							
Камалинское	5	8,50	68,08	0,33	14,32	3,25	0,39
Десятый Хутор	1	6,97	61,12	0,55	17,04	2,62	0,49
Среднее по генетическому подтипу	6	8,24	66,92	0,37	14,77	3,14	0,41
Среднее по генетическому типу	47	10,04	65,41	0,40	14,69	2,54	0,64
Терригенно- и коллоид							
Черкасское	8	9,66	60,91	0,84	17,85	7,10	0,09
Биклянское	174	4,99	55,91	0,55	20,33	4,32	2,57
Верхне-Нурлатское	24	7,84	56,36	0,29	20,31	6,19	1,13
Смышляевское	35	5,89	55,53	0,54	19,06	4,97	1,68
Среднее по генетическому подтипу	241	5,56	56,06	0,53	20,06	4,64	2,21
Терригенно- и коллоидно-							
Любинское	10	7,88	59,60	0,65	16,20	5,83	0,28
Среднее по генетическому типу	251	5,65	56,20	0,53	19,91	4,69	2,13

на абсолютно сухое вещество, %								SiO_2 раствори-мое	pH водн. вытяж.
CaO	MgO	MnO	K_2O	N_2O	SO_3	П.п.п.	Сумма		
метасоматические									
3,17	2,90	0,07	1,60	2,89	—	6,09	99,68	13,24	8,1
3,63	4,08	0,04	0,52	1,59	0,31	5,84	99,37	15,01	8,3
3,34	3,34	0,06	1,20	2,41	0,31	5,99	99,75	14,12	8,3
дочные, морские									
3,30	3,37	0,03	1,18	1,27	0,43	6,91	99,62	30,84	8,6
2,09	2,71	0,03	1,43	1,62	0,36	6,07	99,99	31,71	8,2
4,14	3,83	0,03	1,04	1,03	0,48	7,50	99,39	30,10	8,7
0,56	3,64	0,00	1,43	3,23	0,44	6,89	100,41	3,77	7,9
2,15	4,63	0,007	0,24	0,15	0,21	8,40	99,49	7,82	7,3
4,22	4,27	0,02	0,39	0,72	0,01	9,43	99,30	1,19	9,1
0,19	3,10	0,03	0,07	1,47	0,70	7,04	98,80	1,14	7,6
2,28	3,58	0,03	0,99	1,57	0,42	7,16	99,45	18,47	8,2
ные, континентальные									
1,50	3,54	—	1,28	0,13	0,40	6,38	99,55	1,32	7,9
3,88	2,45	—	1,01	0,77	1,04	9,10	100,07	7,54	10,5
1,90	3,36	—	1,23	0,24	0,51	6,83	99,68	1,87	8,3
2,23	3,55	0,03	1,02	1,40	0,43	7,12	99,46	16,35	8,2
но-осадочные, морские									
2,30	2,03	0,07	0,29	0,12	0,13	8,09	99,82	5,60	7,3
1,72	2,76	Следы	1,60	0,65	0,49	8,37	99,27	—	8,0
1,61	2,78	Следы	1,95	0,54	0,27	8,51	99,89	4,57	8,2
1,94	3,35	„	1,49	0,59	0,61	9,51	99,27	6,13	—
1,76	2,82	„	1,57	0,61	0,47	8,54	99,27	5,50	7,9
осадочные континентальные									
5,17	1,32	0,05	2,13	0,74	0,28	7,80	100,05	1,26	8,6
1,90	2,76	Следы	1,59	0,62	0,46	8,51	99,30	4,86	7,9

Месторождение или проявление	Количество анализов	H_2O^-	Содержание компонентов				
			SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO
							Элювиальные по ин
Сахаринское	23	9,42	46,03	0,60	11,31	20,06	0,40
							Элювиальные по эф
Усть-Маньинское	16	9,38	57,28	1,11	18,00	6,02	0,84
							Элювиальные по
Разгонское	9	10,04	63,68	0,47	14,89	5,62	0,05
Росомаха	1	7,37	61,47	1,13	13,97	5,60	0,44
Среднее по генетическому подтипу	10	9,77	63,62	0,54	14,79	5,62	0,09
Среднее по генетическому типу	49	9,64	53,33	0,75	14,20	12,53	0,48
в том числе без нонтронитовых глин	26	9,53	59,71	0,89	16,76	5,87	0,55

* Здесь и далее приведены данные по верхнемеловым бентонитам.

Примечание. Анализы произведены в лаборатории ВНИИгеолнеруд О. А. Медведе-

Таблица 21

Усредненный химический состав бентонитов разного генезиса

Генетический тип бентонитов	Число анализов	H_2O^-	Содержание компонентов на абсолютно сухое вещество, %				
			SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO
Бентониты гидротермальные и вулканогенно-осадочные по эффузивным породам, туфам, пеплам, лавам	88	9,02	62,93	0,53	15,08	3,34	0,85
Бентониты осадочные и элювиальные по интрузивным и осадочным породам	277	6,01	56,53	0,56	19,61	4,80	1,98
Средний химический состав	365	6,73	58,08	0,55	18,52	4,47	1,04

Генетический тип бентонитов	Содержание компонентов на абсолютно сухое вещество, %						
	CaO	MgO	MnO	K_2O	Na_2O	SO_3	П.п.п.
Бентониты гидротермальные и вулканогенно-осадочные по эффузивным породам, туфам, пеплам, лавам	2,75	3,45	0,04	1,10	1,87	0,37	6,59
Бентониты осадочные и элювиальные по интрузивным и осадочным породам	1,90	2,84	0,01	1,56	0,59	0,42	8,49
Средний химический состав	2,10	2,99	0,02	1,45	0,90	0,41	8,03

Продолжение табл. 20

на абсолютно сухое вещество, %									
CaO	MgO	MnO	K_2O	Na_2O	SO_3	П.п.п.	Сумма	SiO_2 растворимое	pH водн. вытяж.
трузивным породам									
1,62	8,34	1,09	0,11	0,33	0,21	9,12	99,22	2,92	8,5
фузивным породам									
1,98	3,17	0,31	0,87	0,37	0,02	9,09	99,06	7,4	6,7
осадочным породам									
1,63	4,46	0,07	1,66	0,23	0,06	7,00	99,87	1,83	7,4
2,75	2,49	0,02	3,04	0,71	0,56	7,41	99,59	—	—
1,74	4,26	0,06	1,80	0,32	0,11	7,04	99,99	1,83	7,4
1,76	5,82	0,62	0,70	0,34	0,13	8,68	99,34	4,16	7,7
1,89	3,59	0,21	1,23	0,35	0,05	8,30	99,40	5,26	7,0

вой, С. Ф. Кочетовой, Т. И. Будкиной и др.

Таблица 22

Содержание различных форм железа в бентонитах (в %)

Месторождение или проявление	Число анализов	Карбонатное железо, легко растворимое		Силикатное обломочное железо, труднорастворимое		FeS_2	$Fe_{общ.}$
		Fe_2O_3	FeO	Fe_2O_3	FeO		
Гидротермально-метасоматические							
Саригюхское	1	0,37	0,07	2,31	0,18	0,09	3,02
Вулканогенно-осадочные морские							
Пыжевское	1	0,45	0,05	3,20	0,03	—	3,73
Таганское	2	0,80	0,12	1,67	0,03	—	2,62
Среднее по генетическому подтипу	3	0,68	0,10	2,18	0,03	—	2,99
Терригенно- и коллоидно-осадочные морские							
Биклянское	2	4,48	0,40	2,23	1,42	0,41	8,99
Верхне-Нурлатское	2	1,82	0,58	4,20	0,07	0,44	7,11
Смышляевское	1	1,34	0,59	5,27	0,07	0,68	7,95
Среднее по генетическому подтипу	5	2,79	0,51	3,63	0,61	0,48	8,02
Терригенно- и коллоидно-осадочные континентальные							
Любинское	2	1,08	0,12	4,20	0,06	—	5,46
Среднее по генетическому типу	7	2,30	0,40	3,79	0,45	0,48	7,42
Элювиальные по интрузивным породам							
Сахаринское	7	9,45	0,10	8,64	0,05	0,26	18,50
Элювиальные по эффузивным породам							
Усть-Маньинское	1	1,36	0,18	3,70	0,09	—	5,33
Среднее по генетическому типу	8	8,44	0,11	8,02	0,06	0,26	16,89

Примечание. Анализы произведены Н. В. Евдокимовой.

Химический состав бентонитов, фракция меньше 1 мк

Месторождение или проявление	Число анализов	H_2O^-	Содержание компонентов				
			SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO
Гидротермально-							
Саригюхское	13	9,64	60,22	0,54	17,17	5,86	0,48
Даш-Салахлинское	4	10,96	52,30	1,91	13,47	10,97	1,61
Среднее по генетическому типу	17	9,88	58,35	0,86	16,27	7,06	0,74
Вулканогенно-							
Огланлинское	20	5,37	61,71	0,36	15,76	1,86	0,15
щелочные	10	8,97	63,47	0,41	16,85	1,73	0,28
щелочноземельные	10	1,74	59,96	0,32	14,68	1,98	0,03
Азкамарское	3	9,27	56,17	0,71	18,75	5,54	0,34
Таганское (K_2)	4	14,38	56,54	1,00	20,17	4,03	0,92
Среднее по генетическому подтипу	27	7,06	60,33	0,49	16,74	2,59	0,28
Вулканогенно-осадоч							
Камалинское	4	11,71	58,53	0,42	16,44	3,99	0,23
Десятый Хутор	1	11,24	59,87	0,96	20,83	3,66	0,19
Среднее по генетическому подтипу	5	11,62	58,80	0,32	17,32	3,92	0,22
Среднее по генетическому типу	32	7,77	60,09	0,46	16,83	2,80	0,27
Терригенно- и коллоид							
Биклянское	6	4,80	47,55	0,50	26,64	5,62	1,44
Верхне-Нурлатское	5	8,03	54,53	0,52	20,75	7,50	0,80
Смышляевское	1	6,14	53,76	0,20	19,99	4,66	2,02
Среднее по генетическому подтипу	12	6,26	50,98	0,48	23,63	6,32	1,22
Терригенно- и коллоидно-							
Любинское	8	8,58	52,06	0,57	21,33	8,40	0,52
Среднее по генетическому типу	20	7,19	51,41	0,52	22,71	7,15	0,94
Элювиальные по							
Сахаринское	8	11,26	48,31	0,53	9,43	22,24	0,54
Элювиальные по							
Усть-Маньинское	1	10,66	62,08	0,45	17,02	5,49	0,19
Элювиальные по							
Разгонское	6	10,40	60,10	0,52	17,34	3,92	0,43
Среднее по генетическому типу	15	10,88	53,94	0,52	13,10	13,79	0,47
в том числе без монтмориллонитовых глин	7	10,69	61,24	0,51	17,29	4,14	0,39

Примечание. По Сахаринскому месторождению монтмориллонитовых глин взято молекуляр Анализы произведены О. И. Медведевой, Ф. А. Зариповой, Л. Г. Латыповой, С. Ф. Ко-

на абсолютно сухое вещество, %								SiO_2, раствори-мое	$\frac{SiO_2}{Al_2O_3}$
CaO	MgO	MnO	K_2O	Na_2O	SO_3	П. п. п.	Сумма		
метасоматические									
2,23	3,55	Следы	0,83	1,58	—	6,91	99,37	—	4,9
2,22	4,93	„	2,58	3,20	—	6,81	100,00	—	4,3
1,76	3,87	„	1,24	1,96	—	6,89	99,00	—	4,8
осадочные, морские									
1,39	3,94	„	0,35	0,75	0,23	12,85	99,35	10,64	5,5
1,22	4,65	„	0,26	1,20	0,37	9,30	99,74	12,86	5,1
1,56	3,24	„	0,46	0,29	0,09	16,42	99,03	8,97	5,9
0,50	4,39	„	0,63	2,51	0,58	9,11	99,23	0,92	5,0
1,08	4,87	0,02	0,20	0,76	0,14	9,87	99,60	3,05	4,5
1,22	4,13	Следы	0,36	0,95	0,25	11,62	98,96	6,39	5,5
ные, континентальные									
1,81	5,21	„	0,62	0,25	0,87	10,79	99,16	2,94	5,7
0,75	3,53	„	0,31	0,36	0,02	9,70	100,18	4,57	4,7
1,60	4,87	„	0,56	0,27	0,70	10,57	99,15	3,27	5,5
1,28	4,24	„	0,39	0,84	0,34	11,46	99,00	5,57	5,5
но-осадочные, морские									
1,51	1,69	0,59	1,29	0,85	0,53	10,85	99,06	—	3,0
1,28	2,52	—	1,46	0,77	0,03	9,31	99,47	—	4,5
0,96	2,81	—	2,32	1,77	0,02	10,88	99,39	—	4,6
1,37	2,13	0,59	1,45	0,89	0,28	10,21	99,55	—	3,7
осадочные, континентальные									
0,90	2,79	0,06	1,45	0,25	0,48	10,59	99,40	—	4,0
1,18	2,39	0,38	1,45	0,63	0,36	10,36	99,48	—	3,9
интрузивным породам									
2,25	4,63	0,15	0,13	0,72	0,29	9,81	99,09	—	3,6
эффузивным породам									
1,40	4,68	Следы	0,85	0,51	0,58	5,97	99,22	2,59	5,9
осадочным породам									
1,92	4,70	0,09	1,37	0,41	0,28	8,26	99,34	1,97	5,7
2,06	4,66	0,12	0,67	0,58	0,30	8,93	99,14	2,22	3,6
1,84	4,70	0,08	1,29	0,42	0,32	7,93	100,15	2,22	5,8

ное отношение $SiO_2 : R_2O_3$.
четовой, Т. И. Будкиной.

Спектральный анализ бентонитов

Месторождение или проявление	Число анализов	Содержание					
		V	Cr	Co	Ni	Cu	Ga
Гидротермально-							
Асканское	2	0,35	0,1	0,1	—	0,02	0,015
Вулканогенно-							
Огланлинское	14	0,8	0,3	0,1	0,2	0,02	0,2
Азкамарское	7	1,3	0,1	0,1	0,2	0,07	0,3
Гумбрийское	1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,03	0,1
Пыжевское	1	0,03	0,1	0,1	0,1	0,03	0,2
Таганское	12	0,1	0,1	0,2	0,3	0,02	—
Среднее по генетическому подтипу	35	0,62	0,1	0,13	0,23	0,03	0,15
Вулканогенно-оса							
Камалинское	19	0,8	0,4	0,1	0,1	0,04	0,2
Среднее по генетическому типу	54	0,68	0,2	0,12	0,18	0,03	0,17
Терригенно- и коллоид							
Черкасское	1	1,0	0,7	0,1	0,2	0,1	0,3
Биклянское	5	1,1	1,3	0,2	0,5	0,1	0,2
Верхне-Нурлатское	3	1,5	0,9	0,1	0,2	0,07	0,1
Среднее по генетическому подтипу	9	1,22	1,1	0,15	0,37	0,09	0,17
Терригенно- и коллоидно-							
Любинское	4	1,2	2,0	0,2	0,68	0,1	0,5
Среднее по генетическому типу	13	1,21	1,38	0,16	0,46	0,09	0,27
Элювиальные по ин							
Сахаринское	16	0,08	0,75	0,08	0,66	0,03	—
Элювиальные по эф							
Усть-Маньинское	7	0,5	0,2	0,1	0,2	0,03	0,4
Элювиальные по							
Разгонское	4	0,8	0,4	0,1	0,2	0,05	0,22
Среднее по генетическому типу	27	0,29	0,55	0,51	0,47	0,03	0,14
в том числе без нонтронитовых глин	11	0,61	0,27	0,10	0,2	0,03	0,33
Кларки, по А. П. Виноградову [1962]		1,3	1,0	0,2	0,95	0,57	0,3

Примечание. Анализы произведены Г. Большедворовой.

элементов, % ($x \cdot 10^{-2}$)

Sr	Zr	Nb	Mo	Ag	Sn	Hf	Ba	Ta	Pb
метасоматические									
1,5	0,55	0,1	—	—	—	—	3,5	—	0,05
осадочные, морские									
2,5	1,1	—	0,01	—	—	—	1,4	—	—
1,1	1,3	—	0,01	—	—	—	0,9	—	—
1,0	0,7	—	0,1	—	—	—	1,0	—	—
4,0	0,7	—	0,2	—	—	—	5,0	—	0,1
1,0	—	—	0,01	—	—	—	—	—	—
1,71	0,74	—	0,02	—	—	—	0,91	—	Следы
дочные, континентальные									
2,7	2,7	—	0,01	—	—	—	1,6	—	—
2,09	1,43	—	0,02	—	—	—	1,15	—	Следы
но-осадочные, морские									
1,0	1,0	—	0,1	—	—	—	3,0	—	—
0,1	1,4	—	—	—	—	—	5,1	—	—
0,9	1,2	—	—	—	—	—	1,3	—	—
0,47	1,29	—	0,01	—	—	—	3,6	—	—
осадочные, континентальные									
1,5	1,4	—	0,2	—	—	—	5,5	—	0,1
0,79	1,32	—	0,07	—	—	—	4,18	—	Следы
трузивным породам									
—	1,01	0,03	0,04	0,003	Следы	0,01	1,37	Следы	0,2
фузивным породам									
2,3	3,4	—	0,01	—	—	—	1,0	—	—
осадочным породам									
1,25	1,32	—	0,01	—	—	—	2,0	—	—
0,78	1,67	Следы	0,03	Следы	Следы	Следы	1,36	Следы	Следы
1,92	2,64	—	0,01	—	—	—	1,36	—	—
4,5	2,0	0,2	0,02	0,001	0,1	0,06	8,0	0,035	0,2

с другой. Первые из них характеризуются в средних значениях пониженным содержанием (по сравнению с кларками) почти всех элементов, за исключением ванадия и ниобия. Так, содержание Cr, Co, Ni, Sr, Mo, Ba меньше примерно в 2—4 раза, Cu, Ga, Zr — до 1,5 раза, тогда как Ag, Sn, Hf не зафиксированы вообще, а в элювиальных бентонитах отмечаются лишь их следы. Что касается ванадия, то содержание его в гидротермально-метасоматических и вулканогенно-осадочных бентонитах, наоборот, повышено примерно в 1,5 раза, тогда как ниобий встречается лишь в гидротермальных бентонитах и в качестве акцессорной примеси в нонтронитовых глинах.

Состав и емкость обменного комплекса

Исследование катионного обмена имеет важное значение для характеристики вещественного состава и технологических свойств бентонитов. По составу обменного комплекса определяют минеральный вид бентонитов — бентониты натриевые, кальциевые, магний-кальциевые и т. д. и подразделяют их на щелочные (преимущественно натриевые), щелочноземельные (преимущественно кальциевые и магниевые в разных сочетаниях, редко с одним катионом) и смешанные (примерно с равным количеством щелочных и щелочноземельных катионов).

Определение состава и емкости обменного комплекса бентонитов проводилось по методике Пфеффера [Кригер Т. П. и др., 1965], усовершенствованной Л. Н. Подгорным с сотрудниками во ВНИИгеолнеруде (табл. 25). Состав и емкость обменного комплекса у бентонитов разных генетических типов заметно различны даже по средним значениям.

Гидротермально-метасоматические бентониты отличаются наивысшей суммой обменных катионов (89,1 мг·экв); близко к ним стоят вулканогенно-осадочные (78,4 мг·экв); затем идут элювиальные (67,7 мг·экв) и наименьшая сумма у терригенно- и коллоидно-осадочных (54,3 мг·экв). Подтипы также различаются по емкости обменного комплекса: бентониты морских подтипов имеют бóльшую емкость, чем бентониты континентальных подтипов.

По составу обменных катионов гидротермально-метасоматические и вулканогенно-осадочные морские бентониты резко выделяются большим содержанием обменного натрия. В других типах содержание катионов натрия измеряется единицами мг·экв и только в отдельных вулканогенно-осадочных континентальных месторождениях превышает 10 мг·экв. Соотношение катионов кальция и магния почти постоянно, во всех типах кальций превалирует; исключение представляют бентониты, образовавшиеся в аридных и семиаридных условиях (месторождение Азкамарское, Зырянское и Десятый Хутор) и образовавшиеся по ультрабазитам (Сахаринское месторождение). В них магний превалирует над кальцием. Повышенное содержание катионов магния почти всегда указывает на аридный или семиаридный климат (Огланлинское,

Таблица 25

Состав обменного комплекса бентонитов

Месторождение или проявление	Число анализов	Содержание обменных комплексов, мг·экв					$\frac{Na+K}{Ca+Mg}$
		Ca^{2+}	Mg^{2+}	K^+	Na^+	Сумма	
Гидротермально-метасоматические							
Саригюхское	473	18,2	10,2	2,1	59,5	90,0	2,2
Даш-Салахлинское	32	13,5	10,4	2,8	50,5	77,2	2,2
Среднее по генетическому типу	505	17,9	10,2	2,1	58,9	89,1	2,2
Вулканогенно-осадочные, морские							
Огланлинское	26	17,0	16,5	1,4	30,7	65,6	1,0
щелочные	12	12,3	12,1	2,1	44,9	71,4	1,9
щелочноземельные	14	21,0	20,2	0,9	18,5	60,6	0,5
Азкамарское	9	4,1	16,0	0,2	51,5	71,8	2,6
Гумбрийское	7	62,9	22,3	0,4	1,8	87,4	0,03
Пыжевское	2	69,1	21,1	0,4	0,7	91,3	0,01
Таганское (K_2)	4	26,1	19,7	0,3	33,1	79,2	0,7
Среднее по генетическому подтипу	22	32,7	19,4	0,3	27,7	80,1	0,5
Вулканогенно-осадочные, континентальные							
Камалинское	4	55,7	16,8	1,1	1,2	74,8	0,03
Десятый Хутор	2	18,5	34,3	0,9	12,4	66,1	0,2
Среднее по генетическому подтипу	6	43,3	22,6	1,0	4,9	71,8	0,09
Среднее по генетическому типу	28	35,0	20,1	0,5	22,8	78,4	0,4
Терригенно- и коллоидно-осадочные, морские							
Черкасское	11	41,3	31,4	1,0	2,0	75,7	0,04
Биклянское	78	30,2	11,4	1,2	2,5	45,3	0,09
Верхне-Нурлатское	32	39,6	19,8	3,3	4,7	67,4	0,1
Смышляевское	40	24,6	25,4	2,8	6,5	59,3	0,2
Среднее по генетическому подтипу	161	31,4	17,9	2,0	3,9	55,2	0,1
Терригенно- и коллоидно-осадочные, континентальные							
Любинское	10	21,4	21,2	0,8	1,7	45,1	0,06
Зырянское	149	26,5	29,2	0,9	5,4	62,0	0,1
Среднее по генетическому подтипу	159	26,2	28,7	0,9	5,2	61,0	0,1
Среднее по генетическому типу	320	28,8	23,3	1,4	4,5	58,0	0,1
Элювиальные, по интрузивным породам							
Сахаринское	33	21,9	33,0	0,8	4,8	60,5	0,1
Элювиальные, по эффузивным породам							
Усть-Маньинское	16	46,5	27,1	0,8	0,9	75,3	0,02

Месторождение или проявление	Число анализов	Содержание обменных комплексов, мг·экв					$\frac{Na+K}{Ca+Mg}$
		Ca^{2+}	Mg^{2+}	K^+	Na^+	Сумма	
Элювиальные, по осадочным породам							
Разгонское	9	61,5	22,5	0,4	0,4	84,8	0,01
Костюковичское	1	40,0	0,5	0,5	1,1	42,1	0,04
Расомаха	1	49,1	8,3	1,2	0,7	59,3	0,03
Среднее по генетическому подтипу	11	58,4	19,2	0,5	0,5	78,6	0,01
Среднее по генетическому типу	60	35,1	28,9	0,7	3,0	67,7	0,06
в том числе без нонтронитовых глин	27	51,3	23,9	0,7	0,7	76,6	0,02

Примечание. Анализы произведены Ф. А. Зариповой и Л. Г. Латыповой.

Черкасское месторождения) и ненормальную соленость водоема (месторождения Смышляевское и Десятый Хутор).

Из сравнения состава и емкости обменного комплекса бентонитов можно сделать следующие выводы:

1) щелочные бентониты встречаются, как правило, только в гидротермально-метасоматических и морских вулканогенно-осадочных месторождениях; щелочноземельные — во всех типах;

2) повышенное содержание обменного магния может быть связано с образованием бентонитов в водоемах с ненормальной соленостью в аридных или семиаридных условиях, а также с высоким содержанием магния в материнских породах;

3) величина обменного комплекса разных бентонитов также различна: она уменьшается в такой последовательности: гидротермально-метасоматические — вулканогенно-осадочные — элювиальные — терригенно- и коллоидно-осадочные.

На основании вышеизложенного можно делать предположения о генезисе месторождений бентонитов.

Минеральный состав

Бентониты должны содержать не менее 60% минералов монтмориллонитовой группы, остальные 40% примесей: гидрослюда, смешаннослойные образования, каолинит, палыгорскит и др. Из неглинистых минералов обычно присутствуют цеолиты, кристобалит, кварц, полевые шпаты. Изучение минерального состава бентонитов разных генетических типов выявило различие как в содержании породообразующего минерала, так и в количестве и качестве примесей (табл. 26).

Сопоставление этих данных позволяет заключить, что наиболее высокое содержание монтмориллонита наблюдается у гидротер-

Таблица 26

Усредненный минеральный состав бентонитов (в %)

Генетический тип	Разновидность монтмориллонита		Примеси		
	Щелочной	Шелочноземельный	Каолинит	Гидрослюда	Смешанно-слойные образования
Гидротермально-метасоматический	85	—	5	5	5
Вулканогенно-осадочный	85	—	5	5	5
То же	—	65	5—15	5—10	5—10
Терригенно- и коллоидно-осадочный	—	65	15	10	10
Элювиальный	—	70	10	5	15

мально-метасоматических и вулканогенно-осадочных бентонитов. Монтмориллонит может быть как щелочным, так и щелочноземельным; в небольших количествах могут присутствовать смешанно-слойные минералы, гидрослюды, каолинит, цеолиты, кристобалит, полевые шпаты. Небольшое различие между этими двумя типами может быть намечено по составу смешаннослойных образований: в гидротермально-метасоматических бентонитах они представлены чередованием пакетов монтмориллонита и селадонита, в вулканогенно-осадочных — монтмориллонита и иллита.

В элювиальных бентонитах содержание монтмориллонита меньше, соответственно больше примесей, особенно смешаннослойных образований; в них имеются, в зависимости от материнских пород, минералы никеля, кобальта, железа, титана, кальцит, доломит и др. Монтмориллонит, как правило, щелочноземельный 15-ангстремовый, иногда представлен своей железистой разновидностью — нонтронитом (по ультрабазитам).

Терригенно- и коллоидно-осадочные бентониты имеют содержание монтмориллонита минимальное, едва позволяющее им называться бентонитами. Монтмориллонит щелочноземельный, 14—15-ангстремовый. Содержание примесей — смешаннослойных образований, каолинита, гидрослюд — высокое; присутствуют также опал, аллофан и акцессорные минералы.

Таким образом, бентониты разных генетических типов различимы по минеральному составу. Но могут быть и отклонения от этой схемы как по содержанию монтмориллонита, так и по содержанию примесей. В частности, щелочноземельные монтмориллониты встречаются во всех типах, кроме того, содержание породообразующего монтмориллонита может сильно варьировать по разным причинам. Например, вулканогенно-осадочные щелочные бентониты Герпегежского месторождения характеризуются пониженным содержанием монтмориллонита, что обусловлено малым приносом пепловых частиц. Поэтому необходим иной критерий для сравнения бентони-

тов разных генетических типов по минеральному составу. Рассмотрим сами минералы монтмориллонитовой группы в бентонитах из месторождений разных генетических типов.

Минералы монтмориллонитовой группы в зависимости от изоморфных замещений подразделяются на диоктаэдрические (монтмориллонит, бейделлит, нонтронит, волконскоит) и триоктаэдрические (сапонит, гекторит, соконит) виды [Чухров Ф. В., 1970]. Исследованные авторами бентониты сложены в основном монтмориллонитом, реже нонтронитом.

В структуре монтмориллонита число слоев молекул воды зависит от характера межслоевых катионов: у кальциевых разновидностей имеется два слоя молекул воды, поэтому межслоевое расстояние d_{001} 15,5 Å, а у натриевых один, $d_{001} = 12{,}5$ Å; возможно и большее число слоев водных молекул.

Щелочные разновидности бентонитов встречаются только в гидротермальном и вулканогенно-осадочном типах. Щелочноземельные, кроме этих типов, преимущественно встречаются в терригенно- и коллоидно-осадочном и элювиальном типах. Это вполне согласуется с теоретическими представлениями о том, что ион натрия как наиболее подвижный всегда почти полностью выносится из элювия. Как видно на дифрактометрических кривых (рис. 31), щелочные и смешанные разновидности монтмориллонитов имеют базальное отражение d_{001} порядка 12,3—12,5 Å, тогда как щелочноземельные 15—15,7 Å. После насыщения препаратов глицерином этот рефлекс смещается до 17—18 Å. Интенсивность d_{001} монтмориллонита, имеющего вулканогенный источник, по сравнению с осадочными и элювиальными монтмориллонитами довольно низкая. Обработка препаратов 1 н. раствором KOH мало изменяет d_{001} по сравнению с образцом *а*, а насыщение глицерином (обр. *г*) способствует расширению решетки монтмориллонита до 16,7—17,8 Å, но этот эффект по сравнению с образцом *б* несколько ниже. Чтобы избежать влияния свойств разных катионов на величину межслоевого промежутка структуры монтмориллонита, мы попытались сравнить дифрактограммы бентонитов разных генетических типов, снятых с их монокатионных форм (рис. 32). Последние были приготовлены В. И. Храменковой по методике, описанной В. Е. Поляковым, Ю. И. Тарасевичем и О. Л. Алексеевым [1968]. При сравнении дифрактограмм оказалось, что базальные отражения различаются только у естественных образцов (они представлены бентонитами с разными обменными катионами), т. е. отражают специфику иона в межслоевом промежутке. В монокатионных формах они сдвигаются в сторону величины базального отражения монтмориллонита соответствующего катионного состава. Таким образом, метод дифракции рентгеновских лучей не уловил структурных различий у монтмориллонитов разных генетических типов.

Дальнейшее исследование монокатионных форм бентонитов показало, что дифференциальный термический анализ выявляет некоторые различия между монтмориллонитами. Исследование производилось на венгерском дериватографе ОД-102 при следующих

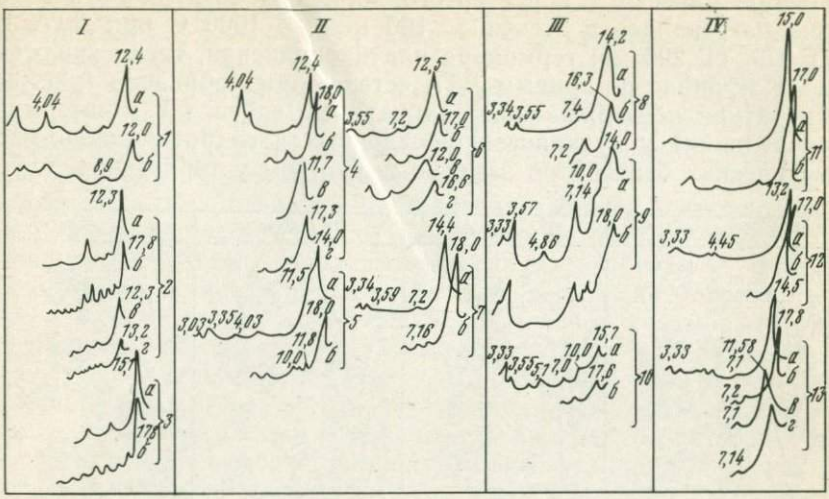


Рис. 31. Дифрактограммы бентонитов разных генетических типов.

Генетические типы: *I* — гидротермально-метасоматический; *II* — вулканогенно-осадочный; *III* — терригенно-и коллоидно-осадочный; *IV* — элювиальный.

Бентониты: *1* — саригюхский, *2* — асканге́ль; *3* — асканглина; *4* — огланге́ль; *5* — огланглина; *6* — таганский (розовый); *7* — камалинский; *8* — черкасский; *9* — биклянский; *10* — любинский, *11* — сахаринский; *12* — усть-маньинский; *13* — разгонский.

а — естественные образцы; *б* — насыщенные глицерином; *в* — обработанные 1н. раствором КОН; *г* — обработанные КОН и насыщенные глицерином

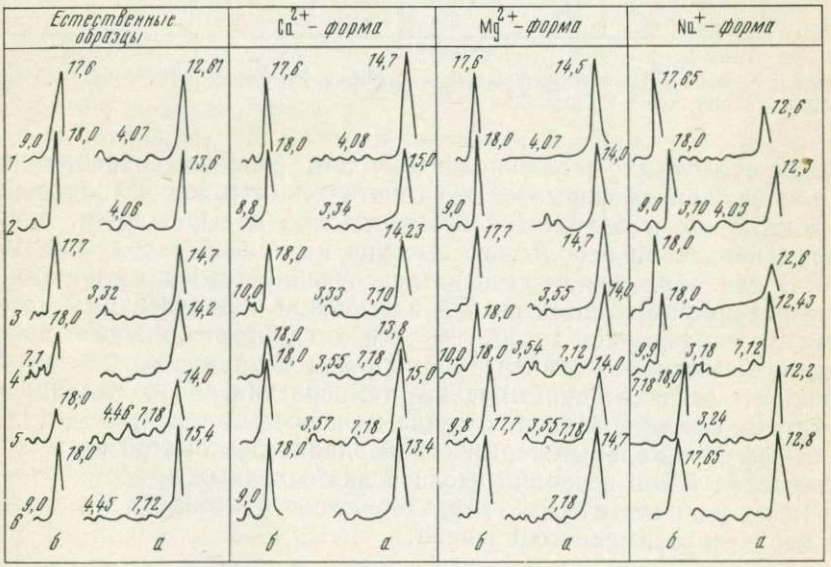


Рис. 32. Дифрактограммы естественных и Ca-, Mg-, Na-форм бентонитов некоторых месторождений:

1 — Даш-Салахлинского; *2* — Огланлинского; *3* — Черкасского (Дашуковский участок); *4* — Нурлатского; *5* — из скв. 10601, Украинский кристаллический щит; *6* — Разгонского.

а — естественные образцы; *б* — насыщенные глицерином

условиях: навеска 1 г растертого до пудры воздушно-сухого образца нагревалась в течение 100 мин до 1000° С при ДТА 1/5, ДТГ 1/3, ТГ 200 мг; термопара платинородиевая, тигли керамические. Как видно по кривым ДТА естественных образцов (рис. 33), температура обезвоживания силикатных слоев (II эндотермическая реакция) у вулканогенно-осадочных и гидротермально-метасоматических бентонитов заметно выше, чем у терригенно- и кол-

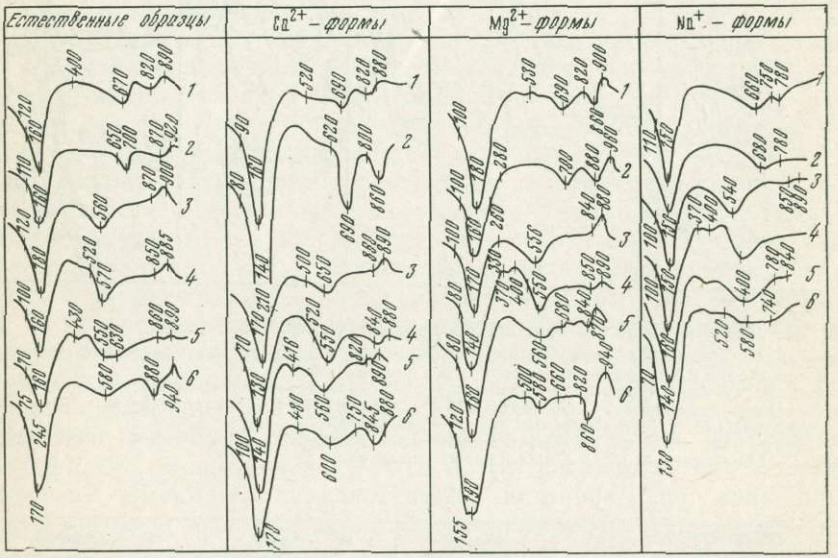


Рис. 33. Кривые ДТА естественных и Ca-, Mg- и Na-форм бентонитов из тех же месторождений, что и на рис. 32

лоидно-осадочных и элювиальных[1]. Эта разница сохраняется и у монокатионных форм *тех же генетических типов*. Влияние разных катионов в бентонитах незначительно и выражается, например, в появлении небольшого выступа на кривой в области 210—240° С для образцов, насыщенных двухвалентными катионами, и исчезновение этого выступа при насыщении одновалентным катионом. Кроме того, ион магния несколько сдвигает большинство эффектов к высоким температурам, а ион натрия — к низким. Но главное — согласно данным ДТА, температура *обезвоживания* силикатных слоев не зависит от вида межслоевых ионов.

Дифференциальный термический анализ бентонитов разных *генетических типов* позволил сделать два основных вывода.

1. Термоаналитические характеристики бентонитов не зависят от характера обменного катиона.

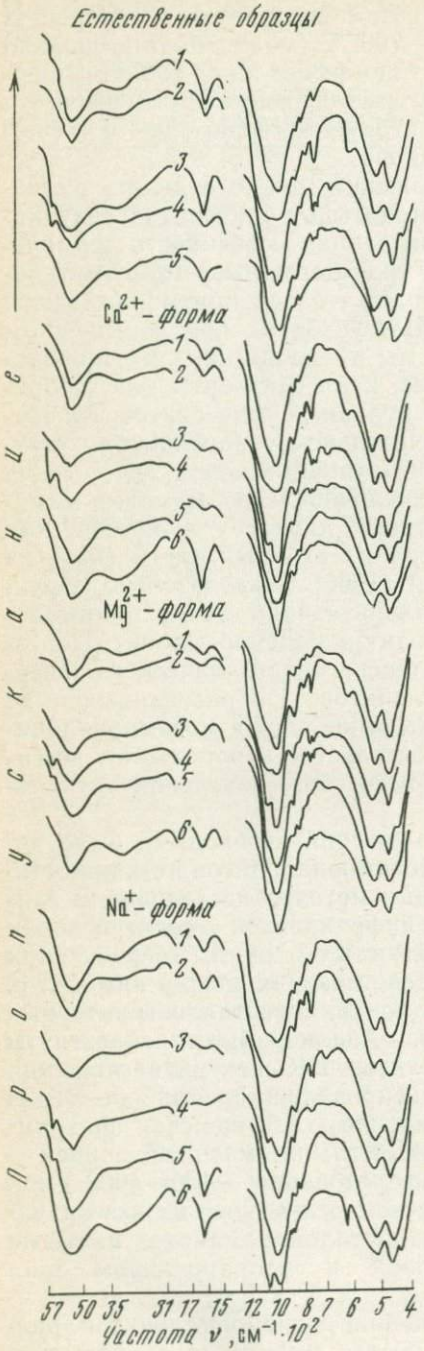
[1] С. Симода [1971 г.] считает, что обычный монтмориллонит имеет температуру обезвоживания силикатных слоев 600—700 °С, а «аномальный» монтмориллонит 560 °С.

2. По термоаналитическим характеристикам все бентониты подразделяются на две группы — высокотемпературную, у которой II эндотермический эффект равен 600—700° С (может быть несколько выше), и низкотемпературную — II эндоэффект ниже 600° С. В первую группу входят бентониты гидротермально-метасоматического и вулканогенно-осадочного типов, во вторую — терригенно- и коллоидно-осадочного и элювиального типов.

Следовательно, в первом приближении можно отделять вулканогенные (в широком смысле) бентониты от бентонитов невулканогенных. Чему же обязана вышеописанная особенность термического поведения монтмориллонитов гидротермально-метасоматических и вулканогенно-осадочных? Зная, что все монтмориллониты генерируются примерно в одинаковых условиях при повышенном pH среды и в присутствии магния, мы предполагаем, что причина заключается в материнском веществе. Если бентониты могут образовываться из различных пород, то вулканогенные бентониты своим возникновением обязаны исключительно вулканическому стеклу пеплов туфов, эффузивных и субинтрузивных пород, которое под воздействием щелочной (или слабощелочной) среды может изменяться в монтмориллонит. Силикатный каркас у вулканических стекол и монтмориллонитов построен из сходных «деталей» — из тетраэдров и октаэдров [Ратеев М. А., 1968]. Следовательно, структурные превращения при монтмориллонитизации стекла минимальны, и оно относительно легко переходит в монтмориллонит. Поэтому естественно предположить, что степень кристаллического совершенства структуры монтмориллонитов, образованных по вулканическому стеклу, должна быть выше, чем у монтмориллонитов иного происхождения. Это обстоятельство и порождает, по-видимому, отмеченные особенности термического поведения вулканогенных монтмориллонитов.

Для подтверждения этих предположений необходимо было получить точные данные о структуре монтмориллонитов и их кристаллических решетках. Из существующих методов исследования глинистых минералов только метод инфракрасной спектроскопии позволяет исследовать строение атомных групп, образующих структуру минерала, природу сил, действующих между ними, т. е. позволяет получить информацию о тонких кристаллоструктурных особенностях глинистых минералов. Анализу были подвергнуты монокатионные формы монтмориллонитов. ИК-спектры поглощения исследуемых образцов (рис. 34) фиксировались на приборе УР-20 при следующем режиме работы: усиление — 8,6; щелевая программа — 4; скорость сканирования — 64 $см^{-1}$/мин; масштаб записи — 10 $см^{-1}$/см; спектральная область исследования — 400—4000 $см^{-1}$. Пленочные препараты готовились путем осаждения из взвеси частиц размером менее 0,0001 см в бутиловом спирте, а также приготовления пасты в вазелиновом и фторированном маслах.

Полученные ИК-спектры поглощения монтмориллонитов различного генезиса существенно отличаются друг от друга. Эти раз-



личия наблюдаются как у естественных образцов, так и у их монокатионных форм. Объяснить их можно следующим образом.

В идеальной структуре монтмориллонита при отсутствии дефектов в алюмогидроксильном слое нет вакантных октаэдрических позиций, некомпенсированных валентных связей и свободных ОН-групп. В этом случае на ИК-спектрах поглощения будет наблюдаться лишь полоса поглощения структурных гидроокислов при частоте 3620 $см^{-1}$ и четкая полоса абсорбции небольшой интенсивности при 920 $см^{-1}$ колебания связи Al—OH [Мдивнишвили О. М., Махарадзе Л. В., 1965; Влияние кислотной. . ., 1973].

Если реакция выщелачивания октаэдрических атомов затрагивает не только краевые части кристаллов, но и глубинные октаэдры, алюмокислородгидроксильные сетки подвергаются разрушению и появляются ОН-группы — как свободные, так и вступившие в водородную связь различной интенсивности с атомами кислорода тетраэдрической сетки, либо гидратированными обменными катионами. В этом случае увеличивается общее число полос поглощения валентных колебаний ОН-связи, а полоса абсорбции при 920 $см^{-1}$ уменьшается по интенсивности.

Анализ полученных ИК-спектров поглощения позволил охарактеризовать тонкие кристаллохимические особенности монтмориллонитов из бентонитов каждого генетического типа.

Рис. 34. ИК-спектрограммы естественных и монокатионных форм бентонитов из тех же месторождений, что и на рис. 32

Гидротермально-метасоматические бентониты (см. рис. 34, обр. 1). ИК-спектры поглощения не фиксируют полос поглощения свободных ОН-групп, т. е. октаэдрическая сетка наиболее совершенна и приближается к кристаллохимической модели. Разрешение полос поглощения 525, 475 $см^{-1}$ четкое, степень кристаллического совершенства структуры минерала высокая. Монтмориллониты этого типа образовались из вулканического стекла при воздействии на него жидких и газообразных эманаций затухающего вулканического очага, т. е. в весьма благоприятных для генерации и сохранности монтмориллонита условиях. Высокая концентрация различных ионов в вулканических растворах создавала условия для вытеснения алюминия из октаэдрических позиций и замещения его другими атомами, что находит отражение на спектрограммах в виде уменьшения интенсивности полосы поглощения 920 $см^{-1}$ при отсутствии нарушения октаэдрического слоя [Мдивнишвили О. М., Махарадзе Л. В., 1965; Овчаренко Ф. Д., 1961; Влияние кислотной..., 1973].

Вулканогенно-осадочные бентониты (см. рис. 34, обр. 2). На ИК-спектрах поглощения монтмориллонитов этого типа обнаруживается весьма слабо выраженное плечо при частоте поглощения колебаний свободных ОН-групп 3700 $см^{-1}$, т. е. октаэдрическая сетка более дефектна, чем в предыдущем случае. Интенсивность полосы поглощения 920 $см^{-1}$ и разрешения полос поглощения 525, 475 $см^{-1}$ неодинаковы в пробах различных месторождений этого типа, что связано, вероятно, с неодинаковой степенью упорядоченности Al в структуре минерала. В целом ИК-спектрограммы свидетельствуют о высоком кристаллическом совершенстве структуры монтмориллонитов вулканогенно-осадочного бентонита, что вполне согласуется с их генезисом. Эти монтмориллониты образовались из вулканического стекла в результате его разложения и раскристаллизации в морских условиях. Данный способ образования монтмориллонита является идеальным и долгое время считался единственным.

Терригенно- и коллоидно-осадочные бентониты (см. рис. 34, обр. 3). Специфика тонкой структуры ИК-спектров поглощения монтмориллонитов осадочного типа позволяет подразделить их на две подгруппы (см. рис. 34, обр. 3 и 4) по интенсивности полос поглощения валентных колебаний связи Al^{VI}—ОН (920 $см^{-1}$) и свободных ОН-групп (3700 $см^{-1}$), а также разрешения асимметричных валентного (1110, 1040 $см^{-1}$) и деформационного (525, 475 $см^{-1}$) колебаний аниона $(SiO_4)^{3-}$. Это свидетельствует о значительной вариации степени дефектности октаэдрических и искажения гексагонального мотива тетраэдрических сеток структуры монтмориллонитов осадочного генезиса (минимальное в первой подгруппе — см. рис. 34, обр. 3 и максимальное во второй — см. рис. 34, обр. 4).

Такое явление обусловлено тем, что монтмориллониты данного типа бентонитов образовывались как в корах выветривания областей питания бассейна аккумуляции, так и в самом бассейне в ре-

Физические свойства бентонитов (средневзвешенные значения)

Месторождение или проявление	Содержание фракций, %						
						в том числе	
	>0,1 мм	0,1—0,01 мм	0,01—0,05 мм	0,05—0,001 мм	<0,001 мм	0,001—0,0001 мм	<0,0001 мм
Гидротермально-							
Саригюхское	7,9	20,8	13,3		58,0*	33,0	25,0
Даш-Салахлинское	4,5	8,3	13,9		73,3*	57,2	16,1
Асканское	3,8	9,9	2,5	8,2	75,6	50,2	25,4
Среднее по генетическому типу	6,9	17,4	13,4		62,3	39,4	22,9
Вулканогенно-оса							
Огланлинское	1,2	11,4	6,9	22,4	58,1	40,9	17,2
Азкамарское	0,6	8,6	9,8	4,0	77,0	49,8	27,2
Гумбрийское	0,4	30,8	6,2	25,3	37,3	21,6	15,7
Пыжевское	1,3	13,8	9,2	23,9	51,8	40,2	11,6
Таганское (K_2)	0,3	4,0	4,1	8,9	82,7	39,7	43,0
Среднее по генетическому подтипу	0,9	13,4	7,1	18,9	59,7	39,2	20,5
Вулканогенно-осадоч							
Камалинское	2,1	24,5	6,5	19,4	47,7	32,9	14,8
Десятый Хутор	0,3	12,4	7,6	25,6	54,1	41,7	12,4
Среднее по генетическому подтипу	1,2	19,0	7,0	22,2	50,6	37,3	13,3
Среднее по генетическому типу	1,0	15,1	7,1	19,9	56,9	38,6	18,3
Терригенно- и коллоид							
Черкасское	0,7	3,3	4,2	9,4	82,4	79,4	3,0
Биклянское	0,5	16,9	12,9	32,6	37,1	22,7	14,4
Верхне-Нурлатское	1,0	12,0	7,7	31,2	48,1	37,7	10,4
Смышляевское	0,2	8,0	10,5	28,1	53,2	44,0	9,2
Среднее по генетическому подтипу	0,9	13,7	11,4	30,0	44,0	31,4	12,6
Терригенно- и коллоидно-							
Любинское	0,4	13,0	12,2	14,3	60,1	29,1	31,0
Зырянское	4,0	4,6	16,6	10,1	64,7	33,8	30,9
Среднее по генетическому подтипу	3,4	5,9	15,9	10,8	64,0	33,0	31,0
Среднее по генетическому типу	1,6	11,4	12,7	24,4	49,9	31,9	18,0

Пластичность, %			Плотность, г/см³	Средняя плотность, г/см³		Коэффициент пористости	Естественная пористость, %	Набухаемость, раз	Число Enslin	Коллоидальность, %
Верхний предел	Нижний предел	Число пластичности		Во влажном состоянии	В сухом состоянии					
метасоматические										
107,8	37,5	70,3	2,63	1,89	1,79	0,47	32,0	11,6	303*	94,7
164,1	60,0	104,1	2,69	1,52	1,41	0,90	47,3	14,4	359	78,8
215,6	64,0	151,6	2,76	2,00	1,81	0,52	34,2	10,5	323	85,0
158,2	53,5	104,7	2,68	1,76	1,64	0,63	38,6	12,8	320	86,2
дочные, морские										
62,3	32,4	29,9	2,64	1,79	1,70	0,55	35,5	10,2	293	92,3
89,6	39,3	50,3	2,69	1,95	1,87	0,44	30,5	8,0	336	88,5
84,7	66,9	17,8	2,65	1,61	1,41	0,88	46,8	1,8	—	36,6
82,1	50,5	31,6	2,72	2,02	1,81	0,50	33,3	2,4	—	32,6
80,1	37,6	42,5	2,63	2,00	1,84	0,43	30,1	10,5	383	98,5
75,9	41,8	34,1	2,65	1,83	1,71	0,55	35,5	9,0	320	83,2
ные, континентальные										
53,7	31,3	22,4	2,69	1,95	1,80	0,49	32,9	1,7	—	25,0
66,6	34,6	32,0	2,72	2,12	1,99	0,37	27,0	4,4	173	62,6
61,1	33,2	27,9	2,70	2,03	1,89	0,43	30,1	3,0	173	44,5
72,3	39,7	32,6	2,66	1,87	1,75	0,52	34,2	8,1	290	78,0
но-осадочные, морские										
85,1	42,6	42,5	2,81	2,09	1,88	0,49	32,9	2,2	226	29,4
60,2	32,1	28,1	2,70	—	—	—	—	3,5	—	24,6
64,7	39,1	25,6	2,75	1,90	1,79	0,54	35,1	2,9	193	23,1
64,4	31,2	33,2	2,78	2,00	1,92	0,45	31,0	—	—	27,7
15,9	39,3	36,6	2,73	2,02	1,86	0,49	32,9	3,0	214	24,5
осадочные континентальные										
49,6	23,5	26,2	2,73	—	—	—	—	2,7	—	24,8
67,5	33,6	33,9	2,66	—	—	—	—	2,6	—	25,9
62,4	30,7	31,7	2,68	—	—	—	—	2,7	—	25,3
71,9	36,8	35,1	2,76	2,02	1,86	0,48	32,4	2,9	214	24,6

Месторождение или проявление	Содержание фракций, %						
						в том числе	
	>0,1 мм	0,1—0,01 мм	0,01—0,05 мм	0,05—0,001 мм	<0,001 мм	0,001—0,0001 мм	<0,0001 мм
Элювиальный по ин							
Сахаринское	5,5	27,6	9,2	19,1	38,6	22,9	15,7
Элювиальный по эф							
Усть-Маньинское	1,1	18,6	11,4	22,2	46,7	34,8	11,9
Элювиальный по							
Разгонское	1,2	28,0	8,4	23,1	39,3	25,1	14,2
Среднее по генетическому типу	4,4	27,1	9,2	20,1	39,2	24,1	15,1
в том числе без монтронитовых глин	1,2	25,6	9,2	22,9	41,1	27,5	13,6

* По данным НИИКМА. Остальные анализы произведены в лаборатории ВНИИгеолнеруд.

зультате диагенетических преобразований и раскристаллизации алюмокремниевых гелей. Там, где условия были более благоприятны (аридный или семиаридный климат, высокий pH среды), дефектность октаэдрических слоев монтмориллонитов была меньшей, что и наблюдается в первой подгруппе ИК-спектрограмм (см. рис. 34, обр. 3), а там, где условия образования и сохранности монтмориллонита были мало благоприятны (гумидный климат, низкий pH среды), дефектность октаэдрических и тетраэдрических слоев этого минерала оказалась максимальной (см. рис. 34, обр. 4).

Элювиальные бентониты (см. рис. 34, обр. 5 и 6). Структура монтмориллонита наиболее сильно отличается от кристаллохимической модели. Фиксирована четко выраженная полоса поглощения колебания свободных OH-групп 3700 $см^{-1}$. Это обусловлено, вероятно, обрывом Al^{VI}—OH связей за счет частичного выщелачивания атомов алюминия из октаэдрических позиций (полоса поглощения 920 $см^{-1}$ очень слабая). Разрешение полос поглощения асимметричного валентного (1110, 1040 $см^{-1}$) и деформационного (525, 475 $см^{-1}$) колебаний тетраэдрического аниона $[SiO_4]^{3-}$ слабое. Это, по-видимому, сопряжено с сильным искажением тетраэдрических сеток, т. е. геометрический облик псевдогексагональной петли тетраэдрической сетки изменяется в довольно широких пределах от кристаллита к кристаллиту или от слоя к слою. Такие нарушения кристаллической решетки связаны, вероятно, с тем, что монтмориллонит бентонита элювиального типа образуется путем выветривания и стадийного преобразования темноцветных минералов извер-

Продолжение табл. 27

Пластичность, %			Плотность, г/см³	Средняя плотность, г/см³		Коэффициент пористости	Естественная пористость, %	Набухаемость, раз	Число Enslin	Коллоидальность, %
Верхний предел	Нижний предел	Число пластичности		Во влажном состоянии	В сухом состоянии					
трузивным породам										
72,8	49,0	23,8	2,94	1,67	1,47	1,00	50,0	1,8	168	20,5
фузивным породам										
72,2	50,7	21,5	2,63	1,85	1,68	0,56	35,9	2,5	240	30,0
осадочным породам										
60,4	33,0	27,4	2,80	1,79	1,64	0,70	42,7	1,5	182	23,0
67,9	43,3	24,6	2,84	1,75	1,58	0,80	44,4	1,7	179	24,2
65,8	41,2	24,6	2,78	1,80	1,64	0,70	41,2	1,6	211	25,5

женных пород. Воздействие атмосферного кислорода и агрессивных кислых растворов обусловливает «порчу» октаэдрического слоя монтмориллонита и образование свободных ОН-связей, которые и были зафиксированы на ИК-спектрограммах.

Таким образом, метод ИКС не только подтвердил предположения авторов относительно различий в кристаллических решетках монтмориллонитов разных генетических типов, но также позволил их дифференцировать по генезису. Предположение о наличии разной устойчивости кристаллических решеток монтмориллонитов разного генезиса к воздействию температуры также подтвердилось: прокаленные образцы монтмориллонитов обнаружили разную степень сохранности кристаллической структуры независимо от вида обменного катиона. Следовательно, катионы обменного комплекса не затушевывают на ИК-спектрограммах структурных вариаций монтмориллонитов.

ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА

Различия в минеральном составе бентонитов, а главное — в структурных и кристаллохимических особенностях породообразующего монтмориллонита, порождают, естественно, различия и в физических свойствах бентонитов разных генетических типов.

Из физических свойств бентонитов рассматриваются: дисперсность, плотность и средняя плотность, пластичность, набухаемость и коллоидальность (табл. 27).

Дисперсность

По гранулярному составу основная масса бентонитов состоит из мелкопелитовых частиц. Средневзвешенное содержание их постепенно уменьшается от бентонитов гидротермального к элювиальному типам. Так, более тонкодисперсны гидротермальные (62,3%), затем вулканогенно-осадочные (56,9%), далее терригенно- и коллоидно-осадочные (49,9%) и, наконец, элювиальные (39,2%) бентониты. Содержание предколлоидных и коллоидных частиц в общем подчеркивает отмеченную закономерность — уменьшение содержания их в бентонитах названных генетических типов. Наиболее качественные бентониты щелочного и смешанного состава, по сравнению со щелочноземельными, содержат в 1,5 раза больше коллоидных частиц. Алевритовые зерна в среднем для всех типов бентонитов не превышают 15%, а песчаные — 4% массы породы. Это позволяет отнести бентониты к слабоалевритовым и тонкодисперсным разностям.

В генетическом отношении можно сказать, что в процессе образования бентонитов происходит формирование их гранулярного и минерального состава, которые обусловливают друг друга. Чем больше в породе монтмориллонита, тем выше ее дисперсность. Это хорошо иллюстрирует тот факт, что практически мономинеральные бентониты являются вместе с тем монодисперсными. Таковы, например, бентониты гидротермальные (Саригюхское, Даш-Салахлинское месторождения), вулканогенно-осадочные (Огланлинское месторождение), частично осадочные (Черкасское).

Степень дисперсности бентонитов при оценке их качества и определении направления его использования всегда является важным показателем. Так, например, в буровых растворах содержание песчаных частиц регламентирует их сортность (ТУ 39—044—74), в производстве железорудных окатышей содержание мелкопелитовых частиц в бентонитах должно быть не менее 50% и т. д.

Плотность и средняя плотность

Бентониты, как и любые глины, являются трехкомпонентной системой, состоящей из минерального скелета, воды и воздуха. Минеральные частицы бентонитов занимают лишь часть объема (55—68%), остальную часть объема составляют поры, заполненные водой, и незначительное количество (2%) воздуха.

Плотность бентонитов изменяется в среднем от 2,66 до 2,84 г/см^3, постепенно увеличиваясь от гидротермально-метасоматических до элювиальных (см. табл. 27), что связано с увеличением содержания железа. Более значительны колебания средней плотности скелета (1,58—1,86 г/см^3), а при естественной влажности 1,75—2,02 г/см^3.

Изменения плотности и средней плотности бентонитов зависят от плотности частиц, слагающих их. Повышение плотности бентонитов связано, кроме железа, с минералами-примесями, например

с хлоритом, гидромусковитом, карбонатами кальция и магния, тяжелыми терригенными и аутигенными минералами. Чем больше в бентонитах минералов монтмориллонитовой группы, а также органических веществ, тем меньше будет их плотность.

В средних значениях бентониты характеризуются как среднепористые породы. Коэффициент пористости их колеблется в пределах от 0,48 до 0,80, а у железистых монтмориллонитов до 1 и в среднем составляет 0,55. Соответственно изменяются и значения естественной пористости.

Пористость различных в генетическом отношении бентонитов неодинакова. Она отображает колебания гранулярного и минерального составов пород. Там, где больше содержится мелкопелитовых частиц, всегда больше породообразующего монтмориллонита и в соответствии с этим изменяется пористость. В рассматриваемом случае наибольшая пористость (44,4%) присуща элювиальным бентонитам. Близкими значениями пористости характеризуются осадочные (32,4%) и вулканогенно-осадочные (34,2%) бентониты. Гидротермальные бентониты, за исключением даш-салахлинских, обладают пористостью в среднем 32,9%, а даш-салахлинские 47,3%. Это обусловлено тем, что данные бентониты в отличие от саригюхских образовались за счет высокопористого эффузивного и пирокластического материала с высоким содержанием летучих компонентов (см. гл. IV). Кроме того Саригюхское и Даш-Салахлинское месторождения рассматриваются авторами как две разновидности гидротермально-метасоматического генетического типа, ибо они образовались в результате метасоматоза разных пород в различных условиях — первые за счет субинтрузивных на относительно большой глубине (выше бентонитов залегают мандельштейны с агатовыми горизонтами, еще выше — марганцевые рудопроявления), вторые в основном за счет вулканокластических пород вблизи дневной поверхности.

Несмотря на значительную пористость, бентониты всех типов обладают переуплотненностью, коэффициент уплотненности их везде превышает 1 и в среднем равен 1,4.

При анализе изменения пористости в зависимости от уплотненности бентонитов необходимо учитывать, что породы за время своего существования значительно уплотнились под влиянием внешних нагрузок, дегидратации, цементации скелета и других факторов диагенеза (табл. 28).

Приведенные данные показывают, что приблизительные значения начальной пористости при уплотнении бентонитов гидротермального типа составляют 81,0%, тогда как в остальных типах 65,6—67,3%. В процессе окаменения эта первоначальная пористость сократилась почти в 2 раза в гидротермальных, в вулканогенно-осадочных и осадочных бентонитах и в 1,5 раза в элювиальных бентонитах. Процесс уменьшения пористости сопровождался уменьшением мощности бентонитов по сравнению с их первоначальной мощностью. Так, степень сжатия слоя для гидротермальных бентонитов в среднем равна 69%, тогда как для вулканоген-

Таблица 28

Физико-механические показатели окаменения бентонитов

Генетический тип	Подтип	Начальная пористость, %	Степень сжатия слоя, %	Показатель начальной мощности слоя, %	Показатель уплотненности
Гидротермально-метасоматический	Морской	81,0	69	322	1,3
Вулканогенно-осадочный	„	65,8	48	192	1,6
Терригенно- и коллоидно-осадочный	„	67,3	52	207	1,5
Элювиальный	По изверженным и осадочным породам	65,6	38	162	1,4

Примечание. Физико-механические показатели рассчитаны по В. А. Приклонскому [1947].

но-осадочных 48%, осадочных 52% и элювиальных 38%. Характеристика первоначальной мощности пород при пористости, отвечающей верхнему пределу пластичности, в среднем составляет у гидротермально-метасоматических бентонитов 322%, у вулканогенно-осадочных 192%, осадочных 207% и элювиальных 162%. Все вышеизложенное позволяет с большей уверенностью объяснить высокие показатели уплотненности, которые при повышенной пористости имеют значения более 1 (переуплотненные бентониты).

Пластичность

Повышенная пластичность характерна для монтмориллонитовых глин и особенно бентонитов (см. табл. 27). Так, например, число пластичности уменьшается от гидротермальных (104,7%) до элювиальных (24,6%) и в среднем составляет 42%. Повышенная пластичность бентонитов обусловливается главным образом преобладанием в их составе мелкопелитовых, в том числе коллоидных частиц, а также спецификой породообразующего монтмориллонита. Присутствие в бентонитах значительного количества кварца, тяжелых терригенных и аутигенных минералов, в том числе и в пелитовой фракции, способствует уменьшению пластичности. Это наглядно видно на примере элювиальных бентонитов, содержащих более 30% песчано-алевритовых зерен. Показатели числа и нижнего предела пластичности у осадочных бентонитов довольно близки между собой. Каждая из этих величин почти вдвое меньше верхнего предела пластичности. Однако у гидротермальных бентонитов число пластичности почти вдвое больше нижнего предела пластичности, а в вулканогенно-осадочных и особенно элювиальных меньше.

Нижний предел пластичности, или граница раскатывания, соответствует влажности, при которой бентонит переходит из пласти-

ческого состояния в твердое. Эта влажность приблизительно отвечает значению максимальной молекулярной влагоемкости и потому приобретает важное значение. В рассматриваемом случае нижний предел пластичности в среднем имеет наибольшее значение у гидротермально-метасоматических бентонитов — 53,5%, уменьшаясь в вулканогенно-осадочных до 39,7%, осадочных — до 36,8% и элювиальных (по осадочным породам) — до 33%. Нижний предел пластичности элювиальных бентонитов по эффузивным породам (Усть-Маньинское проявление), а также по гипербазитам (Сахаринское проявление нонтронитов) соответственно равны 50,7 и 49%, что приближает их к показателям высококачественных бентонитов, имеющих вулканогенный источник. Действительно, названные бентониты отличаются высоким качеством; они пригодны даже как связующая добавка для окомкования железорудных концентратов (Перспективы выявления..., 1973]. Таким образом, сопоставление показателей пластичности бентонитов позволяет устанавливать не только существенные отличия их друг от друга, но также давать в первом приближении качественную оценку сырья.

Набухаемость

Набухаемость по ТУ 9-36-69 Минчермета определяет качество бентонита как связующей добавки в производстве железорудных окатышей. Это представление основано на том, что кристаллическая решетка монтмориллонита проявляет сопособность к расширению в присутствии жидкости.

В средних значениях набухаемость для гидротермальных бентонитов составляет 12,8 раз, вулканогенно-осадочных 8,1 раз, в том числе щелочных разновидностей 10 и щелочноземельных 3 раза. Осадочные и элювиальные бентониты набухают незначительно — в среднем не более чем в 3 раза. Набухаемость, при всем различии показателей, как установил М. Д. Фостер [Foster M. D., 1953], не зависит ни от емкости обменных катионов, ни от заряда тетраэдрического слоя кристаллической решетки. Он показал, что набухаемость связана с замещениями катионов в октаэдрах. Чем больше таких замещений, тем выше набухаемость монтмориллонита. Это свойство связывается с диссоциацией монтмориллонита, и чем она выше, тем больше набухаемость. Следовательно, наибольшая набухаемость натриевых монтмориллонитов по сравнению с кальциевыми объясняется наибольшей степенью диссоциации, в результате чего большое количество структурных единиц остается с отрицательным зарядом.

Другим характерным показателем набухаемости является число Enslin (Kortmann H., Mai A., 1970). Предложенный метод отличается высокой точностью и позволяет оценить качество бентонита. Например, была доказана четкая зависимость между числом Enslin и числом сбрасывания окатышей на стальную плиту. Хорошие результаты получены по прочности сухих окатышей, изготовленных с применением щелочных бентонитов.

В рассматриваемом случае число Enslin также изменяется в широких пределах. Отмечается, что данный показатель у гидротермальных бентонитов составляет 320%, вулканогенно-осадочных 290%, осадочных 214% и элювиальных 179%. У высококачественных щелочных бентонитов многоотраслевого направления число Enslin примерно равно 300%. Однако набухаемость [Перспективы выявления..., 1973] применительно к производству окатышей может служить качественным показателем бентонитов только для типично щелочных их разновидностей, и то не всегда, поскольку есть исключения из этого правила. Доказано, что щелочноземельные, в том числе и типично кальциевые, практически мономинеральные бентониты ведут себя в окатышах превосходно (Усть-Маньинское, Пыжевское и другие месторождения). Низкая набухаемость их не снижает качества сырья.

Коллоидальность

Наиболее простым методом идентификации бентонитов является определение коллоидальности по ГОСТ 4526-75. Высококачественные набухающие бентониты в среднем обладают коллоидальностью более 85%, гидротермальные 86,2%, вулканогенно-осадочные 98,0%, в то время как ненабухающие бентониты того же генетического типа — 40% (морские 35% и континентальные 44,5%). Щелочноземельные бентониты осадочного и элювиального типов характеризуются низкой набухаемостью и коллоидальностью, в среднем не превышающих 25% (см. табл. 27).

Коллоидальность так же, как и набухаемость, в основном зависит от степени диссоциации монтмориллонитов. Диссоциация происходит под действием молекул воды, которые своими отрицательно заряженными полюсами, притягиваясь к обменным катионам, стремятся оторвать их от анионов, находящихся на поверхности коллоидных частиц. Чем выше диссоциация, тем больше коллоидальность бентонита. Однако эта закономерность действует, как показал А. А. Роде (1965 г.), только в пределах одной и той же валентности и поэтому наиболее ярко проявляется у натриевых бентонитов.

Некоторые исследователи считают, что показатель коллоидальности соответствует процентному содержанию монтмориллонита в породе. Однако подобное объяснение не оправдано, хотя и отмечаются (в пределах точности до 10%) совпадения, поскольку минеральный состав пелитовой фракции бентонитов, в том числе и коллоидной, тот же. Такие совпадения прослеживаются только для щелочных бентонитов.

Отмеченные особенности физического состояния бентонитов определяют их технологические свойства и пути их использования в разных отраслях промышленности.

ТЕХНОЛОГИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА

Благодаря специфическим особенностям состава бентониты применяются во многих отраслях народного хозяйства. Наиболее важные из них — буровая техника, окомкование железорудных концентратов и литейное производство. Однако область применения бентонитов настолько велика и многообразна, что в этом направлении предстоит еще много сделать.

Буровые растворы

Широкое применение бентониты нашли в нефтебуровых работах для приготовления глинистых растворов. В 1975 г. на эти цели использовано 765,6 тыс. т, или 31,7% всей добычи. Новые технические условия на глинистое сырье (ТУ 39-044-74) и на глинопорошки (ТУ-39-043-74, взамен ТУ 1964 г.) предъявляют повышенные требования к бентонитам, которые подразделяются на четыре сорта в порошках, кроме того, выделяется и высший сорт.

Буровые растворы, изготовленные из бентонитов разных генетических типов, резко отличаются друг от друга (табл. 29). Плотность глинистых растворов у высококачественных щелочных гидротермальных и вулканогенно-осадочных бентонитов изменяется от 1,04 до 1,15. Выход глинистого раствора из 1 т составляет 9,5—15,7 м³/т, а содержание песка 0,6—5%. Из данных бентонитов получаются растворы первого сорта. Из бентонитов со смешанным обменным комплексом (Таганское месторождение) могут быть получены растворы первого — третьего сортов с выходом 6,3—12,6 м³/т. Щелочноземельные бентониты осадочного и элювиального типов отличаются низким качеством, из них могут быть получены буровые растворы только четвертого сорта. Плотность растворов при этом составляет 1,20—1,29, выход раствора 2,2—3,2 м³/т, при содержании песка 1,6—2,9%. Следует подчеркнуть, что низкосортные растворы были получены из элювиальных бентонитов, образованных по эффузивным породам, тогда как бентониты, образованные по гипербазитам и осадочным породам, для приготовления буровых растворов не пригодны из-за повышенного содержания песка.

Облагораживание бентонитов натрийсодержащими препаратами и различными полимерами улучшает качество растворов. Наиболее эффективен метас. Благодаря ему из бентонитов гидротермального и вулканогенно-осадочного типов получают растворы высшего сорта. В частности, обработка таганского бентонита метасом и содой повышает выход раствора до 28—37 м³/т (по данным ВНИИБТ).

Из осадочных бентонитов при облагораживании метасом могут быть получены растворы первого и второго сортов (например, из верхненурлатских). Скачок в сторону увеличения качества растворов в 4 раза по сравнению с естественными бентонитами имеет не-

Таблица 29

Свойства буровых растворов из бентонитов разного генезиса

Бентонит	Плотность раствора, г/см³ (при вязкости 25 с по вискозиметру ВП-5)	Выход раствора, м³/т (при вязкости 25 с по вискозиметру ВП-5)	Содержание песка, %	Сорт (ТУ 39—044—74 и ТУ—39—043—74)
Гидротермально-метасоматические				
Саригюхский	1,06	10,6	4—5	1
То же +2% Na_2CO_3	1,042	15,0		1-*B*
То же +0,3% метас	1,053	10,6		1
То же +2% Na_2CO_3+0,3% метас	1,039	16,1		1-*B*
То же +3% Na_2CO_3+0,3% метас	1,038	17,41		1-*B*
Даш-Салахлинский	1,05—1,15	9,5—10,5	2,0—2,46	1—2
Вулканогенно-осадочные				
Огланлинский	1,06	10,5	2,3	1
Азкамарский	1,04	15,7	0,6	1-*B*
Таганский	1,05—1,10	6,3—12,6*	0,0	1—3
То же +3% Na_2CO_3	1,022	28	—	*B*
То же +3% Na_2CO_3+0,3% метаса	1,016	37,0	—	*B*
Десятый Хутор	1,1—1,28	2,2—6,3	0,0—2,9	3—4
Терригенно- и коллоидно-осадочные				
Черкасский	1,29	2,2	1,6	4
Биклянский	1,24	2,6	2,9	4
То же +5% Na_2CO_3	1,20	3,1		4
То же +0,3% метас	1,13	4,8		4
Верхне-Нурлатский	1,22	2,8		4
То же +5% Na_2CO_3	1,11	5,7		4
То же +0,3% метас	1,061	10,3		1
Любинский	1,24	2,6	2,0	4
Элювиальные				
Усть-Маньинский	1,20	3,2	2,0	4
Разгонский	1,25	2,5	1,0	4

* По данным М. М. Кравченко, при обработке 5%-ным раствором соды из 1 т глинопорошка получено 25—27 м³/т бурового раствора.

маловажное значение. Это позволяет настойчиво рекомендовать терригенно- и коллоидно-осадочные бентониты для приготовления буровых растворов.

Производство железорудных окатышей

Принято считать, что натриевые бентониты наиболее пригодны для целей окомкования железорудных концентратов. Техническими условиями ЧМТУ 9-36-69 качество бентонита как связующей добавки определяется их набухаемостью.

Химико-минералогические исследования и прогноз на кондиционные бентониты разных генетических типов, а также технологические испытания окатышей, изготовленных с их применением, были выполнены ранее [Перспективы выявления..., 1973]. Здесь кратко остановимся лишь на основных выводах.

1. Щелочные гидротермально-метасоматические (Саригюхское, Даш-Салахлинское месторождения) и вулканогенно-осадочные морские (Огланлинское) бентониты характеризуются высоким качеством как связующая добавка для окомкования железорудных концентратов. Щелочноземельные, в том числе и типично кальциевые, практически мономинеральные их разновидности в окатышах также ведут себя превосходно. К ним относятся Асканское (асканглина), Таганское месторождения и некоторые другие.

Среди элювиальных бентонитов пригодными для этих целей оказались лишь некоторые проявления, например Усть-Маньинское в Тюменской области, а также нонтронитовые глины, широко развитые на Южном Урале. Высокое качество последних подтверждено промышленными испытаниями на Качканарском ГОКе.

Осадочные бентониты, обладая, как правило, минимальным содержанием монтмориллонита, для целей окомкования в естественном состоянии не пригодны.

2. На качество бентонитов как связующей добавки в окомковываемой шихте влияют многие факторы. Основными критериями их качества являются: содержание монтмориллонита $>85\%$, величина обменной емкости 60 мг·экв для щелочных и >75 мг·экв для щелочноземельных разновидностей, содержание мелкопелитовых частиц должно быть не менее 50% массы породы. Названные показатели необходимо рассматривать в комплексе; они могут быть использованы геологами при проведении соответствующих поисковых и разведочных работ.

Литейное производство

В литейном производстве, так же как и в любом другом, строго различаются щелочные бентониты (набухающие) и щелочноземельные (ненабухающие). Эти разновидности обладают различной способностью к дегидратации и в связи с этим характеризуются разной долговечностью и прочностью в литейных формах. Связующие свойства бентонитов определяются лабораторно-технологическими испытаниями (табл. 30).

Связующие свойства, как правило, лучше у гидротермально-метасоматических и вулканогенно-осадочных щелочных бентонитов. Прочность формовочных смесей, приготовленных с ними, изменяется от 1,23 до 3 кгс/см^2 в сыром состоянии и от 4 до 6,6 кгс/см^2 — в сухом [1]. Смешанные бентониты придают прочность формовочным смесям в сыром состоянии 1,84 кгс/см^2, а в сухом — 5,55 кгс/см^2, тогда как кальциевые разновидности соответственно 1,4—1,7 и 4,38—5 кгс/см^2.

[1] Здесь и далее 1 кгс/см^2 = 98,0665 кПа.

Таблица 30

Формовочные свойства бентонитов

Месторождение или проявление	Число анализов	Коллоидальность, %	Прочность формовочных смесей, кгс/см²		Массовая доля вредных примесей, %				Марка ГОСТ-3226—77
			во влажном состоянии	в высушенном состоянии	Fe_2O_3	K_2O+Na_2O	$CaO+MgO$	$S_{сульф.}$	
Гидротермально-метасоматические									
Саригюхское	1	94,7	1,25	4,00	1,50	2,90	4,43	0,0	$БС2Т_2$
Даш-Салахлинское	1	78,8	3,00	5,00	9,87	3,58	4,95	0,12	$БП2Т_3$
Асканское	2	82,5	1,80	4,90	2,30	2,09	6,49	0,0	$БП2Т_3$
Среднее по генетическому типу		85,3	2,02	4,63	4,56	2,86	5,09	0,12	$БП2Т_2$
Вулканогенно-осадочные морские									
Огланлинское	1	100,0	1,57	6,30	1,55	2,42	4,94	0,0	$БП1Т_2$
Азкамарское	1	100,0	1,23	6,60	3,04	5,10	4,11	0,0	$БП2Т_2$
Гумбрийское	1	30,0	1,70	4,80	3,70	0,39	6,78	0,0	$БП2Т_3$
Таганское ($К_2$)	2	66,2	1,84	5,55	0,00	1,78	4,49	0,46	$БП1Т_2$
Среднее по генетическому подтипу		74,0	1,58	5,81	2,07	2,42	5,08	0,11	$БП1Т_2$
Вулканогенно-осадочные континентальные									
Камалинское	8	31,0	>1,25	4,38	3,25	1,41	5,04	0,16	$БП2Т_2$
Десятый Хутор	1	42,0	1,40	5,00	2,62	1,78	6,33	0,4	$БП2Т_3$
Среднее по генетическому подтипу		36,0	1,51	4,35	2,93	1,59	5,68	0,28	$БП2Т_3$
Среднее по генетическому типу		61,3	1,56	5,32	2,36	2,14	5,28	0,20	$БП2Т_3$
Терригенно- и коллоидно-осадочные морские									
Черкасское	1	30,0	1,60	>7,00	8,25	0,20	4,10	0,0	$БП1Т_3$
Биклянское	909	24,6	1,10	4,35	7,66	1,12	2,24	0,20	$БП1Т_3$
Верхне-Нурлатское	592	23,8	1,23	4,92	8,07	2,63	4,42	0,10	$БП2Т_3$
Смышляевское	1540	27,7	1,27	4,28	7,39	1,04	2,64	0,24	$БС2Т_3$
Среднее по генетическому подтипу	3042	26,0	1,21	4,40	7,58	1,38	2,87	0,20	$БС2Т_3$

Продолжение табл. 30

Месторождение или проявление	Число анализов	Коллоидальность, %	Прочность формовочных смесей, кгс/см²		Массовая доля вредных примесей, %				Марка ГОСТ-3226—77
			во влажном состоянии	в высушенном состоянии	Fe_2O_3	K_2O+Na_2O	$CaO+MgO$	$S_{сульф.}$	
Терригенно- и коллоидно-осадочные континентальные									
Любинское	57	24,3	1,19	4,01	8,60	1,72	3,57	0,18	$БС2Т_3$
Зырянское	937	26,0	>1,25	6,50	6,28	1,07	3,28	0,07	$БП1Т_3$
Среднее по генетическому подтипу	994	26,0	>1,25	6,36	6,36	1,11	3,77	0,05	$БП1Т_3$
Среднее по генетическому типу	4036	26,0	1,22	4,90	7,28	1,31	3,09	0,16	$БС2Т_3$
Элювиальный, по интрузивным породам									
Сахаринское	3	20,7	1,28	3,70	2,50	0,16	9,83	0,01	$БС2Т_3$
Усть-Маньинское	1	27,0	1,30	4,80	4,51	0,52	4,42	0,01	$БС2Т_3$
Элювиальный, по осадочным породам									
Разгонское	5	27,2	1,31	4,62	6,05	2,59	4,68	0,13	$БП2Т_3$
Среднее по генетическому типу	9	25,0	1,30	4,33	2,69	1,55	6,37	0,08	$БП2Т_3$
в том числе без монтронитовых глин	6	27,2	1,31	4,65	5,79	2,24	4,64	0,11	$БП2Т_3$

Примечание. Испытания проведены во ВНИИЛИТМАШ под руководством А. Я. Калашниковой.

Осадочные щелочноземельные бентониты придают прочность формовочным смесям в сыром состоянии 1,1—1,6 кгс/см², в сухом — 4—7 кгс/см². Прочность сырых форм с использованием элювиальных бентонитов 1,28—1,31 кгс/см², сухих 3,7—4,8 кгс/см².

Приведенные данные позволяют отнести все исследованные глины к формовочным бентонитам прочно- и среднесвязующим во влажном и сухом состоянии со средним и высоким содержанием вредных примесей.

Исследованные бентониты могут применяться для приготовления форм, для отливки как стального, так и чугунного литья. При этом для стального литья предпочтение отдается щелочным бентонитам. Для производства мелкого чугунного литья широко используются кальциевые бентониты. Для более крупных чугунных отливок рекомендуются также натриевые бентониты или смесь обеих разновидностей. Кальциевый бентонит, кроме того, можно

использовать для литья цветных металлов, за исключением сплавов никеля с высокой температурой плавления. Применение бентонитов в литейном производстве весьма эффективно. Ориентировочно на каждую тонну стального литья расходуется 40 кг натриевого бентонина, что дает экономический эффект около 223 р. на 1 т бентонита.

Сравнение химико-минерального состава, физических и технологических свойств бентонитов разных генетических типов позволило прийти к следующим выводам.

1. Химико-минеральный состав бентонитов и степень кристаллического совершенства структуры монтмориллонита определяют их физические и технологические свойства.

2. По совокупности всех параметров, характеризующих состав, свойства и качество бентонитов, можно получить информацию о материнских породах и условиях преобразования их в бентониты, а также более уверенно дифференцировать бентониты по генетическим типам.

3. Гидротермально-метасоматические и вулканогенно-осадочные месторождения содержат высококачественные бентониты, пригодные для использования во многих отраслях промышленности и сельского хозяйства. Элювиальные, терригенно- и коллоидно-осадочные месторождения содержат бентониты, диапазон использования которых более узок, хотя и не исключена возможность нахождения в этих месторождениях и высококачественных разностей.

ГЛАВА ВОСЬМАЯ

НАУЧНЫЕ ОСНОВЫ ПРОГНОЗА И ПОИСКОВ МЕСТОРОЖДЕНИЙ БЕНТОНИТОВОГО СЫРЬЯ

За последние годы многие отрасли отечественной геологии, в том числе и учение о полезных ископаемых, получили бурное развитие. Вместе с тем резко возросли требования, предъявляемые к геологической науке практикой. Это в первую очередь объясняется все возрастающими объемами использования минерального сырья. Если в первую половину XX в. добыча главнейших полезных ископаемых увеличивалась вдвое за 12—14 лет, то с 1961 по 1968 гг. удвоение добычи произошло за 8 лет. Еще более интенсивная добыча намечена на последнюю четверть века.

Растут производительность горнорудных предприятий, глубина карьеров, объем вскрышных работ. Еще недавно — в 1960 г. — общая добыча бентонитов в СССР составляла 580 тыс. т, а теперь такое количество добывается с одного Биклянского карьера в Татарской АССР. Уже сейчас запроектированы карьеры производительностью в 1—1,5 млн. т. Ранее бентониты и другие глины добывались в основном неглубокими открытыми выработками, теперь же добыча их в ряде случаев осуществляется глубокими карьерами (в 5—6 уступов), а также штольнями и шахтными выработками.

В настоящее время промышленность заинтересована в разработке только крупных месторождений полезных ископаемых высокого качества, расположенных как можно ближе к перерабатывающим предприятиям. Себестоимость добычи сырья с крупных месторождений в 2—5 раз меньше; чем себестоимость сырья, добываемого с малых месторождений. Последние сохраняют промышленный интерес только в случае уникальности качества бентонитов.

Резко повысились требования к качеству сырья, в том числе и бентонитового. На него пересмотрены в сторону ужесточения ГОСТ 3226-77 (глины формовочные) и ТУ—74 (на глинопорошки для бурения). В связи с этим Министерство геологии СССР и Государственная комиссия по запасам полезных ископаемых принимают меры по улучшению качественной структуры балансовых запасов бентонитового сырья. Это осуществляется путем усиления поисково-разведочных работ на щелочное бентонитовое сырье и исключения из баланса запасов низкокачественных и малоисследованных бентонитов по месторождениям с неблагоприятными условиями для эксплуатации.

Приближение источников сырья к перерабатывающим предприятиям — давняя задача геологов. В настоящее время она решается все труднее, ибо фонд «легкооткрываемых» месторождений и месторождений, расположенных близко к потребителям, уже иссякает. Затраты на выявление «трудноокрываемых» месторождений являются более значительными, удорожается и само освоение

месторождений. Эта задача может быть решена только на основе глубоких теоретических исследований закономерностей распределения месторождений в земной коре. Поэтому все больше и больше возрастает роль научного прогноза, его глубина и достоверность.

Общие теоретические основы прогноза и поисков полезных ископаемых заложены в трудах В. И. Обручева, А. Е. Ферсмана, С. С. Смирнова, Н. С. Шатского [1960], Н. М. Страхова. Значительную работу в этом направлении проделали коллективы ВСЕГЕИ, ВИМС, КИМС, ВНИИгеолнеруд, создавшие серию руководств по методам составления прогнозных карт, геологической съемке и поискам. Среди них следует особо отметить труды В. М. Крейтера [1940, 1960, 1964], Ю. А. Билибина [1955], В. И. Смирнова, Е. Т. Шаталова и др. [1964], В. Н. Козеренко [1968], Г. В. Афанасьева [1971], А. Д. Щеглова, Г. А. Твалчрелидзе [1970] и др. по выявлению закономерностей образования и размещения месторождений полезных ископаемых, а также методам и принципам составления металлогенических и прогнозных карт рудных полей. При этом у всех исследователей основное или исключительное внимание уделено рудным месторождениям.

Вопросы же минерагении — выявления закономерностей формирования и размещения месторождений нерудного сырья — оказались не освещенными или малоразработанными. Тем не менее многие положения, изложенные в указанных трудах, с известными коррективами могут быть использованы при изучении закономерностей образования и размещения месторождений нерудного, в том числе и бентонитового сырья.

Общим руководящим положением в прогнозировании месторождений полезных ископаемых является признание необходимости выделения основных типов геологических обстановок, благоприятных для образования сходных групп промышленных месторождений. Понятия об этом разработаны В. М. Крейтером [1960]. Он предложил называть поисковыми геологическими критериями (обстановками) такие геологические факты, которые прямо или косвенно указывают на возможность обнаружения в тех или иных условиях различных полезных ископаемых. Это понятие с небольшими уточнениями стало общепринятым. В настоящее время поисковыми геологическими критериями или поисковыми предпосылками принято называть «теоретические геологические условия (закономерности), контролирующие пространственное размещение месторождений полезных ископаемых, используемые для направления поисков» (Геол. словарь, т. 2, 1973 г., с. 133).

Геологические критерии — поисковые предпосылки — получают названия по основному из определяющих условий локализации и концентрации полезных ископаемых. В. М. Крейтер [1960] выделил следующие основные поисковые геологические критерии: 1) стратиграфические; 2) фациально-литологические; 3) структурные; 4) магматические; 5) изменения вмещающих пород; 6) геохимические; 7) геоморфологические; 8) метаморфогенные; 9) гидрогеоло-

гические; 10) геофизические. Значение их для разных полезных ископаемых и генетических типов их месторождений неравноценно.

Согласно современным представлениям, поисковые геологические критерии-предпосылки целесообразно подразделять на общие — планетарного масштаба и частные — местного порядка [Козеренко В. Н., 1968].

Закономерности образования, размещения, прогноз и поиски месторождений бентонитового сырья освещены в работах ВНИИгеолнеруд [Кирсанов Н. В., 1972; Перспективы выявления..., 1973] и КИМС [Роква М. Л., Мачабели Г. А., Мерабишвили М. С., 1971]. Известно, что основу прогнозных построений составляет правильное представление о генезисе промышленных месторождений. Действительно, генезис является ведущим фактором, обусловливающим территориальную приуроченность месторождений к определенным структурно-тектоническим зонам. Он предопределяет специфику качества, форму и условия залегания бентонитов, размеры и представительность запасов, т. е. в совокупности дает возможность судить о промышленной ценности месторождения.

Гидротермально-метасоматические, вулканогенно-осадочные, терригенно- и коллоидно-осадочные месторождения бентонитов относятся к промышленным мировым типам и поэтому являются первоочередными объектами для прогнозных изысканий (рис. 35, 36 — вкладки). В СССР могут быть выявлены промышленные месторождения бентонитов и элювиального генезиса, что также должно быть учтено при прогнозных построениях.

Анализ выявленных закономерностей формирования и размещения отечественных и зарубежных бентонитовых месторождений позволяет выделить ряд геологических предпосылок (критериев) и признаков, позволяющих с большей достоверностью решить вопрос о перспективах бентонитоносности изучаемой территории.

Структурно-тектонические предпосылки

В зависимости от масштаба прогнозных изысканий структурно-тектонические предпосылки целесообразно подразделять на три группы: 1) геотектонические, 2) тектонические второго порядка, 3) структурные частные.

Геотектонические предпосылки общегеологического порядка позволяют строить предположения о бентонитоносности крупных тектонических элементов земной коры — платформ, геосинклиналей, срединных массивов, складчатых и койлогенных областей и прогнозировать генетические типы месторождений. Например, установлено, что на территории СССР и в прилегающих районах Евразии важнейший гидротермально-метасоматический мировой тип месторождений высококачественных щелочных бентонитов приурочен к Альпийской и Тихоокеанской геосинклинальным системам. В других тектонических регионах гидротермально-метасоматиче-

ские месторождения бентонитов не отмечены, и тектонические условия для их образования там как правило неблагоприятны.

Вулканогенно-осадочный мировой промышленный тип бентонитовых месторождений приурочен также преимущественно к геосинклинальным сооружениям, но нередко и к прилегающим к ним краевым частям платформ, складчатых и койлогенных областей.

Терригенно- и коллоидно-осадочный мировой промышленный тип месторождений щелочноземельных бентонитов, а также представляющие практический интерес месторождения элювиальных бентонитов расположены на платформенных территориях и в областях завершенной складчатости. Геосинклинальные районы для образования промышленных месторождений этих типов неблагоприятны.

Тектонические предпосылки второго порядка дают информацию о степени перспективности частей структур первого порядка — антеклиз, синеклиз, предгорных и внутриплатформенных прогибов и др. Они четко контролируют площадную приуроченность бентонитоносных зон. Так, в геосинклинальных сооружениях наиболее благоприятны для образования месторождений гидротермально-метасоматических и вулканогенно-осадочных бентонитов краевые участки — переходные зоны между мегантиклиналями и геосинклиналями, характеризующиеся повышенной трещиноватостью. Например, Саригюхское, Даш-Салахлинское и другие месторождения приурочены к Казахскому субмеридиональному прогибу, обусловленному глубинным межблоковым разломом в пределах сочленения Сомхето-Карабахской геоантиклинальной и Прикуринской геосинклинальной зон, выделенных Л. Н. Леонтьевым [1949].

Интересные закономерности выявляются при анализе размещения бентонитовых месторождений и проявлений на платформах. Характерные для платформ месторождения терригенно- и коллоидно-осадочного типа (а вблизи с вулканическими областями — вулканогенно-осадочного типа) расположены в пределах антеклиз как наиболее устойчивых и тектонически спокойных участков платформ и приурочены к различным понижениям на них — прибортовым опущенным частям, прогибам, мульдам, впадинам. Так, к опущенной юго-восточной окраине Воронежской антеклизы (A_3), прилегающей к Пачелмскому прогибу (A_{11}), приурочены Щербаковская, Бутурлиновская и другие перспективные бентонитоносные площади (№№ 76—80 — рис. 35 и приложение). Такая же картина наблюдается в области Волго-Камской антеклизы (A_5). В ее восточной части, сочленяющейся с Сергеевско-Абдуллинским внутриплатформенным прогибом и внутри последнего, размещается Поволжская бентонитоносная провинция (см. рис. 36), в том числе известные промышленные месторождения — Биклянское [1], Верхне-Нурлатское [2], Смышляевское [4] и многие другие. На территории Украинской антеклизы (A_2) размещено Черкасское месторождение [14].

Краевые части Восточно-Европейской платформы, прилегающие на юго-западе к Карпатскому вулканическому району, перспектив-

ны для выявления вулканогенно-осадочных бентонитовых месторождений. Здесь известны Пыжевское [11], Проданештское [40], Наславчанское [74] и Бережанское [12] месторождения.

Приподнятые части антеклиз могут быть перспективны на элювиальные бентониты; выявлены Берестовецкое проявление [72] на севере Украинской антеклизы, Костюковичское [63] на северо-западе Воронежской антеклизы и др.

Территории синеклиз для поисков промышленных бентонитовых залежей как правило неблагоприятны. Эти структуры платформ отличаются тектонической активностью, разнообразием амплитуд и знаков движения. Поэтому седиментационные условия, существовавшие на них, характеризовались по преимуществу быстрым переносом и захоронением вещества, что не способствовало дифференциации глинистых осадков по гранулометрическому и по минеральному составу. Этими обстоятельствами и объясняются малоблагоприятные условия для формирования осадочных и вулканогенно-осадочных месторождений бентонитов в районах синеклиз. Однако структурно-тектонические условия последних не препятствуют элювиальному бентонитообразованию. Примером может служить Тасеевская синеклиза на юге Сибирской платформы ($Б_1$ на рис. 35). Здесь, в ее южной краевой части, прилегающей к Байкальской складчатой области ($В_4$), выявлено представляющее промышленный интерес Разгонское месторождение.

Выделенные на территории страны три койлогенные области — Обская, Скифско-Туранская и Большеземельская — характеризуются различной историей геологического развития и резко отличными предпосылками для прогнозных суждений о бентонитоносности. Общей для всех них является лишь приуроченность месторождений бентонитов к краевым, наименее погруженным частям, граничащим со складчатыми сооружениями. Так, Скифско-Туранская койлогенная область, граничащая на юге с Альпийской геосинклинальной системой, весьма перспективна для развития вулканогенно-осадочной бентонитоносной формации. Здесь, в Среднеазиатской части, за пределами полосы распространения грубодисперсных плиоцен-четвертичных образований, закартирована Среднеазиатская палеогеновая бентонитоносная провинция (см. рис. 36). К ней принадлежат месторождения щелочных бентонитов — Азкамарское [26], Келесское [21], Дарбазинское [54], Микоянабадское [57], Султанабадское [58] и ряд др. Подмечена важная закономерность — с удалением от альпийских источников вулканогенного пеплового материала содержание натрия в бентонитах снижается, а мощность прослоев чисто пепловых бентонитов резко уменьшается.

Иными предпосылками в отношении бентонитоносности обладает Обская койлогенная область. В южных и западных краевых частях, граничащих с Казахстанской и Уральской складчатыми областями, она перспективна для выявления месторождений осадочных бентонитов, сформированных за счет терригенного и коллоидно-дисперсного материала, сносимого с окружающей суши. Здесь известны месторождения щелочноземельных бентонитов —

Любинское [6] и Зырянское [38]. Первое расположено в Омской синеклизе по тектоническому районированию А. Л. Яншина [1966], второе — на Туранской плите. Остальная огромная территория Обской койлогенной области почти повсеместно перекрыта мощным чехлом грубодисперсных четвертичных образований и поэтому для поисков бентонитов бесперспективна. По тем же причинам почти бесперспективна Большеземельская койлогенная область.

На территории СССР выделено 15 складчатых областей и систем. Они имеют различную историю геологического развития и занимают площади размером от нескольких тысяч до миллионов квадратных километров. Малыми размерами отличается Доно-Мангышлакская складчатая область и, наоборот, огромными размерами характеризуется Казахстанская. В связи с различием в возрасте складчатых систем, положению их по отношению к платформам и геосинклинальным системам прогнозно-поисковые предпосылки бентонитоносности занимаемых ими площадей (и отдельных частей последних) далеко не однозначны.

Положительными предпосылками на гидротермально-метасоматические и вулканогенно-осадочные бентониты обладает Сихотэ-Алиньская складчатая область на Дальнем Востоке, граничащая с Тихоокеанской геосинклинальной системой. На территории этой складчатой области в мезо-кайнозойских отложениях закартированы вулканогенные пояса, контролируемые субмеридиональными глубинными разломами. Здесь выявлены проявления вулканогенно-осадочных бентонитов — Устиновское [88] и Хасанское [87]. Вулканогенно-осадочные бентониты зарегистрированы в мезо-кайнозое в Доно-Мангышлакской складчатых областях (Григорьевское и Мангышлакские проявления), а также в пермских и каменноугольных отложениях на территории Алтае-Саянской (месторождения Заломненское и Десятый Хутор) и Байкальской (Камалинское месторождение) складчатых областей.

В Уральской и других складчатых областях отмечены находки нонтронитовых и мономинеральных щелочноземельных бентонитов элювиального происхождения (Сахаринское, Усть-Маньинское месторождения и многие другие проявления). Важное значение имеют выявленные на стыке Уральской и Казахстанской складчатых областей Верхне-Убаганское проявление щелочных и смешанных бентонитов.

Структурные частные предпосылки позволяют судить о бентонитоносности тектонических структур третьего порядка и мельче — основных разломов и оперяющих их трещин, сбросов, горстов, зон дробления и др. Перечисленные элементы помогают оконтурить перспективные площади и полосы вероятного расположения бентонитоносных толщ. Так, для бентонитов Центрального, Южного и Восточного участков Саригюхского месторождения выявлена пространственная приуроченность к западному наружному разлому и частично к его ветви северо-западного направления, которые являлись путями проникновения термальных растворов. Бентониты же участка Котрац-Нов примыкают к восточному разлому. Все без

исключения тела гидротермально-метасоматических бентонитов вытянуты вдоль тектонических нарушений (разломов) и залегают несогласно во вмещающих породах.

Регистрация системы разломов важный элементом крупномасштабного прогноза и поисков элювиальных бентонитов. К разломам приурочены линейные бентонитоносные коры выветривания на Урале и в других складчатых областях и платформенных районах. Бентонитоносные линейные коры выветривания протягиваются вдоль трещин на сотни метров, а на глубину на 5—10 м, редко более. Глубина профиля выветривания определяется рельефом, а последний — опять же тектоникой. Знание расположения разломов и сопутствующих им смещений пород помогает прогнозу на бентониты и в осадочных формациях. Примером могут служить описанные закономерности распространения продуктивной толщи Белогорского месторождения палеогеновых осадочных бентонитов на правом берегу Волги в районе Балыклейского грабена [Башлев А. И., Кашлев В. М., Беляев С. Н., 1970].

Формационные предпосылки

При рассмотрении формационных предпосылок мы исходим из положения, что бентониты и (или) материнские для них породы закономерно приурочены к определенным формациям — естественным ассоциациям парагенетически связанных между собой горных пород, повторяющимся во времени и пространстве.

В соответствии с решаемой задачей мы вводим понятие «бентонитоносная формация» и понимаем под ней более или менее устойчивую ассоциацию пород, обязательным членом которой является полезное ископаемое бентонит (без разделения на виды) в промышленных количествах. Так как месторождения бентонитов подразделяются на четыре главных генетических типа, то среди бентонитоносных формаций выделяем гидротермально-метасоматические, вулканогенно-осадочные, терригенно- и коллоидно-осадочные и кор выветривания. При выделении формаций использованы Атлас литолого-палеогеографических карт СССР и карта магматических формаций масштаба 1 : 2 500 000 под редакцией Д. С. Харкевича в сочетании с тектонической картой СССР масштаба 1 : 2 500 000 под редакцией Т. Н. Спижарского и тектонической картой Евразии масштаба 1 : 5 000 000 под редакцией А. Л. Яншина.

Гидротермально-метасоматические бентонитоносные формации

Гидротермально-метасоматические бентониты приурочены к формации безальтовых и андезитовых порфиритов ранней геосинклинальной стадии развития Понтийско-Эльбурсанской геосинклинальной системы, к тем местам, где имеются разрывные нарушения на границах с внутренними впадинами (Даш-Салахлинское и Саригюхское месторождения — к северному склону антиклинория Малого Кавказа — борту Куринской впадины). Эта формация раз-

вита и в районе Асканской группы месторождений, где она имеет эоценовый возраст.

Верхне-Убаганское месторождение предположительно гидротермально-метасоматического типа на северном сужении Туранской плиты связано с формацией липаритовых порфиров — базальтовых порфиритов пермо-триасового возраста, в которых зафиксированы разломы. Формации, состоящие из базальтов и андезитов, вмещают гидротермально-метасоматические бентониты и в других областях земного шара. Так, месторождение Гектор в Калифорнии приурочено к нижнеплиоценовой «красногорской андезитовой серии», перекрытой потоком оливиновых базальтов и состоящей из сложно переслоенных лавовых потоков, агломератов и туфов [Ames L. L., Sand L. B., Goldich S. S., 1958]. Отмечена также приуроченность гидротермально-метасоматических месторождений бентонитов к формации риолитовых (липаритовых) туфов на о. Понца в Италии [Lupino R., 1954].

Таким образом, гидротермально-метасоматическая бентонитоносная формация в Альпийской геосинклинальной системе соответствует формации базальтовых и андезитовых порфиритов, а также формации липаритовых порфиров — базальтовых порфиритов. Обязательным условием является наличие тектонических нарушений. Обменный комплекс бентонитов разнообразный, встречаются натриевые, магниевые, кальциевые бентониты, возможно обогащение литием, фтором и др.

Вулканогенно-осадочные бентонитоносные формации

Месторождения вулканогенно-осадочных бентонитов известны во всех крупных тектонических подразделениях, поэтому рассмотрим бентонитоносные формации в геосинклинальных, платформенных, койлогенных и складчатых областях.

Формации геосинклинальных областей. В Карпатской и Понтийско-Эльбурсской геосинклинальных системах им соответствуют морские песчано-глинистые формации неогена и позднего мела (соответственно), в Кавказской и Туркмено-Хорасанской — морские мергелисто-глинистые формации палеогена (с незначительной примесью известняков и песков в Кавказской системе), в Курило-Камчатской — морские глинистые формации миоцена и палеоцена.

Формации платформенных областей известны на западном погружении Украинской антеклизы в пограничной области с Карпатской геосинклинальной системой. Здесь им соответствует морская миоценовая глинисто-мергелисто-известняковая формация; она характеризуется тремя прослоями бентонитов — в гельвете, тортоне и сармате.

Формации койлогенных областей в Скифско-Туранской койлогенной области приурочены в основном к прогибам и внутренним впадинам. Этим формациям соответствуют морские палеогеновые глинисто-мергелистая (Терский передовой прогиб), мер-

гелисто-известняково-глинистая (Прикопетдагский передовой прогиб), мергелисто-глинистая (Хорезмско-Измаильский прогиб), глинистая (восточная часть Сырдарьинской синеклизы), известняково-глинистая (Ферганская впадина), мергелисто-доломитисто-глинистая (мезозойская впадина в юго-западном Таджикистане) и мергелисто-глинистая известковистая (Туаркырская система дислокаций) формации. Для всех этих формаций характерно наличие прослоев щелочных бентонитов и карбонатной составляющей.

Формации складчатых областей отличаются значительным удревнением возраста. В Байкальской (на границе Ангаро-Канского горста и Рыбинской впадины) и Саяно-Алтайской (в Минусинской впадине) складчатых системах бентонитоносны известняково-алевритово-глинистые формации раннего карбона, образовавшиеся в бассейнах с пониженной соленостью. Бентониты этих формаций заметно отличаются уплотненностью (до аргиллитизиции) и худшим качеством; как правило, они относятся к щелочно-земельным разностям.

Более молодые бентониты имеются, возможно, в морских вулканогенно-осадочных глинистых формациях среднеюрского возраста, приуроченных к Яно-Колымской синклинальной зоне Верхоянской складчатой системы, в которых зафиксирован вулканический пепел.

За рубежом вулканогенно-осадочные месторождения бентонитов также приурочены к морским (изредка пресноводным) известняково-глинистым и песчано-глинистым формациям. Например, пласты так называемых «фуллеровых земель» (состоящих из кальциевого монтмориллонита) в Великобритании переслаиваются с песчанистыми глауконитовыми известняками [Hallam A., Sellwood B., 1968]. Месторождение Сандерс-Дефайанс (штат Аризона, США) приурочено к пресноводной формации «Bidahochi», состоящей из песчаников, глинистых сланцев и вулканогенных пород [Kiersch G. A., Keller W. D., 1955].

Вулканогенно-осадочные формации геосинклинальных и складчатых областей содержат больше терригенного (песчаного и алевритового) материала, чем формации платформенных койлогенных областей. Последние обязательно содержат известняки или мергели, изредка доломиты, а также характеризуются наличием щелочных разностей бентонитов.

Терригенно- и коллоидно-осадочные бентонитоносные формации

Месторождения терригенно- и коллоидно-осадочных бентонитов известны главным образом в платформенных областях, реже в койлогенных и складчатых. На платформах бентонитоносным формациям соответствует в первую очередь платформенная формация гумидных равнин [Страхов Н. М., 1960]. Литологический состав ее, да и других бентонитоносных формаций, весьма однообразен — пески и глины, очень редко алевриты и известковистые глины. Таковы эоценовая, миоценовая и плиоценовая формации — ассоциации песков и глин, образовавшихся в опресненных частях внутрикон-

тинентальных морей и распространенные на Воронежской, Украинской и Волго-Уральской антеклизах (соответственно). Различие их состоит в том, что бентонитоносные формации Воронежской и Украинской антеклиз имеют более грубый литологический состав (преобладают пески), а формация на Волго-Уральской антеклизе — более тонкий (преобладают глины), ибо последняя приурочена к своеобразной мульде в месте слияния Мелекесского и Казанского прогибов.

В койлогенных и складчатых областях терригенно- и коллоидно-осадочным бентонитоносным формациям соответствуют континентальные глинистые и песчано-глинистые миоценовые и плиоценовые формации, приуроченные к впадинам и синеклизам.

Все терригенно- и коллоидно-осадочные бентонитоносные формации содержат бентониты как правило щелочноземельного вида.

Бентонитоносные формации кор выветривания

Эти формации встречаются во всех тектонических регионах, кроме геосинклинальных областей. Различаются они по петрографическому составу материнских пород. Монтмориллонитовые коры выветривания образуются как по изверженным, так и по осадочным породам. Промышленных скоплений бентонитов в них пока известно немного, поэтому суждение о бентонитоносных формациях кор выветривания в известной степени предварительно и в некоторых случаях предположительно.

Формации кор выветривания по изверженным породам. На Украинской антеклизе монтмориллонитовые коры выветривания образованы по амфиболитам и базальтам, а также серпентинитам; имеющиеся в них скопления бентонитов представлены ферримонтмориллонитом и нонтронитом.

В Уральской складчатой области элювиальные месторождения бентонитов связаны с нонтронитовой формацией, образовавшейся по серпентинитам, а также с формацией базальтовых и андезитовых порфиритов.

В Зайсанской складчатой системе проявления элювиальных бентонитов также приурочены к верхнепалеозойской формации андезит-базальтовых порфиритов.

На стыке Уральской и Казахстанской складчатых систем на севере Скифско-Туранской койлогенной области предположительно элювиальные бентониты связаны с формацией липаритовых порфиров — базальтовых порфиритов.

Формации кор выветривания по осадочным породам. Элювиальные бентониты по осадочным породам образуются в результате выщелачивания карбонатной составляющей из карбонатно-глинистых пород. Известные месторождения приурочены к позднедевонской песчано-мергелистой формации юга Сибирской платформы (Разгон в Иркутской области) и с туронской (поздний мел) известняково-глинистой формацией северо-запада Воронежской антеклизы (Костюковичи в Гомельской области).

Проведенный анализ позволяет сделать вывод о том, что бентонитоносные гидротермально-метасоматические и формации кор выветривания имеют в основном общие материнские формации — это формации излившихся пород основного, среднего, изредка кислого ряда — андезит-базальтовые и липаритовые. Бентонитоносные вулканогенно-осадочные и терригенно- и коллоидно-осадочные формации связаны главным образом с морскими глинисто-мергелистыми и континентальными песчано-глинистыми формациями.

Стратиграфические предпосылки

Для бентонитов, как и для целого ряда других полезных ископаемых (угли, железные и марганцевые руды, фосфориты, бокситы, опал-кристобалитовые кремнистые породы и др.) отмечается глобальная закономерная приуроченность месторождений, независимо от их генезиса, к определенным стратиграфическим интервалам.

Промышленные месторождения бентонитов СССР имеют преимущественно мезо-кайнозойский возраст. Среди них на долю неогеновых приходится 58,9% запасов, на долю палеогеновых 13,1% и меловых 20,7% (табл. 31). Лишь два месторождения (Камалинское и Десятый Хутор) имеют каменноугольный возраст; на их долю приходится 7,3% общих запасов страны. При этом основная масса глин Камалинского месторождения относится к категории бентонитоподобных. Из 120 наиболее важных месторождений и проявлений бентонитов в СССР, закартированных для составления прогнозной карты, 117 имеют мезо-кайнозойский возраст. К палеозою же, кроме двух названных, относится еще одно — Заломненское пермского возраста весьма низкого качества.

Таблица 31

Распределение промышленных запасов бентонитов в СССР по стратиграфическим подразделениям

Возраст	Месторождения		Запасы	
	число	%	млн. т	%
Неоген	12	46,0	294,40	58,9
Палеоген	7	27,0	65,86	13,1
Мел	5	19,2	103,77	20,7
Карбон	2	7,8	36,37	7,3
Всего	26	100,0	500,4	100,0

Такая же закономерность наблюдается и в планетарном масштабе. Из более 100 учтенных бентонитовых месторождений зарубежных стран 60% относится к палеогену — неогену, 30% — к мелу и только 10% — к палеозою [Кирсанов Н. В., 1972$_2$; Шобо-

лов С. П., 1969]. При этом установлено, что бентониты палеозойского возраста повсеместно характеризуются низким качеством и фактически промышленностью почти не используются. К ним также отнесены породы под названием «калиевых бентонитов», состоящие в основном из гидрослюд [Wayland T. E., 1971]. В СССР эксплуатируется одно месторождение — Десятый Хутор (палеозойского возраста) с годовой добычей 35 тыс. т.

Чем объяснить выявленную закономерность? Почему широко распространенные в мезо-кайнозое месторождения бентонитов в более древних отложениях встречаются редко и характеризуются относительно низким качеством сырья (меньшими связующей способностью, пластичностью, адсорбционной активностью и др.)?

Закономерная приуроченность месторождений бентонитов преимущественно к молодым — мезо-кайнозойским отложениям является в основном следствием необратимого характера развития земной коры и его цикличностью. Мезо-кайнозойский этап развития земной коры совпадает с альпийским этапом активного тектогенеза, сопровождавшегося интенсивной вулканической деятельностью и гидротермально-метасоматическими процессами. Мезо-кайнозойские отложения в зоне альпийских геосинклинальных сооружений и на прилегающих территориях благоприятны для образования гидротермально-метасоматических и вулканогенно-осадочных бентонитов. На платформах и в складчатых областях эти же отложения обладают положительными предпосылками для образования бентонитов осадочного и элювиального типов. В отдельные эпохи мезо-кайнозоя процессам бентонитообразования весьма благоприятствовали и климатические условия.

Тектонические и климатические условия, благоприятные для образования залежей монтмориллонитовых глин, несомненно имели место и ранее, в отдаленные эпохи формирования палеозойских и более древних отложений. Однако домезозойские, особенно докарбоновые, аналогичные по генезису глинистые образования содержат вместо монтмориллонита обычно смешаннослойные минералы состава слюда — монтмориллонит и гидрослюду, которые являются продуктами необратимого изменения первого во второе вследствие ассимиляции калия, уплотнения и др. Это явление широко распространено и достаточно хорошо изучено [Копелиович А. В., Коссовская А. Г., Шутов В. Д., 1961; Прогнозная оценка территории. . ., 1972 и др.].

Именно по этой причине промышленные месторождения бентонитов в домезозойских отложениях встречаются крайне редко. Проведенный авторами тщательный анализ вещественного состава нижнепалеозойских и протерозойских глинистых образований на территории СССР показал, что промышленных залежей бентонитов среди них нет. Принимаемые некоторыми исследователями за бентониты вулканогенно-осадочные глины протерозоя Молдавии и Западной Украины [Яшкин Ю. К., 1967], а также так называемые метабентониты ордовика и силура Эстонии и Прибалтики к бентонитам не относятся. Они состоят из смешаннослойных минералов

состава слюда — монтмориллонит (с преобладанием первого компонента) с примесью каолинита, гидрослюды, полевого шпата, биотита [Утсал К., Юргенсон Э., 1971; Вингисаар П., 1972; Кирсанов Н. В., 1972_1, 1972_2; Прогнозная оценка территории..., 1972].

Такие же выводы получены при исследовании минерального состава нижнепалеозойских «бентонитов» ряда зарубежных стран. Так, работами А. Лонжиер-Кушниаровой и В. Рики [Langier-Kuzniarowa A., Ryka W., 1972] доказано, что в составе ордовикских и силурийских «бентонитов» Свентокшиских гор и Польской низменности главным компонентом являются смешанные иллит-монтмориллонитовые пакеты с примесью иллита и каолинита. Основную породообразующую массу кембрийских «бентонитов» того же района составляют иллит, хлорит и небольшое количество монтмориллонита, представленного в смешанных иллит-монтмориллонитовых структурах [Ryka W., 1974]. По данным Ч. Е. Уивера, вулканогенно-осадочные, так называемые «калиевые бентониты», зарегистрированные на территории США в ордовике Центральной Пенсильвании и девоне Западной Вирджинии, фактически сложены смешаннослойными минералами, среди которых гидрослюдистые слои играют ведущую роль, а монтмориллонитовые — явно подчиненную. Такие же особенности состава древних глинистых пород отмечают Р. Е. Грим, Г. Б. Мильнер и др.

Описанное Е. М. Аксеновым, В. В. Власовым и др. [1974] Берестовецкое проявление бентонитов среди эффузивно-пирокластических образований волынской трапповой формации верхнего докембрия на Украине не может служить показателем промышленной бентонитоносности докембрийских отложений. Берестовецкое проявление бентонитов, как можно судить по условиям их залегания и соотношения с материнскими породами, принадлежит к элювиальным образованиям, возникшим за счет выветривания туфов. Элювиальное происхождение берестовецких глин допускают и сами авторы сообщения.

Особенно четкие стратиграфические закономерности в изменении состава глинистых минералов устанавливаются при изучении осадочных отложений. Так, нами выявлено, что на территории Украинского и Балтийского щитов, а также Прибалтики в протерозойских и нижнепалеозойских глинистых отложениях главную роль играет гидрослюда, второстепенную — хлорит. По данным И. И. Илюхина, Е. И. Тараненко и Т. М. Шлыковой [1969], такой же состав имеют глинистые породы верхнего протерозоя юго-восточной части Сибирской платформы. В девонских отложениях вместо хлорита появляется каолинит. В каменноугольных отложениях Центральных районов на первое место выходит смешаннослойный минерал состава гидрослюда — монтмориллонит. Такое изменение комплекса глинистых минералов подтверждает отмеченную ранее [Прогнозная оценка территории..., 1972] направленность в превращении глин от монтмориллонитовых (в молодых отложениях) через смешаннослойные минералы к гидрослюдистым (в древних).

Выявленная возрастная закономерность изменения состава глинистых образований является следствием структурных преобразований, которые претерпевают глинистые минералы под влиянием времени, давления, температуры и других факторов. Известно, что монтмориллонит характеризуется неустойчивой структурной упаковкой, весьма чувствительной к изменениям термодинамических и физико-химических условий среды, происходящих после формирования залежей.

Весь ход структурно-минералогических преобразований в течение глубинного эпигенеза определяют давление и в значительной степени температура [Копелиович А. В., Коссовская А. Г., Шутов В. Д., 1961]. При этом основным процессом переработки — аргиллитизации глинистого вещества является его гидрослюдизация. Источником калия, необходимого для перестройки решетки, служат полевые шпаты, высвобождающие его при растворении под давлением. Сходной позиции придерживается и Р. Е. Грим, по данным которого минералы группы монтмориллонита при повышении давления дегидратируются и, адсорбируя калий и магний, превращаются в гидрослюды.

Установлено, что с глубиной залегания плотность глин увеличивается от молодых четвертичных и неогеновых к нижнепалеозойским — от 1,7—2,2 до 2,5—2,8 г/см^3, т. е. в среднем в 1,3—1,4 раза. Приктически почти все палеозойские глинистые отложения, начиная с татарского яруса, в той или иной степени аргиллизированы, протерозойские же превращены в сланцы. При аргиллизации глинистого вещества способность его к размоканию, набуханию, адсорбции теряется, а коллоидальность и связующая способность резко падают, что обусловлено сжатием решетки монтмориллонита и образованием гидрослюдистых и хлоритовых пакетов.

Таковы геологические и термодинамические причины планетарного порядка, лежащие в основе выявленных закономерностей распространения бентонитовых месторождений во времени — по стратиграфическим этажам; именно они обусловливают благоприятность образования и сохранения месторождений бентонитового сырья в молодых мезо-кайнозойских подразделениях и редкость нахождения его неизмененных залежей в более древних образованиях.

Климатические предпосылки

Климатические предпосылки позволяют оконтуривать обширные регионы, перспективные главным образом на осадочные и элювиальные бентониты; гидротермально-метасоматическое бентонитообразование, как правило, аклиматично.

Наиболее четко выражена зависимость от климата у элювиальных месторождений. Элювиальные бентониты могут образовываться лишь в умеренном гумидном климате. В тропическом гумидном климате процесс выветривания идет до образования латеритов, монтмориллонитовые зоны в корах выветривания не

сохраняются. В аридном и ледовом климатах преобладает физическое выветривание [Страхов Н. М., 1963 г.].

При осадочном бентонитоообразовании влияние климата несколько смягчается, в частности гальмиролиз вулканического пепла может происходить и в водоемах аридной зоны (но при этом происходит обогащение палыгорскитом). Терригенно- и коллоидно-осадочные бентониты могли бы накапливаться в бассейнах ледовой зоны, но в сносимых в них продуктах разрушения кор выветривания преобладает грубодисперсный неглинистый материал.

По данным Г. И. Бушинского [1958], для образования монтмориллонитовых и других глин наиболее благоприятна зона гумидного литогенеза со среднегодовым количеством осадков 35—40 см и среднегодовой температурой воздуха 5—15° С. В частности, акчагыльские бентониты Поволжской провинции образовались именно при таких условиях [Кирсанов Н. В., 1972; Кузнецова Т. А., 1972].

Таким образом, антропогеновые отложения северной половины СССР, представленные в основном ледниковыми образованиями [Наливкин В. Д., Познер В. М., Месежников М. С., 1975], для поисков осадочных и элювиальных бентонитов бесперспективны.

Магматические предпосылки

Магматические поисковые предпосылки — состав и распространение магматических формаций — контролируют формирование и размещение месторождений ряда полезных ископаемых, в том числе и бентонитов. Закономерные связи между месторождениями различных промышленно-генетических типов с магматическими формациями многообразны и неоднозначны. Особо важное значение магматические факторы имеют для формирования месторождений постмагматического и элювиального происхождения.

Гидротермально-метасоматические месторождения бентонитов часто пространственно и генетически связаны преимущественно с основными изверженными породами. Продуктивные толщи бентонитов и исходные для них эффузивные и субинтрузивные породы часто образуют между собой постепенные взаимопереходы (Саригюхское и Даш-Салахлинское месторождения). В качестве одного из магматических поисковых критериев могут быть использованы дайки и жилы изверженных пород. Они указывают на генезис и возраст продуктивных бентонитовых толщ. Дайки либо образуют пути для циркуляции восходящих термальных растворов, вызывающих метасоматические преобразования изверженных пород, либо секут продуктивные толщи, т. е. имеют более молодой возраст.

Масштаб и минералогический тип гидротермально-метасоматических месторождений бентонитов зависят от размеров и характера интрузивов, глубины эрозионного среза и типа гидротермальных растворов, вызвавших метасоматоз изверженных продуктивных и вмещающих боковых пород.

В. М. Крейтером [1960] и некоторыми другими исследователями контактовые и гидротермальные изменения боковых пород рассматриваются как самостоятельный поисковый критерий. Особое значение этот критерий приобретает в районах развития эффузивных толщ, где интрузивные породы часто отсутствуют. Процессы изменения боковых пород при гидротермальном метасоматозе — пропилитизация, бентонитизация, цеолитизация и другие — придают измененным породам более светлые желтоватые и зеленоватые тона, по которым они и отличаются от материнских неизмененных пород. Масштаб гидротермальных изменений боковых пород важен для геологической оценки участка. Однако он не всегда указывает на присутствие искомых месторождений, так как последние могут быть смыты, находиться глубже или совсем отсутствовать.

Вулканогенно-осадочные месторождения бентонитов, в отличие от гидротермально-метасоматических, часто находятся вне пределов распространения массивов изверженных и эффузивных пород. Однако они имеют с ними отдаленную — телегенетическую связь, позволяющую устанавливать пространственную и возрастную зависимость. Установление подобных связей с конкретными магматическими массивами или палеоочагами вулканических извержений позволяет прогнозировать — очерчивать площади возможного развития месторождений бентонитов вулканогенно-осадочного происхождения.

Качественные особенности элювиальных бентонитов прежде всего прямо зависят от состава материнских пород. Так, по ультраосновным и основным интрузивным породам образуются железистые бентониты (нонтронитовые глины), по кислым и основным эффузивным породам — маложелезистые светлые щелочноземельные и смешанные бентониты. Кислые интрузивные породы для образования бентонитов не благоприятны. Знание характера и распространения магматических формаций позволяет прогнозировать площади, перспективные для развития месторождений элювиальных бентонитов, а также предположительно определять их масштаб и качественные особенности сырья.

В более сложной зависимости от характера магматических формаций находится состав бентонитоносных осадочных отложений. В сложении последних, наряду с продуктами кор выветривания по изверженным породам, принимают участие и продукты перемыва палеозойских и более молодых осадочных образований.

Палеогеографические предпосылки

Месторождения бентонитов образовались в конкретных палеогеографических условиях. Под ними понимается комплекс физико-географических, биогеографических, климатических и других условий [Борисяк А. А., 1934], т. е. то, что обычно объединяют под понятием «ландшафт». Если при образовании месторождений бен-

тонитов материнское вещество и условия его преобразования играют главные роли, то палеогеографические особенности, характер ландшафта определяют скорость и характер выветривания в питающих провинциях, условия переноса продуктов разрушения кор выветривания и возможность их изменения при транспортировке, химизм и динамику бассейна седиментации, возможность сохранения или переотложения осадков и последующего их изменения [1].

Характер ландшафта влияет на образование месторождений бентонитов почти всех генетических типов. Наиболее четко определяется влияние рельефа, химизма и величины бассейна, расположения и конфигурации береговой линии.

В водоемах, окруженных равнинной сушей, накапливаются, как правило, тонкий обломочный материал и растворенные продукты выветривания. Поэтому они благоприятны (при условии, что в водоеме находится или приносится магний и pH среды не ниже шести) для образования терригенно- и коллоидно-осадочных и вулканогенно-осадочных месторождений. Если бассейн окружен гористой сушей, то в него будет поступать в основном грубый материал. Влияние рельефа суши будет ослабевать лишь для вулканогенно-осадочных месторождений, ибо разнос пепла достаточно широк, и он накапливается, как правило, на значительном удалении от вулканических аппаратов, за пределами полосы отложения грубого пирокластического и терригенного материалов.

Рельеф также контролирует образование и сохранность элювиальных бентонитов. Они образуются на равнинах и возвышенных равнинах, что обусловливает глубокое химическое разложение материнского вещества и вынос растворимых продуктов.

Химизм среды может накладывать отпечаток на качество бентонитов. Например, вулканогенно-осадочные месторождения, если образовались в морской среде (т. е., с заметным количеством натрия), могут содержать щелочные бентониты, если в пресноводной — то щелочноземельные. В осолоненных водоемах также возможно образование бентонитов, но при этом происходит обогащение их палыгорскитом. Необходимо иметь в виду, что химический состав водной среды может быть изменен в результате разгрузки в водоем гидротермальных растворов.

Величина бассейна, определяет, как правило, размер осадочной, бентонитовой залежи. Если водоем большой (например, эпиконтинентальное море), то терригенно- и коллоидно-осадочные месторождения образуются вблизи береговой линии, характеризующейся изрезанностью, наличием бухт, заливов, островков, т. е. в спокойной гидродинамической обстановке. Вулканогенно-осадочные месторождения образуются обычно на удалении от береговой линии, в углублениях дна — в халистатических зонах.

---

[1] Этим мы не преуменьшаем роль тектоники, считая, что ее влияние на бентонитообразование проявляется именно через ландшафт, опосредствованно.

К палеогеографическим предпосылкам также относятся палеовулканы, которые указывают на возможность нахождения месторождений гидротермально-метасоматических месторождений и на возможность разгрузки гидротерм в бентонитородные водоемы.

Геоморфологические и неотектонические предпосылки

Геоморфологические и неотектонические предпосылки имеют значение для прогноза и поисков месторождений бентонитов любого генезиса, но особенно важное — для элювиальных. Образование их непосредственно связано с формированием рельефа.

Процессам корообразования наряду со спецификой климата и составом материнских пород благоприятствует пенепленизированный рельеф. Он обеспечивает глубокую переработку выветриваемых пород и создает возможность образования полного профиля выветривания, включающего и монтмориллонитоносный горизонт. Горный рельеф не благоприятен для корообразования вообще, так как возникающие на нем продукты начальных стадий выветривания постоянно размываются. Следовательно, выявление пенепленизированных участков (особенно древних) способствует определению площадей, перспективных для поисков элювиальных бентонитов.

В формировании современного рельефа огромную роль играют новейшие (неоген-четвертичные) тектонические движения. В областях длительного опускания происходит захоронение элювиальных и осадочных продуктивных толщ на большие глубины. Прогнозировать месторождения бентонитов в таких районах экономически нецелесообразно. В областях длительного преимущественного сноса продуктивные толщи могут оказаться нацело смытыми.

Геоморфологические исследования современной поверхности помогают уточнить, какие части бывшего пенеплена могли уцелеть, а какие оказались уничтоженными. При прогнозных изысканиях как экзогенных, так и эндогенных месторождений бентонитов необходимо выявлять депрессионные участки не только эрозионного происхождения, но и тектонического. Так, если участок опущен по сбросу, то линия сброса будет фиксирована специфичным составом пород, расположенных от нее по разные стороны, как например, на Белогорском месторождении бентонитов в районе Александровско-Балыклейской зоны дислокаций [Башлев А. А., Кашлев В. М., Беляев С. Н., 1970].

Рельеф часто может обнаружить характер пород. Так, на фоне общего ребристого и зубчатого горного рельефа мягкие по очертаниям формы могут указывать на глинизированные гидротермальными процессами образования (Саригюхское и Даш-Салахлинское месторождения); столбообразные отдельные положительные формы могут оказаться жерлами древних вулканов — некками (район Ноемберянского месторождения), также указывающими на возможное наличие постмагматических образований.

Геофизические предпосылки

Под геофизическими поисковыми критериями понимается совокупность характерных особенностей в поведении физических полей, указывающая на перспективность исследуемой площади на тот или иной вид полезных ископаемых[1]. К числу таких характерных особенностей относятся «...аномальное поведение естественного или искусственно созданого физического поля (гравитационная аномалия, магнитная аномалия, аномалия естественного электрического поля и др.), отображаемое на результативных кривых и картах, в некоторых случаях степень изменчивости поля в пространстве («спокойное» поле, «пилообразное» поле) и др.» [Теоретические основы..., 1968, с.. 123]

Применительно к бентонитам геофизические поисковые критерии только еще разрабатываются. Геофизику можно применять для: 1) картирования комплексов пород, благоприятных для образования монтмориллонитовых и, в частности, нонтронитовых кор выветривания; 2) определения формы, мощности и направления распространения бентонитоносных кор выветривания на глубинах, благоприятных для эксплуатации.

Геохимические предпосылки

К ним относятся закономерности распределения химических элементов в земной коре, в природных объектах, связанных с процессами эндогенного и экзогенного минералообразования. Научную основу геохимического прогноза и поисков составляет учение о миграции, концентрации и рассеянии химических элементов в земной коре, разработанное В. И. Вернадским и А. Е. Ферсманом.

Геохимические критерии являются ведущими при прогнозных и поисково-разведочных работах на рудных месторождениях. Для применения их имеются специальная инструкция [Сафронов Н. И. и др., 1965] и методические указания [Ульянов Н. К., 1974]. Для нерудных полезных ископаемых такие критерии разработаны слабее и еще ждут своего обоснования.

Применительно к бентонитам целесообразно решение следующих геохимических вопросов, ответы на которые могут быть использованы для прогнозных построений:

1) выявление парагенетических связей ассоциаций элементов и минералов бентонитов с геохимическими провинциями и крупными структурными элементами земной коры, характеризующимися едиными чертами геохимической эволюции [Беус А. А., 1968];

2) установление связей между химическим составом бентонитов различного происхождения с составом материнских пород;

---

[1] Принципы использования геофизических исследований при поисках полезных ископаемых подробно освещены в «Методическом руководстве по геологической съемке масштаба 1 : 50 000», 1974.

3) установление связи химического состава бентонитов с определенными геологическими эпохами.

Наметившаяся зависимость парагенетических ассоциаций элементов и минералов, а также химико-минерального состава бентонитов различного генезиса от вещественного состава магматических и других материнских пород уже рассмотрены в главе «Генетические типы....» и разделе «магматические предпосылки». Дальнейшие исследования в этом направлении с широким использованием зарубежных материлов безусловно окажутся результативными.

Охарактеризованные выше наиболее важные геологические предпосылки не исчерпывают общий перечень поисковых критериев, которые могут быть с тем или иным успехом использованы для прогнозных изысканий на бентонитовое сырье. В частности, несомненно интересны для этих целей гидрогеологические поисковые критерии (особенности состава, щелочность и температуры подземных и поверхностных вод), позволяющие в совокупности предполагать возможность нахождения на этой территории месторождений бентонитов. Так, выходы горячих источников свидетельствуют о близости постмагматических образований. Благоприятствующим фактором является наличие на территории щелочных озер и др. Некоторые исследователи [Крейтер В. М., 1960] выделяют историко-археологические критерии. К ним относятся сведения, содержащие указания на разработки глин в древности, упоминания специфических наименований местностей, рек, долин, населенных пунктов. Подобные сведения для малоисследованных районов могут представлять известный интерес.

Поисковые признаки, благоприятствующие прогнозным изысканиям месторождений бентонитового сырья

При прогнозных изысканиях наряду с поисковыми геологическими предпосылками важно учитывать и «поисковые признаки — факты, указывающие на наличие или на возможность выявления месторождения полезных ископаемых в определенном месте» [Геологический словарь, т. 2, 1973 г., с. 135]. Поисковые признаки по своему значению подразделяются на прямые и косвенные.

К прямым поисковым признакам относятся: выходы бентонитовых тел на поверхность в естественных обнажениях или в горных выработках, следы древних разработок, отвалы глинистых пород (например, нонтронитовых — на разработках никельсодержащих пород), выбросы глин из колодцев и нор животных, гальки и мелкие окатыши глин в руслах рек, ручьев и др.

К косвенным поисковым признакам относятся: характерные особенности микрорельефа («цирки», оползни, бугры вспучивания, «пьяный» лес), заболоченные участки и родники, специфическая растительность (геоботанический признак) и др.

Обычно бентонитовые тела в участках выходов на поверхность или перекрытые маломощным чехлом рыхлых образований в той или иной степени изменены процессами гипергенеза. Рассмотрим их особо.

Изменения месторождений бентонитов

При поисках и разведке месторождений бентонитов необходимо учитывать изменения, которым подвергаются бентониты после своего образования. Этот момент очень важен для правильного определения минерального вида бентонита и генетического типа месторождения с вытекающими отсюда выводами о направлениях использования сырья и методике поисковых и разведочных работ.

Ранее было уже сказано о необратимых изменениях, которые происходят при глубинном эпигенезе древних монтмориллонитов, трансформировавшихся в гидрослюды, хлориты и смешаннослойные образования и уже не являющихся бентонитами. Теперь рассмотрим месторождения и проявления бентонитов, сохранившиеся до наших дней, т. е. не древнее каменноугольного возраста.

Монтмориллонит — минерал, обладающий большой способностью к ионному обмену, при котором происходит вытеснение и обмен одних ионов на другие; при этом нарушается соотношение зарядов в решетке, что влечет за собой изоморфные замещения атомов в ней.

Если месторождение доступно воздействию каких-либо растворов, то бентониты будут непременно изменять первоначальный состав обменного комплекса в зависимости от содержащихся в растворах соединений. Покажем это явление на примере Герпегежского месторождения вблизи г. Нальчик (Кабардино-Балкарская АССР). Герпегежское месторождение вулканогенно-осадочного генетического типа приурочено к палеоценовым отложениям и расположено в пределах Терского передового прогиба. Пласт бентонитов полого падает на северо-восток под углами 4—12° и состоит из двух пачек: нижней (мощность 11 м) известковистой и верхней (мощность 13,5 м) безизвестковистой. Бентониты сложены диоктаэдрическим монтмориллонитом и гидрослюдой (второстепенный минерал), как примеси зафиксированы каолинит, цеолиты и кристобалит. Общая обменная емкость несколько больше 50 мг·экв. Причем при ранних исследованиях, когда опробовалась (а в 30-е годы разрабатывалась) голова пласта, был определен кальциевый состав обменного комплекса.

При дальнейших исследованиях выяснилось, что пласт сложен щелочным бентонитом, и только выше глубины 18—25 м от дневной поверхности бентонит становится щелочноземельным. Эта глубина в данном районе совпадает с уровнем грунтовых вод. Следовательно, в зоне, расположенной выше уровня грунтовых вод, т. е. обладающей свободным водо- и газообменом, щелочные бентониты «окислены» в щелочноземельные. При этом ионы кальция, содержащиеся в приповерхностных растворах (вмещающие бенто-

нит породы — мергели), вытеснили и заместили ионы натрия [Сабитов А. А., Токмакова П. И., 1975].

Подобная картина наблюдается на Асканском месторождении, где аскангель в верхней части превращен в асканглину, а также на Огланлинском, Саригюхском, Даш-Салахлинском, Вайомингском (США) и других месторождениях щелочных бентонитов.

Обратное явление нигде не подмечено, хотя, возможно, образование щелочных бентонитов на Курпебайском месторождении (Манракская группа у оз. Зайсан в Восточном Казахстане) щелочноземельных и смешаных бентонитов связано именно с инфильтрацией натрийсодержащих грунтовых вод. Обменные реакции с вытеснением кальция и замещением его натрием проведены авторами на природных бентонитах и рассолах. При обработке щелочноземельного бентонита Верхне-Нурлатского месторождения (Татарская АССР) природным хлоридно-натриевым рассолом (полученным из скважин из нефтеносных горизонтов) произошло обогащение обменного комплекса бентонита ионами натрия. Именно на обменной способности бентонитов основана методика получения монионных форм бентонитов.

Возможность приповерхностного изменения бентонитов необходимо иметь в виду и опробовать всегда свежие невыветрелые образцы ниже уровня грунтовых вод. Тогда будет правильно определен вид бентонита и генезис месторождения.

Все месторождения бентонитов имеют «окисленную» приповерхностную зону, мощность которой зависит от глубины проникновения атмосферных агентов выветривания. Окисление бентонитов выражается, кроме изменения катионного состава, в обогащении карбонатными образованиями (стяжения, журавчики, желваки известковистого вещества), окремнении, огипсовании, обохривании.

ГЛАВА ДЕВЯТАЯ

ПРОГНОЗНАЯ ОЦЕНКА ТЕРРИТОРИИ СССР НА БЕНТОНИТОВОЕ СЫРЬЕ

Прогнозная оценка территории основывается на анализе предпосылок, рассмотренных в главе восьмой. Эти предпосылки графически изображены на карте бентонитоносности СССР (см. рис. 35) как элементы геолого-тектонического строения земной коры, которые или благоприятствуют образованию месторождений бентонитов, или делают это невозможным. Прогнозная оценка заключается в выделении бентонитоносных провинций и районов разной степени перспективности, бесперспективных территорий и определении прогнозных запасов районов и провинций. Районы и провинции показываются на прогнозной накладке к карте бентонитоносности (см. рис. 36). Они выделяются на основе анализа и обобщения положительных геологических предпосылок, данных в легенде и изображенных на карте бентонитоносности. Как перспективные на бентониты авторами оконтурены: области развития морских и пресноводных глин с пирокластическим материалом и без него; территории древних морских басейнов, одновозрастных с близкорасположенными вулканами или с вулканогенным материалом в их отложениях; аккумулятивные равнины и прибрежные части морских бассейнов, в которые мог сноситься монтмориллонитовый материал; области развития вулканов; области развития монтмориллонитовых кор выветривания на ультраосновных интрузивных, на эффузивных и на карбонатно-глинистых осадочных породах.

Области развития мощного покрова четвертичных отложений, территории синклинориев, краевых прогибов и синеклиз, испытавших погружение за неоген-четвертичное время на 100 м и более, области развития нижне- и среднепалеозойских отложений, районы развития кристаллических пород без покрова рыхлых образований, области горных и материковых ледников показаны на прогнозной накладке как бесперспективные.

Остальная часть карты представляет собой территорию, перспективность которой на бентониты в настоящее время вызывает сомнение; это — малоисследованные или малоперспективные районы.

Среди перспективных районов выделены: высокоперспективные районы (для постановки геологоразведочных работ в первую очередь), перспективные районы (в пределах которых известны проявления и месторождения бентонитов) и районы с положительными геологическими предпосылками (проявления бентонитов в них неизвестны).

Прогнозные запасы провинций складываются из прогнозных запасов перспективных районов. Прогнозные запасы последних подсчитывают, умножая площадь района на среднюю мощность

продуктивной залежи в известных в районе месторождениях и проявлениях и на объемную массу бентонита (1,8 т/м³). Если средняя мощность по разным точкам сильно различается, то берется минимальная мощность. При этом допускается, что пласт бентонитов по всей территории района непрерывен. Поскольку этого в природе не наблюдается — залежь по разным причинам могла оказаться размытой или вообще не образовалась в каких-либо участках, результат подсчета будет сильно преувеличенным по сравнению с действительными запасами. Поэтому полученное число необходимо умножить на коэффициент, который для каждого генетического типа и каждого масштаба должен быть разным. Для терригенно- и коллоидно-осадочного типа к=0,002 (вычислен на примере Центральной бентонитоносной провинции).

В Центральной провинции развит один генетический тип месторождений бентонитов — терригенно- и коллоидно-осадочный. Проявления бентонитов эоценового и миоценового (редко плиоценового) возраста образуют единый перспективный район, детально исследованный и опоискованный. Мощность залежей выдержана на всей территории, прогнозные запасы определены работами ГУЦР. При еще более детальном исследовании (при необходимости) эти запасы в лучшем случае могут быть удвоены, но даже в этом случае они в 500 раз меньше, чем высчитанные вышеуказанным способом. Поэтому для подсчета прогнозных запасов бентонитов терригенно- и коллоидно-осадочного типа мы принимаем коэффициент, равный 0,002. Этот же коэффициент принимаем и для вулканогенно-осадочных бентонитов, ибо закономерности аккумуляции бентонитов этих двух типов сходны.

Гидротермально-метасоматические и элювиальные бентониты имеют более сложное и изменчивое строение и мощность залежей, для них к=0,001.

Эти коэффициенты рассчитаны только для прогнозных построений масштаба не крупнее 1 : 5 000 000. При укрупнении масштаба геологические материалы дают более точную информацию о строении и величине залежей, и высчитанные прогнозные запасы будут больше соответствовать действительным. Поэтому для каждого масштаба (и для каждого генетического типа) необходимо вычислять свой коэффициент, который с укрупнением масштаба будет увеличиваться.

В результате анализа геологических предпосылок и фактического размещения месторождений и проявлений бентонитов на территории СССР авторами установлено одиннадцать бентонитоносных провинций (табл. 32).

ЮГО-ЗАПАДНАЯ ПРОВИНЦИЯ

Юго-Западная провинция состоит из Закарпатского, Предкарпатского и Центрально-Украинского перспективных бентонитоносных районов; внутри последнего выделен один высокоперспективный — Черкасский. Провинция расположена в пределах Украинской

Таблица 32

Бентонитоносные провинции СССР

Провинция	Перспективный район	Возраст продуктивных горизонтов	Генетический тип залежи	Средняя мощность продуктивных залежей, м	Запасы	
					районов, млн. т	провинций, млрд. т
Юго-Западная	Закарпатский	N_1	ВО	1	27,4	1,8
	Предкарпатский	N_1	ВО	0,25	52,4	
	Центрально-Украинский	N_1	О	3	1742,1	
Центральная	Юго-Западный	Pg	О	12	4000	7,3
	Северо-Восточный	N_1	О	10	3300	
Поволжская		N_2ak	О	6	1778	1,7
Крымско-Кавказская	Крымский	Cr_2	ВО	1	23,6	0,6
	Закавказский	Cr_2+Pg	ГМ + ВО	1—100	214,1	
	Северо-Кавказский	P+N	ВО+О	10	446,0	
Уральская	Северо-Уральский		Э	1—5	20	0,3
	Северо-Зауральский	Cr_2+Pg	О	до 60	120	
	Средне-Зауральский	Cr_2+Pg	О	до 60	120	
	Южно-Уральский		Э	1—60	40	
Западно-Сибирская		N_1	О	6	5733,4	5,7
Алтае-Саянская	Минусинский	C_1+N	ВО+О	2,6 и 7	13	0,105
	Камалинский	C_1	ВО	3—20	34	
	Заломненский	P_1	ВО	4,5	35,6	
Средне-Азиатская [1]	Туркменский	Pg_2	ВО	6	1076	8
	Таджикско-Узбекский	Pg	ВО+О	10	6075	
	Ферганский	Pg	О	10	202,5	
Восточно-Казахстанская	Талды-Курганский	N_1	ВО+О	1—10·п	216,7	0,279
	Зайсанский	Cr_2+Pg	ВО+Э	4—7	62,2	
	Прибалхашский	N_2	ВО+О			
Приморская		Pg	ВО+Э			
Северо-Восточная		MZ+KZ	ВО			

Всего 25 млрд. т

Генетические типы: ВО — вулканогенно-осадочный, О — терригенно- и коллоидно-осадочный, ГМ — гидротермально-метасоматический, Э — элювиальный.

[1] к=0,001, ибо выходы продуктивных отложений закартированы в виде мелких пятен

антеклизы Восточно-Европейской платформы и Карпатской геосинклинальной области и частично захватывает Днепровско-Припятский авлакогенный прогиб (юго-западная половина Украины и северная часть Молдавии). Бентонитовые залежи во всех районах приурочены к миоценовым отложениям, причем в пределах Карпатской системы (Закарпатский район) и западного погружения Украинской антеклизы (Предкарпатский район) сосредоточены месторождения вулканогенно-осадочного типа, на Украинской антеклизе и Днепровско-Припятском прогибе (Центрально-Украинский район) — терригенно- и коллоидно-осадочного. Кроме того, на Украинской антеклизе имеются редкие проявления элювиальных бентонитов.

В Центрально-Украинском районе выделен Черкасский высокоперспективный район с прогнозными запасами порядка 100 млн. т щелочноземельных формовочных бентонитов, с утвержденными запасами Дашуковского участка Черкасского месторождения 18,35 млн. т. Там же отмечен ряд проявлений аналогичных бентонитов.

Предкарпатский район объединяет группу месторождений и проявлений щелочноземельных светлых до беложгущихся бентонитов; среди них эпизодически эксплуатировалось Пыжевское месторождение беложгущихся бентонитов с запасами 243 тыс. т, сырье которого используется фарфоро-фаянсовой промышленностью. Все эти месторождения и проявления отличаются малыми запасами, мощность продуктивного пласта обычно равна 0,2—0,5 м. Возможно нахождение среди них щелочных бентонитов, в частности уже обнаружено Львовской геологической экспедицией проявление Журавно (Львовская обл.).

В Закарпатском районе имеется одно промышленное — Горбское месторождение щелочноземельных формовочных бентонитов с запасами 6,8 млн. т. Также выявлен ряд проявлений, среди которых Яблунивское содержит щелочные бентониты [Лебединский В. И., Маслякевич Я. В., Кириченко Л. П., 1975]

В Юго-Западной провинции наиболее перспективна верхнемиоценовая прибрежно-морская терригенная формация, которая развита на северо-восточном погружении Украинской антеклизы и весьма перспективна на щелочноземельные формовочные бентониты, а также миоценовая морская мергелисто-известняковая формация, содержащая прослои светложгущихся (беложгущихся) и щелочных бентонитов, развита она на западном погружении Украинской антеклизы, включая Львовскую впадину. Прогнозные запасы Юго-Западной провинции оцениваются в 1800 млн. т.

ЦЕНТРАЛЬНАЯ ПРОВИНЦИЯ

Центральная провинция состоит из Юго-Западного и Северо-Восточного перспективных районов. Юго-Западный район расположен на Воронежской антеклизе и Доно-Медведицком валу (в пределах Воронежской и Волгоградской областей); бентонитовые за-

лежи в нем приурочены к эоценовым морским отложениям. Известны Белогорское месторождение (около г. Камышина), Бутурлиновское проявление и разведуется Щербаковская площадь (вблизи г. Георгиу-Деж) щелочноземельных формовочных бентонитов терригенно- и коллоидно-осадочного типа; выявлены Нижне-Кисляйский и Кантемировский участки; все залежи приурочены к киевским отложениям, кроме Белогорского месторождения (царицынская свита). Мощность киевских продуктивных пластов 6—18 м, царицынских 9—19,9 м. Прогнозные запасы киевских залежей 500 млн. т (по данным Геологического управления Центральных районов), царицынских 3,6 млн. т (по данным Волгоградской КГЭ).

Северо-Восточный район расположен на северо-восточном погружении Воронежской антеклизы в Пачелмский прогиб (в пределах Тамбовской и частично Воронежской областей); бентониты развиты в неогеновых континентальных отложениях так называемой Окско-Донской равнины. Генетический тип — терригенно- и коллоидно-осадочный, бентониты щелочноземельные, формовочные. Здесь имеется ряд проявлений в миоценовых отложениях и одно в плиоценовых. Прогнозные запасы выявленных перспективных участков геологи ГУЦР оценивают примерно в 3300 млн. т.

С юга к провинции примыкает перспективная площадь в районе Донбасса, в пределах которой выявлено Григорьевское месторождение щелочноземельных бентонитов триасового возраста терригенно- и коллоидно-осадочного типа (запасы 10,4 млн. т) и ряд проявлений.

Основные перспективы в Центральной провинции связаны с миоценовой и эоценовой терригенными глинисто-песчаными формациями. Прогнозные запасы провинции оцениваются примерно в 7300 млн. т щелочноземельных бентонитов.

ПОВОЛЖСКАЯ ПРОВИНЦИЯ

Поволжская провинция расположена на Волго-Камской антеклизе — в пределах Татарской АССР, Куйбышевской и частично Саратовской областей. Бентониты терригенно- и коллоидно-осадочного типа, щелочноземельные, приурочены к морским плиоценовым (акчагыльским) отложениям. Здесь имеется один крупный перспективный район, центральная часть которого высокоперспективна. В провинции известны и эксплуатируются крупные месторождения и проявления формовочных и адсорбционных бентонитов: Биклянское, Верхне-Нурлатское, Тарн-Варское, Смышляевское и др., сырье которых используется многими литейными предприятиями Поволжья, Урала и Центра страны, а также в больших объемах идет на производство высококачественного керамзита. Запасы этих месторождений 236 млн. т. Мощность продуктивного пласта по провинции сильно варьирует — от первых единиц метров до 20—27 м; для высокоперспективной части средняя мощность равна 10 м, для остальной — 2—4 м.

Прогнозные запасы Поволжской провинции связаны с единственной перспективной акчагыльской морской песчано-глинистой формацией и оцениваются в 1700 млн.т.

КРЫМСКО-КАВКАЗСКАЯ ПРОВИНЦИЯ

Крымско-Кавказская провинция охватывает Кавказскую и Понтийско-Эльбурсанскую геосинклинальные системы Альпийской области и очень небольшую часть Терского передового прогиба Скифско-Туранской койлогенной области — это Крымская область, республики Закавказья, частично Краснодарский край и Кабардино-Балкарская АССР. Состоит из Крымского, Закавказского и Северо-Кавказского перспективных районов.

Крымский район объединяет группу месторождений и проявлений вулканогенно-осадочных бентонитов, из которых внимания заслуживают Кудринская и Альминско-Бодракская площади; здесь же известно Курцовское месторождение, разрабатывавшееся до последних лет. Продуктивные пласты приурочены к верхнемеловым отложениям, мощность их невелика (до 1 м). Запасы Курцовского месторождения вместе с забалансовыми составляют 1270 тыс. т. На Кудринской и Альминско-Бодракской площадях запасы в сумме равны 12 000 тыс. т.

В Закавказье выделены два высокоперспективных района: Западно-Грузинский и Казахско-Иджеванский. В Западно-Грузинском участке наиболее перспективны верхнемеловые вулканогенно-осадочные образования, где разрабатывается Гумбрийское месторождение щелочноземельных бентонитов, и эоценовые гидротермально-метасоматические образования по эффузивам андезито-базальтового состава (Асканская группа щелочных и щелочноземельных бентонитов). Утвержденные запасы этих месторождений составляют более 14,4 млн. т.

В Казахско-Иджеванском участке весьма перспективны верхнемеловые гидротермально-метасоматические образования по эффузивам андезит-базальтового состава. Здесь разрабатываются Саригюхское и Даш-Салахлинское месторождения щелочных бентонитов многоотраслевого направления и известен ряд проявлений. На Ноемберянском проявлении обнаружены светложгущиеся бентониты. Общие запасы Казахско-Иджеванского района 100 млн. т

На остальной территории Закавказского района перспективны на бентониты верхнемеловые вулканогенно-осадочные отложения на западе Азербайджана и на севере Армении, палеогеновые и вулканогенно-осадочные отложения в Кобыстане (АзССР), палеоген-неогеновые (?) вулканогенно-осадочные отложения в Ахалцихской депрессии (ГрузССР).

В Северо-Кавказский район входят две перспективные площади, расположенные в Скифско-Туранской койлогенной области: в Терском передовом прогибе — Нальчикская (Кабардино-Балкарская АССР); в Индоло-Кубанском — Варениковская (Крымский район Краснодарского края). На Нальчикской площади продуктивный

пласт (мощность свыше 20 м) приурочен к палеоценовым мергелям, здесь разведуется Герпегежское месторождение щелочных и щелочноземельных бентонитов вулканогенно-осадочного типа; запасы их 41,4 млн. т, в том числе щелочных 20,2 млн. т. На Варениковской площади выявлено Варениковское месторождение киммерийских (плиоцен) щелочноземельных формовочных бентонитов терригенно- и коллоидно-осадочного типа (мощность пласта 5—10 м); запасы около 5 млн. т. Киммерийские бентониты этого же генетического типа имеются также на Керченском полуострове, где они залегают во вскрыше железорудных месторождений. Общие прогнозные запасы Северо-Кавказского района более 400 млн. т

Прогнозные запасы Крымско-Кавказской провинции оцениваются в 600 млн. т, из них около половины — щелочные бентониты. Главные перспективы провинции связаны с формацией базальтовых и андезитовых порфиритов.

УРАЛЬСКАЯ ПРОВИНЦИЯ

Уральская провинция расположена в пределах Уральской складчатой области. В ней выделено четыре перспективных района: Северо-Уральский, Северо-Зауральский, Средне-Зауральский и Южно-Уральский (по Ю. Я. Суслову).

Северо-Уральский район расположен в пределах Свердловской и частично Тюменской областей. В нем имеются проявления элювиальных бентонитов (Усть-Маньинское, Медногорское, Воронцовское), приуроченных к палеозойской формации базальтовых и андезитовых порфиритов и образовавшихся в своеобразных контактово-карстовых корах выветривания. Бентониты высококачественные кальциевые, содержание монтмориллонита до 80%, пригодны для окомкования железорудных концентратов. Залежи относительно невелики. Прогнозные запасы района 20 млн. т.

Бентониты Северо-Зауральского района приурочены к палеогеновой морской глинистой формации и верхнемеловой глинисто-карбонатной формации, которые образовались на аккумулятивной равнине на стыке Уральской складчатой системы и Обской койлогенной области. Бентониты терригенно- и коллоидно-осадочного типа, щелочноземельные, залегают пластообразно, мощность до 60 м. Прогнозные запасы 120 млн. т.

Перспективы Средне-Зауральского района связаны с вышеуказанными осадочными формациями, качество бентонитов однотипно, прогнозные запасы также составляют 120 млн. т.

Южно-Уральский район объединяет ряд проявлений элювиальных бентонитов в основном нонтронитового состава, связанных с площадными корами выветривания на серпентинитах и других ультраосновных породах (Челябинская и Оренбургская области). Самое крупное из них — Сахаринское — расположено на юго-восточном участке Сахаринского месторождения силикатного никеля, приуроченного к одноименному габбро-пироксенит-дунитовому массиву. Мощность бентонитов здесь изменяется от 1 до 60 м,

ориентировочные запасы — до 10 млн. т. Бентониты пригодны для окомкования железорудных концентратов и для литейного производства. Прогнозные запасы района 40 млн. т.

Общие прогнозные запасы Уральской провинции 300 млн. т.

ЗАПАДНО-СИБИРСКАЯ ПРОВИНЦИЯ

Западно-Сибирская провинция состоит из одного крупного перспективного района, расположенного на юге Обской койлогенной области в пределах Курганской, Омской, Новосибирской и Кустанайской областей. Бентониты щелочноземельные, терригенно- и коллоидно-осадочного типа, приурочены к миоценовой континентальной песчано-глинистой формации. В пределах провинции известен ряд месторождений формовочных и адсорбционных бентонитов: Любинское (Омская область) с запасами адсорбционных глин более 3 млн. т; Зырянское (Курганская область) с запасами 57 млн. т; Кушмурунское[1] (Кустанайская область) с запасами 12,8 млн. т. Средняя мощность пласта по провинции примерно 6 м.

Прогнозные запасы Западно-Сибирской провинции 5700 млн. т.

На западной границе провинции имеется Убаганская группа проявлений бентонитов с примерно равным содержанием щелочных и щелочноземельных катионов в обменном комплексе, приуроченная к липарит-базальтовой эффузивной формации девонского возраста, тяготеющей к Уральской складчатой области. Генетически она не принадлежит к Западно-Сибирской провинции и должна рассматриваться как отдельная площадь.

АЛТАЕ-САЯНСКАЯ ПРОВИНЦИЯ

Алтае-Саянская провинция расположена в пределах Алтае-Саянской складчатой области. Здесь выделяется один перспективный район — Минусинская впадина (юг Красноярского края), две перспективные площади — Камалинская (Красноярский край) и Заломненская (Кемеровская область) и несколько небольших районов с положительными геологическими предпосылками в пределах Чебаково-Балахтинской впадины (север Хакасской АО).

В Минусинской впадине бентонитовые залежи приурочены к континентальной вулканогенно-осадочной известняково-алевритоглинистой формации раннекаменноугольного возраста и к континентальной глинистой формации плиоценового возраста. Бентониты щелочноземельные, вулканогенно-осадочного (Десятый Хутор, ранний карбон) и терригенно- и коллоидно-осадочного (Подсиньское, Кайбальское и другие месторождения, плиоцен) типов. Средняя мощность каменноугольных бентонитов 2,6 м, плиоценовых 7 м.

На Камалинской площади бентониты имеются в континентальной вулканогенно-осадочной песчано-известняково-алеврито-глини-

[1] На Кушмурунском месторождении кроме миоценовых бентонитов разведаны и олигоценовые с мощностью пласта примерно 5 м.

стой формации раннекаменноугольного возраста и приурочены к стыку Ангаро-Канского горста с Рыбинской впадиной. Здесь разведано Камалинское месторождение щелочноземельных формовочных глин с запасами 34,1 млн. т. Общая мощность глин изменяется от 3 до 20 м, пласты бентонитов в них имеют среднюю мощность не более 1 м.

В Заломненской впадине глины приурочены к континентальной песчано-алеврито-глинистой угленосной формации раннепермского возраста, развитой в Кузнецком прогибе. Разведанное здесь Заломненское месторождение щелочноземельных формовочных глин вулканогенно-осадочного типа имеет запасы 35,6 млн. т; средняя мощность продуктивного пласта 4,5 м. Качество глин невысокое. Несколько южнее Заломненского месторождения работами западносибирских геологов в последние годы обнаружены проявления щелочных бентонитов в тех же пермских отложениях на глубинах 80—280 м. Они представляют значительный интерес, ибо в этом регионе щелочные бентониты ранее не были известны.

Выделенные в пределах Чебаково-Балахтинской впадины небольшие районы развития нижнекаменноугольных отложений по геологическим предпосылкам аналогичны с Минусинским районом; в них также предполагается наличие щелочноземельных бентонитов.

Общие прогнозные запасы Алтае-Саянской провинции составляют 105 млн. т.

СРЕДНЕ-АЗИАТСКАЯ ПРОВИНЦИЯ

Средне-Азиатская провинция расположена в юго-восточной части Скифско-Туранской койлогенной области и в Туркмено-Хорасанской геосинклинальной системе Альпийской области. Здесь выделены три перспективных района: Туркменский, Таджикско-Узбекский и Ферганский.

Туркменский район расположен в пределах Туркмено-Хорасанской системы Альпийской геосинклинальной области и Прикопетдагского прогиба Скифско-Туранской койлогенной области. Бентониты приурочены к морской вулканогенно-осадочной мергелисто-глинистой формации эоцена. На севере района, на стыке геосинклинальной и койлогенной областей известно Огланлинское месторождение уникальных беложгущихся, щелочных и щелочноземельных бентонитов вулканогенно-осадочного типа с запасами около 14 млн. т. В настоящее время завершена его доразведка, прирост запасов составил 10—14 млн. т; подсчитаны запасы беложгущихся бентонитов для фарфоро-фаянсовой промышленности, щелочных для окомкования железорудных концентратов, а также для литейного производства и буровых растворов. Мощность пласта белых бентонитов 10 м. Также известно Душакское месторождение щелочных бентонитов с запасами около 4 млн. т. Возможно выявление вулканогенно-осадочных бентонитов в палеогеновых отложениях Гаурдак-Кугитангского, Кушкинского и Бадхызского районов.

В последних двух районах возможно нахождение бентонитов гидротермально-метасоматического типа среди вулканогенных образований, приуроченных к Альпийской области.

Таджикско-Узбекский район расположен в пределах Скифско-Туранской области в основном на территории Узбекистана и западной части Таджикистана, частично в Гурьевской и Чимкентской областях Казахской ССР. Бентониты приурочены к карбонатно-глинистым ассоциациям пород: на Мангышлакской системе дислокаций — к морской мергелисто-глинисто-известняковой формации миоцена и морской песчано-глинистой формации олигоцена; на северном склоне Барсакельмесского и Хорезмско-Измаильского прогибов — к морской мергелисто-глинистой формации эоцена; в восточной части Сырдарьинской синеклизы — к морской глинистой формации олигоцена; в мезозойской наложенной впадине (запад Таджикистана) — к морской мергелисто-доломитово-глинистой формации эоцена. Здесь разведано и разрабатывается несколько месторождений щелочных и щелочноземельных бентонитов вулканогенно-осадочного типа (с запасами, млн. т): Азкамарское (6,5), Катта-Курганское (25,6), Дарбазинское (44,8), Келесское (29,7). Известен также ряд проявлений. Мощность пласта белых бентонитов здесь уменьшается с запада на восток (до 0,5—0,2 м).

В Таджикско-Узбекском районе выделена высокоперспективная Приташкентская площадь (юг Чимкентской области). Здесь разрабатываются крупные Дарбазинское и Келесское месторождения щелочноземельных и щелочных бентонитов вулканогенно-осадочного типа и известно несколько проявлений.

Ферганский перспективный район приурочен к южной прибортовой части Ферганской впадины. Бентониты приурочены к морской известняково-глинистой формации палеогена. Мощность пласта бентонитов порядка 10 м; белых прослоев в нем не зафиксировано. Разведано несколько месторождений: Бешкентское (КиргССР) с запасами 0,6 млн. т, Исфаринское (ТаджССР) — 0,45 млн. т, Кара-куш-хана (ТаджССР) — 3,8 млн. т, Чимионское (УзбССР) — 2 млн. т; известны монтмориллонитовые глины в районе Шорсу. Бешкентское месторождение эксплуатируется, бентонит идет на приготовление бурового раствора.

Общие прогнозные запасы Средне-Азиатской провинции оцениваются в 8 млрд. т.

ВОСТОЧНО-КАЗАХСТАНСКАЯ ПРОВИНЦИЯ

Восточно-Казахстанская провинция расположена в Зайсанской и на востоке Казахстанской складчатой областей. Выделены районы: Талды-Курганский перспективный, Зайсанский высокоперспективный и Прибалхашский с положительными геологическими предпосылками.

Зайсанский высокоперспективный район расположен в Зайсанской бессточной впадине и объединяет Приманракскую группу месторождений и проявлений высококачественных щелочноземель-

ных и щелочных бентонитов (предположительно вулканогенно-осадочного типа): Таганское с запасами около 15 млн. т, Манракское (114 тыс. т), Динозавровое (около 4 млн. т), Курпебайское, Северо-Курпебайское. Таганское месторождение рекомендовано под предварительную разведку с целью выявления запасов бентонитов 25—30 млн. т для окомкования железорудных концентратов. Бентониты приурочены к континентальной глинистой формации палеогена (частично позднего мела), средняя мощность продуктивного слоя 4—7 м. Прогнозные запасы района 50 млн. т. Здесь же известно Кендерлыкское проявление элювиальных бентонитов, связанных с формацией коры выветривания по андезито-базальтовым порфиритам.

Талды-Курганский перспективный район расположен в крайней восточной части Казахской складчатой системы; он занимает Алакульскую впадину и территорию к западу до Прибалхашской впадины. Бентонитовые залежи приурочены к континентальной песчано-глинистой формации миоцена. Здесь разведаны месторождения бентонитов предположительно вулканогенно-осадочного типа, известно одно проявление в коре выветривания по породам формации андезит-базальтовых порфиритов. Миоценовые месторождения — Андреевское (запасы более 29 млн. т), Ильдерсайское (161 млн. т), Лепсинское (63 тыс. т) и Герасимовское (2,65 млн. т) содержат щелочноземельные бентониты; мощность пласта в них изменяется от единиц до нескольких десятков метров. Прогнозные запасы района — примерно 200 млн. т.

Прибалхашский район занимает территорию Прибалхашской впадины. Здесь развита континентальная озерная глинистая формация позднего плиоцена. Во впадину сносились продукты размыва коры выветривания по эффузивам, тонкие глинистые новообразования отсортировались и накопились в опресненном озере; это и позволяет считать данную формацию перспективной на бентониты.

Прогнозные запасы Восточно-Казахстанской провинции 279 млн. т. Главные перспективы выявления высококачественных бентонитов связаны с мел-палеогеновой глинистой формацией Зайсанской впадины.

ПРИМОРСКАЯ ПРОВИНЦИЯ

Приморская провинция расположена в Сихотэ-Алиньской складчатой области. Провинция мало исследована, месторождения не разведаны, качество сырья изучено слабо. Единственное взятое на баланс Липовецкое месторождение адсорбционных глин недоисследовано, монтмориллонитовые глины встречаются в парагенезе с бурыми углями и каолинитовыми глинами, имеют небольшую мощность и сложное залегание. Месторождение тяготеет к средней карбон-пермской гранитовой формации, кора выветривания которой в первую очередь поставляла в область седиментации каолинитовые минералы.

В провинции часть месторождений и проявлений относится к вулканогенно-осадочному (предположительно), а часть — к элювиальному генетическому типу. Среди первых известны Устиновское и Хасанское проявления щелочноземельных бентонитов, образовавшиеся за счет изменения туфов в континентальных водоемах палеогенового возраста. Мощность пласта 30 м, прогнозные запасы *свыше 25 млн. т (по данным* В. С. Коренбаума).

Элювиальные месторождения приурочены к Сихотэ-Алиньскому антиклинорию — корам выветривания пироксенитов, серпентинитов и других ультраосновных пород; содержат нонтронитовые глины. Перспективы выявления крупных запасов весьма невелики.

Прогнозные запасы провинции вследствие неясной генетической принадлежности залежей и их распространения оценить невозможно.

СЕВЕРО-ВОСТОЧНАЯ ПРОВИНЦИЯ

Северо-Восточная провинция занимает Чукотскую и Верхоянскую складчатые системы, Колымо-Омолонский срединный массив, Корякскую и Камчатско-Курильскую геосинклинальные системы *Тихоокеанской геосинклинальной области;* в административном отношении — это Магаданская и Камчатская области; Чукотский и Корякский национальные округа, части Якутской АССР и Хабаровского края. Вся эта огромная территория в мезо-кайнозое была ареной интенсивной вулканической деятельности (на карте бентонитоносности показаны лишь немногие вулканы), переживала стадии геосинклинального развития и складкообразования; здесь существовали обширные морские бассейны и аккумулятивные равнины, куда сносился обильный вулканический материал. Поэтому вся территория провинции представляет собой район с положительными геологическими предпосылками в отношении бентонитоносности, в котором известно всего три месторождения бентонитов (Первомайское с запасами 0,2 млн. т, Тал-Юряхское и Камчатское); происхождение их связано с вулканогенным материалом. *Участки вокруг них, поскольку* геология здесь изучена лишь в общих чертах, показаны вне масштаба как перспективные. Качество бентонитов по фрагментарным материалам хорошее, имеются щелочные разности. Весь этот район обладает большими перспективами открытия крупных месторождений высококачественных бентонитов, и при освоении района они, несомненно, будут открыты. Запасы в настоящее время не поддаются оценке.

ГЛАВА ДЕСЯТАЯ

СЫРЬЕВАЯ БАЗА БЕНТОНИТОВ СССР И РАЦИОНАЛЬНЫЕ ПУТИ ЕЕ ОСВОЕНИЯ

Мировые разведанные ресурсы бентонитового сырья оцениваются в размере около 2000 млн. т. Из них на долю капиталистических стран приходится 1150 млн. т, в том числе США (в млн. т) — 800 (70% запасов капиталистического мира), Западная Европа — 75, страны Африки и Австралии — по 50, Южная Америка — 25 [Герус В., 1972].

К началу IX пятилетки перед отечественной геологической службой была поставлена задача: обеспечить основных потребителей высококачественными бентонитами, главным образом в экономически развитых районах. За последние годы в результате успешного проведения ревизионных и поисково-разведочных работ существенно улучшилась география и структура запасов бентонитового сырья. Исключены из промышленного фонда месторождения малокачественных и слабоисследованных бентонитов, а также месторождения с неблагоприятными условиями для эксплуатации. Детально разведано Даш-Салахлинское месторождение щелочных бентонитов в Азербайджане (86,7 млн. т), доразведано Саригюхское месторождение подобных же высококачественных бентонитов в Армении (62,8 млн. т). В 1977 г. впервые утверждены запасы формовочных бентонитов в Уральском экономическом районе (Зырянское месторождение в Курганской области — 27,9 млн. т). Открыто первое в европейской части СССР месторождение щелочных бентонитов на Северном Кавказе (Герпегежское в Кабардино-Балкарской АССР), ведутся разведочные работы на ряде других месторождений (Черкасском на Украине, Щербаковском в центральном районе, Таганском в Восточном Казахстане).

В итоге проведенных работ общее количество разведанных месторождений по стране сократилось, а запасы, в том числе и высококачественного дефицитного сырья, существенно увеличились.

Основные промышленные запасы бентонитового сырья расположены в азиатской части страны, в том числе (в %): в Закавказье 33, Казахстане 19, Восточной Сибири 10 и Средней Азии 7. Запасы щелочных бентонитов находятся вдали от главных потребителей — Украины, Центральных районов, Урала, Западной Сибири и Казахстана. Восемь экономических районов из девятнадцати, среди которых наиболее промышленно развитые Центральный, Центрально-Черноземный, Северо-Западный, Белорусский, Донецко-Приднепровский, разведанными запасами бентонитов не обеспечены (табл. 33).

Каково же состояние добычи и переработки бентонитового сырья в СССР, состояние и перспективы обеспечения им запросов народного хозяйства?

Таблица 33

Изменение промышленных запасов бентонитов в СССР с 1970 по состоянию на 1/I 1976 г.

Экономический район	Число месторождений в 1970—1975 гг.	Запасы бентонитов в 1970—1975 гг.	
		млн. т	% к общему количеству
Северо-Западный	—	—	—
Центральный	—	—	—
Волго-Вятский	—	—	—
Центрально-Черноземный	—	—	—
Поволжский	8—4	58,06—44,74	24,70—17,06
Северо-Кавказский	1—1	4,92—4,92	2,10—1,88
Уральский	—	—	—
Западно-Сибирский	1—1	3,18—3,18	1,40—1,21
Восточно-Сибирский	3—3	36,86—27,15	15,66—10,35
Дальневосточный	1—1	0,33—0,33	0,14—0,12
Итого по РСФСР	14—10	103,35—80,28	44,0—30,62
Донецко-Приднепровский	—	—	—
Юго-Западный	4—4	7,38—25,70	3,14—9,80
Южный	1—1	0,06—0,06	0,03—0,02
Итого по УССР	5—5	7,44—25,76	3,17—9,82
Прибалтийский	—	—	—
Закавказский	4—5	53,48—86,69	22,76—33,05
		45,25—77,18	19,25—29,46
Средне-Азиатский	4—3	19,97—18,99	8,50—7,27
		9,67—9,24	4,12—3,53
Казахстанский	6—3	50,68—50,40	21,57—19,24
		15,00—14,86	6,38—5,67
Белорусский	—	—	—
Молдавский	—	—	—
Итого по СССР	33—26	234,92—262,16	100,0—100,0
	4—6	69,92—101,28	29,75—38,66

В знаменателе — в том числе щелочных бентонитов.

За последние 15 лет добыча бентонитового сырья в СССР увеличилась почти в пять раз и к настоящему времени составила около 2,5 млн. т при общей потребности в нем в размере около 4 млн. т. Полное удовлетворение потребностей народного хозяйства в бентонитовом сырье могло бы дать за один только год дополнительный экономический эффект в размере более 100 млн. руб.

Из учтенных промышленных месторождений разрабатываются 14 (табл. 34).

В 1976 г. в виде порошка выпущено всего только 657,2 тыс. т (или 26%), а остальная масса поставлена потребителям в комовом

Таблица 34

Объем добычи бентонитового сырья за 1976 г.

Экономический район	Число месторождений	Месторождение	Добыча	
			тыс. т	%
Поволжский	2	Биклянское, Смышляевское	792,0	31,73
Восточно-Сибирский	2	Десятый Хутор, Подсиньское	209,0	8,37
Закавказский	4	Гумбрийское, Асканское, Саригюхское, Даш-Салахлинское	1029,0 502,5	41,21 20,13
Юго-Западный	2	Горбское, Черкасское	244,0	9,77
Казахстанский	1	Келесское	38,0 19,0	1,52 0,76
Средне-Азиатский	3	Огланлинское, Азкамарское, Бешкентское	184,8 90,5	7,40 3,62
Всего	14		2496,8 612,0	100,0 24,51

В знаменателе — в том числе щелочных глин.

виде. Переработка глины на порошки далеко отстает от потребности в них.

Производство активированных бентонитов в СССР практически находится в стадии организации и осуществляется в небольших масштабах на опытных заводах в городах Махарадзе (Грузия) и Баку (Азербайджан). Потребность в активированных бентонитах покрывается частично за счет импорта из Венгрии, Чехословакии, Югославии и Японии. В нефтехимии и регенерации отработанных масел в СССР в качестве адсорбента и катализаторов употребляются менее пригодные природные адсорбенты — гумбрин и опоки, а также дорогостоящие синтетические препараты. В небольших количествах в Грузии на базе асканских бентонитов Махарадзевским комбинатом выпускается: 1) активированный порошок для пищевой промышленности — отбелки растительных масел и жиров, а также производства простых полиэфиров химической промышленности; 2) коллоидный бентонит в крупке для осветления и стабилизации вин; 3) обогащенный бентонит — бентокол для керамических автосвечей зажигания и загущения печатных красок в текстильной промышленности; 4) тонкодисперсная монтмориллонитовая фракция для медицинских целей и парфюмерии.

Современная структура потребления бентонитов в СССР характеризуется данными табл. 35, где для сопоставления приведены и соответствующие материалы по США.

Анализ данных табл. 35 позволяет сделать ряд важных выводов.

1. Несмотря на существенный рост добычи и переработки бентонитов, достигнутый за последние годы, развитие отечественной бентонитовой промышленности все еще отстает от потребностей народного хозяйства. На долю США — крупнейшего производителя бентонитовой продукции в мире — приходится около 75% объема добычи и переработки бентонитов капиталистических стран. В США вся продукция выпускается в переработанном виде: в виде естественных и активированных порошков, гранул, паст и других препаратов общим числом в несколько десятков наименований.

В США основными потребителями бентонитов являются черная металлургия и литейное производство, потребляющие вместе ежегодно около 1,6 млн. т (или 43%). К 2000 г. потребность этих отраслей промышленности возрастет до 3,6 млн. т в год [Auer D., 1976 г.]. Крупными потребителями являются также буровая техника (около 700 тыс. т), нефтеперерабатывающая и химическая промышленность (около 670 тыс. т). Потребность буровой техники в бентонитах в США на 1985 г. оценивается в 1,63 млн. т. США — главный мировой экспортер бентонитов, поставляющий их во многие страны мира (Канаду, Австралию, Великобританию, ФРГ и др.) ежегодно в количестве свыше 0,5 млн. т. В общем объеме добываемого бентонитового сырья в США более 3 млн. т приходится на штат Вайоминг. В США уже в течение 20 лет бентониты и палыгорскитовые глины во все возрастающих количествах используются в сельском хозяйстве при изготовлении комбикормов и других микродобавок в рацион животных и птиц, в качестве подстилки скоту, носителей инсектофунгицидов, для улучшения структуры запесоченных почв и других направлениях.

2. В СССР основным традиционно крупным потребителем бентонитовых глин является служба глубокого бурения. Для этих целей в 1975 г. использовано 721,5 тыс. т бентонитов, из них 400 тыс. т в виде порошков. Предполагается, что в дальнейшем потребности глубокого бурения в бентонитах достигнут 1 млн. т и будут удовлетворяться преимущественно в виде высокосортных порошков.

3. Вторым крупным потребителем бентонитового сырья в течение 10 лет является строительная промышленность. В ней в преобладающем количестве используются недефицитные щелочноземельные и низкокачественные щелочные, ожелезненные и богатые органикой бентониты и близкие к ним глины в естественном виде для производства высококачественного керамзита со средней плотностью 0,3—0,4 г/см^3. Для этих целей в 1975 г. с месторождений Поволжья (Биклянское и Смышляевское), Средней Азии (Азкамарское), Казахстана (Келесское) и Восточной Сибири (Подсиньское) использовано 687,5 тыс. т бентонитов (28,5%). В небольших количествах бентониты используются при сооружении каналов, при мелиоративных работах, а светложгущиеся разности с Огланлинского месторождения — в фарфоро-фаянсовой и тонкокерамической промышленности.

Таблица 35

Структура фактического и перспективного потребления бентонитов

Отрасль народного хозяйства	Фактическое потребление							
	1970 г.				1975 г.			
	СССР		США		СССР		США	
	тыс. т	%	тыс. т	%	тыс. т	%	тыс. т	%
Буровая техника	539,0	38	682,5	18,8	765,6	31,69	568,86	13,93
Литейное производство	217,3	15,3	786,0	21,6	409,0	16,93	778,44	19,0
Черная металлургия (изготовление железорудных окатышей)	148,0	10,3	786,0	21,6	467,0	19,34	748,5	18,33
Нефтеперерабатывающая и химическая промышленность [1]	137,0	9,5	666,6	18,4	65,5	2,71	686,07	16,8
Строительная промышленность [3]	343,7	24,1	—	—	687,5	28,46	—	—
Сельское хозяйство	—	—	184,4	5,1	1,5	0,06	163,35	4,0
Пищевая промышленность и прочие [2]	40,0	2,8	527,5	14,5	19,5	0,81	1137,78	27,87
Всего	1427,0	100,0	3633	100,0	2415,6	100,0	4083,0	100,0

[1] активированные бентониты; [2] бентониты типа Асканского и Огланлинского, месторождений; [3] щелочноземельные, ожелезненные и богатые органикой бентониты. Примечание: Данные по США заимствованы из американского правительственного ежегодника Minerals Yearbook 1970, vol. I Washington, 1971, а за 1975 г. из Бюлл. иностранной коммерческой информации № 86 от 26.07.1975 г.

В ближайшие годы тенденция использования естественного щелочноземельного бентонитового сырья в больших количествах для нужд керамзитового производства сохранится. Это направление — использование недефицитных бентонитов в строительном производстве — является экономически выгодным мероприятием, к тому же не требующим крупных капиталовложений в переработку сырья.

4. Весьма емким потребителем бентонитового (в основном щелочного) сырья становится черная металлургия, где оно используется для производства окатышей из железорудных концентратов. В настоящее время производство окатышей освоено на некоторых фабриках окомкования. Для этих целей в 1975 г. потреблено 467 тыс. т бентонитов, или 19,3%.

5. Во все возрастающих количествах комовые и порошковые бентониты используются в качестве превосходного связующего материала в литейном производстве. В 1975 г. для этих целей было использовано 409,1 тыс. т. Большинство отечественных литейных предприятий из-за нехватки бентонитов вынуждено пользоваться низкокачественными формовочными или обычными некондиционными глинами, теряя при этом качество продукции и возможную экономию.

В связи с развитием автоматизации процесса изготовления форм и широкого внедрения для изготовления отливок автоматических линий потребность в бентонитах (особенно в бентопорошках) в ближайшие годы резко возрастет.

6. В сельском хозяйстве СССР бентониты стали использоваться с 1975 г. в производстве комбикормов. В ближайшее время бентониты и разного рода препараты из них найдут применение при изготовлении гранулированных удобрений (не слеживаются благодаря бентопорошкам), для подстилки скоту, в качестве носителей ядохимикатов, как облагораживающие компоненты для улучшения агротехнических свойств (структуры, водообмена) песчаных почв и других целей.

7. В нефтеперерабатывающей, нефтехимической, химической, пищевой промышленности, в сельском хозяйстве и некоторых других отраслях народного хозяйства бентониты могут использоваться в переработанном— порошковом, гранулированном, активированном и модифицированном видах. В связи с этим общая емкость потребления в перечисленных отраслях народного хозяйства определяется не их истинной потребностью, а низким уровнем фактического производства порошковых и активированных бентонитов.

Следовательно, широкому развитию бентонитовой промышленности СССР, наряду с недостаточно благоприятным географическим размещением некоторых промышленных месторождений (щелочных бентонитов), препятствует неудовлетворительное состояние добычи и особенно переработки сырья на порошки и активированные препараты. Потребность в бентопорошках в 1976 г. превысила 2 млн. т.

Разрыв между ростом потребления бентонитов, их добычей и особенно переработкой вынуждает многие промышленные предприятия пользоваться некондиционным сырьем или перевозить комовые бентониты за тысячи километров. Это особенно касается районов массового потребления бентонитового сырья — Центра, Северо-Запада, Урала, а также Казахстана, Сибири, Дальнего Востока.

Дефицит в комовых бентонитах может быть покрыт за счет увеличения добычи на эксплуатируемых месторождениях, а также освоения новых месторождений (Верхне-Нурлатского в Татарской АССР), Зыряновского на Урале, Таганского в Казахстане и др.). Дефицит в порошковых бентонитах может быть устранен путем реконструкции действующих и ускорения строительства новых заводов бентопорошков.

С целью дальнейшего улучшения бентонитовой сырьевой базы Советского Союза необходимо осуществление следующих мероприятий.

В области геологоразведочных работ

1. Завершение геологоразведочных работ с целью увеличения запасов бентонитового сырья многоотраслевого назначения на:

а) Черкасском месторождении щелочноземельных бентонитов и палыгорскитов в УССР;

б) Разгонском месторождении в Иркутской обл.;

в) Таганском месторождении в Восточном Казахстане.

2. Завершение предварительных разведок и в случае ожидаемых положительных результатов проведение детальных разведок

Таблица 36

Производство бентонитовых порошков на заводах СССР (в тыс. т)

Завод	Фактическое производство по годам				
	1960	1965	1970	1975	1976
Альметьевский (ТАССР)	24,0	27,3	62,0	68,5	69,0
Городищенский (УССР)	—	—	—	—	25,0
Гумбрийский (ГрузССР)	24,0	40,0	40,0	44,0	45,0
Иджеванский (АрмССР)	—	—	—	142,0	160,0
Ильский (Краснодарский край)	60,0	63,0	69,0	85,0	88,0
Кировабадский (АзССР)	—	—	25,0	28,0	30,0
Константиновский (УССР)	—	33,0	48,5	51,0	45,0
Куганакский (Башкир. АССР)	—	—	—	—	—
Махарадзевский (ГрузССР)	26,0	70,0	74,0	115,3	124,2
Черногорский (Красноярский край)	—	—	—	26,0	30,0
Итого	134	233,3	338,5	559,8	616,2

крупных месторождений бентонитов в необеспеченных экономических районах на месторождениях:

а) Герпегежском (щелочные бентониты) на Северном Кавказе;

б) Щербаковском (щелочноземельные формовочные бентониты) в Центрально-Черноземном районе (Воронежская обл.);

в) Верховом и Южном месторождениях Верхне-Убаганской площади в Кустанайской области Северного Казахстана.

3. Проведение поисковых и ревизионно-оценочных работ на высокосортные щелочные и щелочноземельные бентониты в перспективных районах Закарпатья, Средней Азии, Кузбасса, Восточной Сибири и Дальнего Востока, в том числе на площадях, примыкающих к БАМ на территории Иркутской, Читинской, Амурской областей и Хабаровского края.

В области научно-исследовательских работ

1. Усилить дальнейшее изучение бентонитоносных формаций СССР, разработку и усовершенствование научных основ прогноза и прогнозной оценки запасов, методики поисков, разведки и геолого-экономической оценки месторождений бентонитового сырья.

2. Составить прогнозную карту СССР (масштаба 1 : 2 500 000) и важнейших перспективных районов (средний и крупный масштаб) и разработать рекомендации по направлению геологоразведочных работ на дальнюю перспективу. Подготовить к изданию сводный труд «Бентониты СССР».

3. Расширить исследования в области технологической оценки бентонитов, разработке новых технологических схем производства бентонитовой продукции (в том числе активированных и модифицированных препаратов) и выявления новых областей ее использования.

Реализация вносимых рекомендаций по освоению разведанной бентонитовой сырьевой базы (расширению карьерного хозяйства и производству бентопорошков), а также к планам научно-исследовательских и геологоразведочных работ, направленным на дальнейшее улучшение качественной структуры ресурсов и созданию новых сырьевых баз в необеспеченных экономических районах, — будет содействовать развитию бентонитовой промышленности в соответствии с запросами народного хозяйства СССР.

Авакян Г. С. Об условиях образования Саригюхского месторождения бентонитовых глин. — Изв. АН АрмССР. Сер. Науки о Земле, 1968, № 5, с. 45—52.

Авакян Г. С. Бентониты в верхнемеловых отложениях Северной Армении. Ереван, Айастан, 1977. 240 с.

Афанасьев Г. В. Критерии выделения крупных рудоносных зон (поясов) тектоно-магматической активизации на примере Альпийской складчатой области. — В кн.: Основы научного прогноза месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых. Л., 1971.

Башлев А. И., Кашлев В. М., Беляев С. Н. Перспективы выявления бентонитовых глин в зоне Балыклейских дислокаций. — В кн.: Бентонитовые глины Поволжья. Т. 2. Казань, 1970, с. 71—82.

Беус А. А. Геохимические критерии. — В кн.: Теоретические основы поисков и разведки твердых полезных ископаемых. Т. 1. М., Недра, 1968, с. 127—156.

Билибин Ю. А. Металлогенические провинции и металлогенические эпохи. М., Госгеолтехиздат, 1955. 86 с.

Борзунов В. М. Месторождения нерудных полезных ископаемых, их разведка и промышленная оценка. М., Недра, 1969. 335 с.

Бородина К. Г., Лучникова А. В., Бобылев Г. Н. Рудоносность гипербазитов Сахаринского габбро-пироксенит-дунитового массива. — В кн.: Рудоносные коры выветривания. М., Наука, 1974, с. 132—136.

Бушинский Г. И. Об условиях образования бокситов и закономерностях размещения бокситовых месторождений. Т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1958, с. 426—461.

Васильев В. С. Бентонитовые глины Красноярского края. — В кн.: Сырьевая база бентонитов СССР и их использование в народном хозяйстве. М., Недра, 1972, с. 135—143.

Веретенников Н. В., Ляхович Л. В. Глинистые минералы тонкопелитовой фракции туфогенно-осадочных пород венда Белоруссии. — В кн.: Материалы симпозиума по изучению и использованию глин Белоруссии. Минск. Изд-во АН БССР, 1968, с. 12—14.

Верхнедокембрийские бентонитовые глины Украины/Е. М. Аксенов, Б. И. Власов, С. А. Волкова и др. ЭИ. ВИЭМС, Геол. методы поисков и разв. м-ний неметал. полезн. ископаемых. Вып. 4—5. М., 1974, с. 7—16.

Виар Ж., Сабатье Г. Экспериментальное воспроизведение глин и офитов Кейпера. — В кн.: Проблемы петрологии и генетической минералогии. Т. 1, М., Наука, 1969, с. 136—142.

Вингисаар П. О распространении главного слоя метабентонита (LXXII) в среднем ордовике Балтоскандии. — Изв. АН ЭстССР. Сер. Химия, геология, 1972, т. 21, № 1, с. 62—70.

Вингисаар П., Мурникова Т. Новые данные о минералогии некоторых нижнекарадокских метабентонитов Эстонии. — Изв. АН ЭстССР, Сер. Химия, геология, 1973, 22, № 2, с. 149—158.

Влияние кислотной активации на структуру и адсорбционные свойства глинистых минералов/Ф. Д. Овчаренко, Ю. И. Тарасевич, Ф. А. Белик и др. — Коллоидный журнал, 1973, т. 35, вып. 3.

Герус В. На рынке бентонита капиталистических стран. — Бюлл. иностранной коммерческой информации, 1972, № 8 (3713), с. 7.

Гинзбург И. И. Основные результаты изучения древних кор выветривания в СССР. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1957, № 12, с. 61—88.

Гинзбург И. И. Типы древних кор выветривания, формы их проявления и классификация.— В кн.: Кора выветривания. Вып. 6, М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 71—101.

Гинзбург И. И. Кора выветривания и связанные с ней поисковые критерии. — В кн.: Применение геохимических методов при металлогенических исследованиях рудных районов. М., Недра, 1966, с. 215—233.

Грим Р. Е. Минералогия и практическое использование глин. М., Мир, 1967. 510 с.

Гущенко И. И. Пеплы Северной Камчатки и условия их образования. М., Наука, 1965. 244 с.

Десятников И. А. Монтмориллонит-палыгорскитовые глины Сирийской Арабской республики. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1974, № 12, с. 123—129.

Десятников И. А. Литолого-стратиграфическая характеристика неогеновых отложений Северной Сирии и условия образования монтмориллонит-палыгорскитовых глин. Автореф. канд. дисс. М., Ун-т Дружбы народов, 1975. 28 с.

Дзоценидзе Г. С. Роль вулканизма в образовании осадочных пород и руд. М., Недра, 1969. 344 с.

Добыча бентонитов в промышленно развитых капиталистических и развивающихся странах. — БИКИ, 1976, № 67, с. 7.

Додатко А. Д., Романенко Г. П. Глинистые минералы из коры выветривания ультраосновных пород Среднего Приднепровья. — Литология и полезные ископаемые, 1969, № 1, с. 99—105.

Дьяконов Ю. С. О прямой расшифровке рентгенограмм смешаннослойных минералов при помощи методов преобразования Фурье. — В кн.: Рентгенография минерального сырья. Вып. 1. М., Госгеолтехиздат, 1962, с. 97—107.

Ермаков Н. П. Стадийность рудообразования, изменение пород и явление березитизации (по газово-жидким включениям в минералах). — В кн.: Проблемы петрологии и генетической минералогии. М., 1970, с. 229—234.

Ерощев-Шак В. Л., Нестеренко И. М. Формирование глинистых минералов в додевонских корах выветривания центральной части Русской платформы. — Бюлл. МОИП. Нов. серия, отд. геол., 1967, т. 42, № 6, с. 136—137.

Земятченский П. А. Поглотительные свойства русских глин. — В кн.: Материалы для изучения естествен.-производ. сил России. Петроград, 1916, № 10.

Земятченский П. А. Глины СССР. М.-Л., Изд-во АН СССР, 1935. 359 с.

Илюхин Л. Н., Тараненко Е. И., Шлыкова Т. М. О глинистых породах верхнепротерозойского возраста в юго-восточной части Сибирской платформы. — Вестн. Моск. ун-та. Геология, 1969, № 5, с. 117—119.

Инструкция по применению классификации запасов к месторождениям глинистых пород. М., Госгеолтехиздат, 1961. 51 с.

Ким Ик. Физико-химические особенности бентонитов, залегающих на пластовых базальтах. — Чичжиль ква Чири, 1974. Т. 14, № 3, с. 14—19.

Кирсанов Н. В. Плиоценовые глины Татарской АССР. — Труды Казан. филиала АН СССР, сер. геол., 1948, вып. 1, Казань, с. 1—153.

Кирсанов Н. В. Бентонитовые и бентонитоподобные глины Поволжья. Изв. Казан. фил. АН СССР, серия геол.-минер. наук, 1961, вып. 1, Казань, с. 119—141.

Кирсанов Н. В. Генетическая классификация и закономерности размещения месторождений бентонитовых глин.— В кн.: Сырьевая база бентонитов СССР и их использование в народном хозяйстве. М., Недра, 1972_2, с. 39—56.

Козеренко В. Н. Общие геологические критерии поисков. — В кн.: Теоретические основы поисков и разведки твердых полезных ископаемых. М., Недра, 1968, с. 28—81.

Копелиович А. В., Коссовская А. Г., Шутов В. Д. О некоторых особенностях эпигенеза терригенных отложений платформенных и геосинклинальных областей. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1961, № 6, с. 18—21.

Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов. — В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М., Изд-во АН СССР, 1955, с. 335—453.

Коржинский Д. С. Проблемы метасоматических процессов. — В кн.: Проблемы метасоматизма. М., Недра, 1970, с. 14—21.

Корин И. З. О контактово-карстовом типе месторождений в коре выветривания. — В кн.: Кора выветривания. Вып. 2. М., Изд-во АН СССР, 1956, с. 244—256.

Коробов А. Д. Бентонитовые глины месторождения Южное (происхождение и состав). Изд-во Саратовского ун-та, 1978. 56 с.

Коссовская А. Г. Генетические типы цеолитов стратифицированных формаций. — Литология и полезные ископаемые. 1975, № 2, с. 23—44.

Крейтер В. М. Поиски и разведка полезных ископаемых. М.-Л., Госгеолиздат, 1940. 786 с. с ил.

Крейтер В. М. Поиски и разведка месторождений полезных ископаемых. Ч. 1. М., Госгеолтехиздат, 1960. 332 с.

То же, ч. 2, М., Госгеолтехиздат, 1961. 390 с. с ил.

То же, М., Недра, 1964. 400 с.

Кригер Т. П., Ким-Бон-Хи. Об определении емкости поглощения карбонатных засоленных почв методом Пфеффера. — Почвоведение, 1965. т. 93, № 3.

Кротов Б. П. Дифференциация элементов во времени при выветривании и закономерности распределения осадочных рудных месторождений. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1953, № 2, с. 57—73.

Кузнецова Т. А. Климатические особенности гумидной зоны литогенеза в эпоху формирования поволжских бентонитовых глин плиоценового возраста. — В кн.: Сырьевая база бентонитов СССР и их использование в народном хозяйстве. М., Недра, 1972, с. 64—68.

Лебединский В. И., Кириченко Л. П. О сборнике «Бентонитовые глины Поволжья». — Литология и полезные ископаемые, 1972, № 3, с. 165—167.

Лебединский В. И., Маслякевич Я. В., Кириченко Л. П. Первая находка щелочной бентонитовой глины в Закарпатье. — Литология и полезные ископаемые, 1975, № 6, с. 116—119.

Леонтьев Л. Н. Тектоническое строение и история геотектонического развития Малого Кавказа. — Бюлл. МОИП, отд. геол., 1949, т. XXIV (4), с. 3—36.

Лепехин И. И. Дневные записки путешествия доктора и Академии наук адъюнкта Ивана Лепехина по разным провинциям Российского государства в 1768 и 1769 гг. Ч. 1. СПб, 1771. 538 с.

Лидер В. А. Геология Северо-Сосьвинского буроугольного бассейна. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Урала. Вып. 1. М., Недра, 1964, с. 1—145.

Линдгрен В. Минеральные месторождения. Т. 1, 2, 3. ОНТИ, 1934—1935, вып. 1, с. 187; вып. 2, с. 230; вып. 3, с. 394.

Лисицына Н. А. Типы коры выветривания основных и кислых пород и вынос химических элементов при их формировании. — В кн.: Кора выветривания и связанные с ней полезные ископаемые. Киев, Наукова думка, 1975, с. 142—161.

Лисицына Н. А., Газенко С. Д. Новые данные о коре выветривания лабрадоритов северо-западной части Украинского кристаллического щита. — Литология и полезные ископаемые, 1967, № 4, с. 3—19.

Литвиненко А. У., Додатко А. Д., Хорошева Д. П. Особенности строения, состав и полезные ископаемые коры выветривания на ультраосновных породах Среднего Приднепровья. — В кн.: Кора выветривания, Вып. 6, М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 125—138.

Логинов В. П., Русинов В. Л. Некоторые существенные различия пропилитизации и регионального зеленокаменного метаморфизма в вулканогенных толщах геосинклиналей. — В кн.: Метасоматизм и рудообразование. М., Наука, 1974, с. 171—183.

Мазина Е. А., Овечкин Н. К. Тектоника. — В кн.: Геологическое строение Тургайского прогиба. Л., Труды ВСЕГЕИ, 1961, т. 53, с. 223—257.

Мачабели Г. А. К вопросу генезиса глинистых минералов в осадочных породах — Труды КИМС. Сер. геол., вып. IV (6), 1963, Тбилиси, с. 209—221.

Мачабели Г. А. Месторождения бентонитовых глин СССР и их связь с вулканизмом. — В кн.: Вулканогенно-осадочные породы и полезные ископаемые. М., Наука, 1965, с. 133—145.

Мдивнишвили О. М., Махарадзе Л. В. Инфракрасные спектры бентонита с различным составом обменных катионов. Труды КИМС, 1965, вып. VI (8), Тбилиси.

Мерабишвили М. С. Бентонитовые глины. М., Госгеолтехиздат, 1962. 128 с.

Меренков Б. Я., Муратов М. В. Неметаллические полезные ископаемые. М., Госгеолтехиздат, 1942. 327 с.

Месторождения неметаллических полезных ископаемых в корах выветривания/Б. Ф. Горбачев, Г. П. Васянов, В. М. Головков и др. — Советская геология. 1975, № 3, с. 53—63.

Методическое руководство по геологической съемке масштаба 1 : 50 000/ И. И. Абрамович, Л. И. Березкина, В. М. Будько и др. Т. 1. Под ред. А. С. Кумана. Л., Недра, 1974. 519 с. с ил.

То же/ Е. Е. Белякова, А. И. Бурдэ, Н. Н. Васильева и др. Т. 2. Л., Недра, 1974. 256 с. с ил.

Михайлов А. С., Кринари А. И., Маслов С. Е. Цеолитовые породы юга Туркмении. — Докл. АН СССР, 1971, т. 199, № 3, с. 696—699.

Михайлов Б. М. Некоторые вопросы геохимии древней коры выветривания. — В кн.: Исследование и использование глин. Львов, Изд-во Львов. ун-та, 1958, с. 157—163.

Михайлов Б. М. Древняя кора выветривания. — В кн.: Геологическое строение Тургайского прогиба. Труды ВСЕГЕИ, 1961, т. 53, Л., с. 156—165.

Мнацаканян А. Х., Петросов И. Х., Яшвили Л. П. Особенности гидротермальной деятельности, связанной с верхнемеловым вулканизмом (Северная Ар-

мения). — В кн.: Вулканизм и формирование минеральных месторождений в Альпийской геосинклинальной зоне. Новосибирск, Наука, Сиб. отд., 1973, с. 172.

Набоко С. И. Современные фации гидротермального изменения пород. — В кн.: Современный вулканизм. Т. 1. М., Наука, 1966, с. 129—135.

Набоко С. И. Физико-химические условия гидротермальной калишпатизации и альбитизации. — В кн.: Проблемы петрологии и генетической минералогии. М., Наука, 1970, с. 88—97.

Наливкин В. Д., Познер В. М., Месежников М. С. Палеоклиматы. — В кн.: Палеография СССР. Объяснительная записка к Атласу литолого-палеогеографических карт СССР. Т. 4. Палеогеновый, неогеновый и четвертичный периоды. М., Недра, 1975, с. 175—179.

Никитин К. К., Никитина А. П., Витовская И. В. Геолого-геохимические особенности формирования главных типов профилей и полезных ископаемых коры выветривания. — В кн.: Кора выветривания и связанные с ней полезные ископаемые. Киев, Наукова думка, 1975, с. 133—142.

Никитина А. П. Древняя кора выветривания кристаллического фундамента Воронежской антеклизы и ее бокситоносность. М., Наука, 1968. 153 с.

Овчаренко Ф. Д. Гидрофильность глин и глинистых минералов. Киев, Изд-во АН УССР, 1961, 289 с.

Перспективы выявления бентонитового сырья для окомкования железорудных концентратов/А. И. Башлев, Н. В. Кирсанов, А. А. Сабитов и др. Обзор. ВИЭМС, серия: Геол. методы поисков и разв. м-ний неметал. полезн. ископаемых. М., 1973. 28 с.

Петросов И. Х. Сравнительная характеристика условий образования гидротермальных и диагенетических бентонитовых глин на примере Саригюхского и Ноемберянского месторождения Армянской ССР. — В кн.: Исследование и использование глин и глинистых минералов. Алма-Ата, 1970, с. 110—116.

Поляков В. Е., Тарасевич Ю. И., Алексеев О. Л. Приготовление катионзамещенных форм глинистых минералов. — Украинский химический журнал, 1968, т. 34, № 5, с. 526—528.

Приклонский В. А. Об использовании пределов Аттерберга для характеристики состава и состояния тонкодисперсных отложений. В кн.: Вопросы теоретической и прикладной геологии, сб. 2, М., 1947, с. 35—44.

Прогнозная оценка территории европейской части СССР на бентонитовое сырье/Н. В. Кирсанов, А. А. Сабитов, А. И. Башлев. Обзор. ВИЭМС, серия. Геол. методы поисков и разв. м-ний неметал. полезн. ископаемых. М., 1972. 25 с.

Пузыревский П. Нефедьевит — новый минерал из Нерчинского края — Зап. минер. о-ва, 1872, т. 7.

Разумова В. Н. Гидротермально аргиллизованные вулканиты среднего эоцена, как материнские породы Батумских красноземов и глинистых пород моласовых отложений Гурийского прогиба. — Литология и полезные ископаемые. 1971, № 3, с. 67—83.

Ратеев М. А. Закономерности размещения и генезис глинистых минералов в современных и древних морских бассейнах. М., Наука, 1964. 285 с.

Рокова М. Л., Мачабели Г. А., Мерабишвили М. С. Поиски, разведка и оценка месторождений бентонитовых глин. М., Недра, 1971. 75 с.

Романенко Г. Н., Додатко А. Д. Монтмориллонитовые глины коры выветривания основных пород Приднепровья как источник бентонитового сырья. — В кн.:

Сырьевая база бентонитов СССР и их использование в народном хозяйстве. М., Недра, 1972, с. 111—118.

Сабитов А. А., Токмакова П. И. Щелочные бентониты района Нальчика. Литология и полезные ископаемые, 1975, № 3, с. 150—152.

Сафронов Н. И., Соловов А. П., Бродский А. А. Инструкция по геохимическим методам поисков рудных месторождений. М., Недра, 1965. 227 с.

Севергин В. Начертание технологии минерального царства. Напечатано при Петербургской Академии наук, 1821.

Сеидов А. Г., Ализаде Х. А. Минералогия и условия образования бентонитовых глин Азербайджана. Баку, Элм, 1970. 188 с.

Сеидов А. Г., Ализаде Х. А. Геолого-минералогическая характеристика бентонитовых глин Даш-Салахлинского месторождения (АзССР).— В кн.: Сырьевая база бентонитов СССР и их использование в народном хозяйстве. М., Недра, 1972, с. 153—157.

Сендеров Э. Э., Хитаров Н. И. Цеолиты, их синтез и условия образования в природе. М., Наука, 1970. 229 с.

Сигов А. П. Металлогения мезозоя и кайнозоя Урала. М., Недра, 1969. 296 с.

Симода С. Дифференциальный термический анализ глинистых минералов.— Нэндо кагаку, 1971, т. 11, № 4, с. 174—187.

Суслов Ю. Я. Перспективы выявления бентонитовых глин на Урале. — В кн.: Сырьевая база бентонитов СССР и их использование в народном хозяйстве. М., Недра, 1972, с. 143—149.

Суслов Ю. Я., Цаур Г. И. О бентонитовых глинах Урала.— Советская геология, 1974, № 2, с. 126—129.

Твалчрелидзе А. А. Сукновальные глины Западной Грузии. — Минеральное сырье, 1926, № 5.

Твалчрелидзе А. А. Флоридиновые глины. — В кн.: Минеральные ресурсы Грузии, 1933.

Твалчрелидзе А. А., Филатов С. С. Глины отбеливающие.— В кн.: Неметаллические ископаемые СССР. т. 4. М.-Л., Изд-во АН СССР, 1941, с. 648—747.

Твалчрелидзе Г. А. О главнейших металлогенических эпохах Земли. — Геология рудных месторождений, 1970, т. 12, № 1.

Теоретические основы поисков и разведки твердых полезных ископаемых. Т. 1. Под ред. В. И. Крейтера. М., Недра, 1968. 428 с.

Трубин А. И. Синтез монтмориллонитов. — В кн.: Труды V пленума Всесоюз. комиссии по исслед. и использ. глин. Ашхабад, Туркменистан, 1971, с. 134—142.

Труфанова А. П. Основные черты геологического развития территории в верхнем палеозое. — В кн.: Геология СССР, т. 17, ч. 1. Геологическое описание. М., Госгеолтехиздат, 1962, с. 231—236.

Ульянов Н. К. Геохимические методы поисков. — В кн.: Методическое руководство по геологической съемке масштаба 1 : 50 000. Т. 2. Л., Недра, 1974, с. 168—178.

Утсал К., Юргенсон Э. Минералогия метабентонитов Эстонии. — Изв. АН ЭстССР. Сер. химия, геология, т. 20, 1971, № 4.

Ферсман А. Е. Глины бентонитовые. — В кн.: Нерудные ископаемые. Т. 1, Л., 1926_1, с. 295—300.

Ферсман А. Е. Глины флоридиновые. Там же, 1926_2, с. 301—316.

Филатов С. С. К вопросу о генезисе бентонитовых глин Грузии. — В кн.: Бентонитовые глины Грузинской ССР. Труды Груз. ун-та, вып. 3, Тбилиси, 1941.

Хакимов А. Х. Особенности агата и хрусталеобразования в основных эффузивах. Автореф. канд. дисс. М., 1966.

Хворова И. В., Дзоценидзе Г. С. Хемогенные вулканогенно-осадочные образования. Тезисы Всесоюз. семинара по вулканогенно-осадочному литогенезу. Петрозаводск, 1972.

Хирокава Суяма. Химические изменения в вулканических породах при выветривании. Тисицу тёсасе гэппо, 1955, 6, № 8, Рж «Геология», 1957, № 1.

Чухров Ф. В. О состоянии изучения глинистых минералов. — В кн.: Кора выветривания. Вып. 11. М., Изд-во АН СССР, 1970, с. 3—25.

Чухров Ф. В. Коры выветривания как источник материала некоторых осадочных руд. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1974, № 12, с. 5—24.

Основные принципы составления, содержания и условные обозначения металлогенических и прогнозных карт рудных районов/Е. Т. Шаталов, А. В. Орлова, К. В. Яблоков и др. Под ред. Е. Т. Шаталова (ИГЕМ). М., Недра, 1964, 194 с.

Шатский Н. С. Парагенезисы осадочных и вулканических пород и формаций. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1960, № 5, с. 3—23.

Шоболов С. П. Месторождения монтмориллонитовых (бентонитовых) глин. Итоги Науки. Неметаллические полезные ископаемые. М., ВИНИТИ, 1969. 78 с.

Юревич А. Л., Соколова А. Л. К вопросу о формировании минералов тонких фракций пепловых туфов.— Литология и полезные ископаемые, 1964, № 1, с. 34—53.

Яншин А. Л. Тектоника Евразии. Объяснительная записка к тектонической карте Евразии.— М., Наука, 1966. 487 с.

Яшкин Ю. К. Верхнепротерозойские монтмориллонитовые глины Среднего Приднепровья. — Советская геология, 1967, № 2, с. 122—128.

Месторождения бентонитов СССР

Номер на карте	Месторождение или проявление	Республика, область, край	Возраст	Тип бентонита по обменному комплексу	Генезис	Сведения об эксплуатации
		А. Учтенные балансами полезных ископаемых				
1	Биклянское	ТАССР	N_2ak	щз	О	Экспл.
2	Верхне-Нурлатское	„	„	„	„	Не экспл.
3	Тарн-Варское	„	„	„	„	„
4	Смышляевское	Куйбышевская обл.	„	„	„	Экспл.
5	Нальчикское	КБАССР	Pg	„	ВО (М)	Не экспл.
6	Любинское	Омская обл.	N_1	„	О	„
7	Камалинское	Красноярский край	C_1	„	ВО (К)	„
8	Подсиньское	„	N_1	„	О	Экспл.
9	Десятый Хутор	„	C_1	„	ВО (К)	„
10	Липовецкое	Приморский край	Pg	„	„	Не экспл.
11	Пыжевское	Хмельницкая обл.	N_1 (сармат)	„	„ (М)	„
12	Бережанское	Тернопольская обл.	N_1 (гельвет)	„	„	„
13	Горбское	Закарпатская обл.	N_1 (сармат)	„	„	Экспл.
14	Черкасское	Черкасская обл.	N_1 (средизем)	„	О	„
15	Курцовское	Крымская обл.	Cr_2	„	ВО (М)	Не экспл.
16	Гумбрийское	ГрузССР	Cr_2	щз	ВО (М)	Экспл.
17	Асканское	„	Pg^3_2 (эоцен поздний)	щ (аскангель) и щз (асканглина)	ГМ	„
18	Ханларское	АзССР	Cr_2cn	щз	ВО (М)	Не экспл.
19	Даш-Салахлинское	„	Cr_2	щ	ГМ	Экспл.
20	Саригюхское	АрмССР	Cr_2	„	„	„
21	Келесское	Южно-Казахстанская область	Pg_1	щз+щ	ВО (М)	„
22	Андреевское	Талды-Курганская обл.	N_1	щз	О	Не экспл.
23	Ильдерсайское	Алма-Атинская обл.	N_1 (аральская) свита	„	„	„
24	Бешкентское	КиргССР	Pg_2	„	ВО (М)	Экспл.
25	Огланлинское	ТССР	Pg_2	щ+щз	„	„
26	Азкамарское	УзССР	Pg_2	„	„	„

Номер на карте	Месторождение или проявление	Республика, область, край	Возраст	Тип бентонита по обменному комплексу	Генезис	Сведения об эксплуатации
Б. Месторождения *, не учтенные балансами полезных ископаемых, и проявления						
27	Служило-Шенталинское	ТАССР	N_2ak	щз	О	
28	Мордово-Боганинское	„	„	„	„	
29	Муслюмкинское	ТАССР	N_2ak	щз	О	
30	Змиевское	„	„	„	„	
31	Ямашинское	„	„	„	„	
32	Бехтеревское	„	„	„	„	
33	Березовское	„	„	„	„	
34	Туарминское	Куйбышевская обл.	N_2ak	щз	О	
35	Тимашевское	„	„	„	„	
36	Спиридоновское	„	„	„	„	
37	Долматовское	„	„	„	„	
38	Зырянское	Курганская обл.	N_1	„	„	
39	Кушмурунское	Северо-Казахстанская обл.	„	„	„	
40	*Проданештское*	*Молдавская ССР*	„	бел.	ВО (К)	
41	Григорьевское	Донецкая обл.	T_1	щз	О	
42	Белогорское	Волгоградская обл.	Pg_2	„	„	
43	Заломненское	Кемеровская обл.	P_1	„	ВО	
44	Ургальское	Амурская обл.	$J—Cr_1$	„	Э	
45	Аркадьевское	„	$N_2—Q?$	„	„	
46	Матайское	Хабаровский край	Pg	„	„	
47	Вахрущевское	Сахалинская обл.	N_1^{2-3}	щз	ВО	
48	Варениковское	Краснодарский край	N_2km	„	О	
49	Герпегежское	КБАССР	Pg	щз / щ	ВО (М)	
50	Таганское	Восточно-Казахстанская обл.	$Cr_2—Pg_1$	щз	„ (к)	
51	Душакское	ТССР	Pg	щ	„	
52	Кунгуртауское	Сурхан-Дарьинская обл.	Pg_2	щз	„	
53	*Катта-Курганское*	*Самаркандская* обл.	Pg^2_2	„	„	
54	Дарбазинское	Южно-Казахстанская обл.	Pg_3	щ	„	
55	Кара-Куш-Хана	ТаджССР	Pg_2	щз	„	
56	Чимионское	Ферганская обл.	Pg^2_2	„	„	
57	*Микоянабадское*	*ТаджССР*	Pg_2	щ	„	
58	Султанабадское	„	„	„	„	
59	Исфаринское (Кало-Боло)	Ленинабадская обл.	Pg	щз	„	
60	Манракское	Восточно-Казахстанская обл.	Pg_2	„	„ ?	
61	Лепсинское	Талды-Курганская обл.	Pg	щз	ВО?	

* Все месторождения, кроме 53 и 54, не эксплуатируются.

Номер на карте	Месторождение или проявление	Республика, область, край	Возраст	Тип бентонита по обменному комплексу	Генезис	Сведения об эксплуатации
62	Герасимовское	„	N_1	„	„ ?	
63	Костюковичское (Росомаха)	Могилевская обл.	Pg_2—N_1	„	Э	
64	Вятско-Камское	Кировская обл.	Cr_1	„	О	
65	Усть-Маньинское	Тюменская обл.	T—J_2	„	Э	
66	Первомайское	Магаданская обл.	Cr_2	щ	ВО (М)	
67	Тал-Юряхское	„	Cr_2	„	„	
68	Камчатское	Камчатская обл.	N_{1-2}	щз	„	
69	Смереков Камень	Закарпатская обл.	N_2	„	ГМ	
70	Журавно	Львовская обл.	N_1	щ	ВО (М)	
71	Яблунивское	Закарпатская обл.	N_2	щ	ВО (М)	
72	Берестовецкое	Ровенская обл.	До Cr_2	щз	Э	
73	Окопское	Гомельская обл.	N_1	„	О	
74	Наславчанское	МССР	N^2_1	щз	ВО	
75	Песковское	Харьковская обл.	N_1	„	О	
76	Стежкинское	Тамбовская обл.	„	„	„	
77	Токаревское	„	„	„	„	
78	Горелкинское	Воронежская обл.	„	„	„	
79	Щербаковское	„	Pg_2	„	„	
80	Бутурлиновское	„	„	„	„	
81	Верхне-Убаганское	Северо-Казахстанская обл.	Mz	щз+щ	ГМ (?)—Э (?)	
82	Кайбальское	Красноярский край	N	щз	О	
83	Разгонское	Иркутская обл.	T_2—J_1	„	Э	
84	Селенгинское	Бурятская АССР	J_2—Pg_1	„	(?)	
85	Верхне-Тулдонское	„	J_1—J_2	„	„	
86	Гастелловское	Сахалинская обл.	?	„	ВО	
87	Хасанское	Приморский край	Pg_1	„	„	
88	Устиновское	Приморский край	Pg_1	„	„	
89	Кудринское	Крымская обл.	Cr_2	щ	„	
90	Альминско-Бодракская площадь	„	„	„	„	
91	Керченское	„	N_2km	щз	О	
92	Али-Байрамлинское	АзССР	Cr_2	щ	ВО (М)	
93	Ноемберянское	АрмССР	„	смешан.	ВО (?)	
94	Ахалцихское (Арали и Чурчуто-Чихели)	ГрузССР	N_1—Pg?	щз	ВО (?)	
95	Птхни-Шорджридзорская площадь	АрмССР	N^3_1—N^1_2	„	„	
96	Шемаха-Кобыстанское	АзССР	Pg?	щз+щ	„ (М)	
97	Калининское	ТуркССР	Pg^2_2	щ	ВО	
98	Кабаклинское	„	Pg	„	„	
99	Джилгинское	Южно-Казахстанская обл.	Pg_3	„	„	
100	Акташское	УзССР	Pg_1	щз	О	
101	Ауминзатауское	„	Pg^1_2	щз+щ+бел.	ВО	

Номер на карте	Месторождение или проявление	Республика, область, край	Возраст	Тип бентонита по обменному комплексу	Генезис	Сведения об эксплуатации
102	Аулатское	„	Cr_2	щз	О	
103	Джангельды	„	Pg	„	„	
104	Кермининское	„	Pg	щ	ВО	
105	Кокайтинское	„	Pg	„	„	
106	Сахаринское	Челябинская обл.	J_2—Cr_1	щз	Э	
107	Тюбе-Гатанское	УзССР	Cr_2	„	О	
108	Ходжакульское	„	Pg_2	„	„	
109	Шорсу	„	Pg_2	щ	ВО	
110	*Динозавровое*	*Восточно-Казахстанская обл.*	Cr_2—Pg_1	щз+щ	„	
111	Мангышлакские проявления	Западно-Казахстанская обл.	Cr_2—Pg—N_1	щз	ВО (?)	
112	Тавричанское	Приморский край	Pg	щ (?)	„	
113	Боголюбовское	„		щз	Э	
114	Крушановское (Княжполье+Суржинцы)	УССР, Хмельницкая обл.	N_1	щз бел.	ВО	
115	Арсинское	Челябинская обл.	J_2—Cr_1	щз	Э	
116	Медногорское	*Тюменская обл.*	J_1—Cr_2	„	„	
117	Ново-Ильинское	Читинская обл.	Cr_1	„	ГМ (?)	
118	Кендерлыкское	Восточно-Казахстанская обл.	J—Cr_1	„	Э	
119	Отъярское	„	J—Cr_1	„	„	
120	Воронцовское	Свердловская обл.	J—Cr_1	„	„	
121	Алапаевское	„	Cr_2—Pg	„	О (М)	

Примечания: 1. Разновидности бентонитов: щз — щелочноземельный бентонит, *щ — щелочной бентонит*, бел — беложгущийся бентонит;
2. Генетические типы месторождений: ГМ — гидротермально-метасоматический, ВО — вулканогенно-осадочный, О — терригенно- и коллоидно-осадочный, Э — элювиальный.
3. Подтипы месторождений: М — морской, К — континентальный.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение 3

Глава первая. *Развитие представлений о бентонитах. Н. В. Кирсанов* . . 5

Глава вторая. *Генетическая классификация месторождений бентонитов. Н. В. Кирсанов* 12

Гидротермально-метасоматические месторождения 17
Вулканогенно-осадочные месторождения 20
Терригенно- и коллоидно-осадочные месторождения 24
Элювиальные месторождения 28

Глава третья. *Промышленные типы и промышленно-генетическая классификация месторождений бентонитов. Н. В. Кирсанов* 32

Глава четвертая. *Гидротермально-метасоматические месторождения бентонитов. М. А. Ратеев, Х. А. Ализаде, Р. Н. Абдуллаев, Г. С. Авакян, М. Б. Хеиров* 40

Эффузивно-эксплозивный гидротермально-метасоматический вариант бентонитообразования (Саригюхское месторождение) 42
Экструзивно-эксплозивный гидротермально-метасоматический вариант бентонитообразования (Даш-Салахлинское месторождение) 67

Глава пятая. *Вулканогенно-осадочные месторождения бентонитов. А. А. Сабитов, А. Н. Тетерин* 87

Глава шестая. *Элювиальные месторождения бентонитов. Г. И. Кислов, А. И. Башлев, Ю. Я. Суслов* 105
Бентониты коры выветривания интрузивных пород 106
Бентониты коры выветривания эффузивных и пирокластических образований 112
Остаточные бентониты на карбонатно-глинистых породах 123

Глава седьмая. *Сравнительная химико-минералогическая и технологическая характеристика бентонитов разных генетических типов. А. И. Башлев, А. А. Сабитов* 126

Химико-минеральный состав 126
Физические свойства 149
Технологические свойства 155

Глава восьмая. *Научные основы прогноза и поисков месторождений бентонитового сырья. Н. В. Кирсанов, А. А. Сабитов* 161

Глава девятая. *Прогнозная оценка территории СССР на бентонитовое сырье. А. А. Сабитов* 183

Юго-Западная провинция 184
Центральная провинция 186
Поволжская провинция 187
Крымско-Кавказская провинция 188
Уральская провинция 189

Западно-Сибирская провинция 190
Алтае-Саянская провинция 190
Средне-Азиатская провинция 191
Восточно-Казахстанская провинция 192
Приморская провинция 193
Северо-Восточная провинция 194
Глава десятая. *Сырьевая база бентонитов СССР и рациональные пути ее освоения. Н. В. Кирсанов, А. Н. Тетерин* 195
Список литературы 203
Приложение 210

Николай Васильевич Кирсанов,
Михаил Алексеевич Ратеев,
Абрек Абдрахманович Сабитов и др.

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ И ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ БЕНТОНИТОВ В СССР

Редактор издательства Т. В. Колошина
Переплет художника А. Е. Чучканова
Художественный редактор Е. Л. Юрковская
Технический редактор А. Е. Матвеева
Корректор Р. Т. Баканова

ИБ № 3205

Сдано в набор 02.07.80. Подписано в печать 06.03.81. Т-06024. Формат 60×90¹/₁₆. Бумага книжно-журнальная. Гарнитура «Литературная». Печать высокая. Усл. п. л. 14,0 с вкл. Усл. кр.-отт. 14,25. Уч.-изд. л. 15,61 с вкл. Тираж 530 экз. Заказ 399/7722—4. Цена 2 р. 50 к.

Издательство «Недра», 103633, Москва, К—12, Третьяковский проезд, 1/19
Ленинградская картографическая фабрика объединения «Аэрогеология»

2р.50к

3553

НЕДРА

В 1983 г. Новочеркасский политехнический институт выпустил межвузовский сборник «Моделирование в гидрогеологии и инженерной геологии» объемом 10 п. л.

Сборник посвящен современным проблемам моделирования в гидрогеологии и инженерной геологии. Основное внимание уделено методам и результатам физического и математического моделирования процессов формирования химического состава и движения подземных вод, напряженного состояния и физико-механических свойств пород. Освещены методы построения структурных моделей гидрогеологических и инженерно-геологических объектов, методика решения обратных гидрогеологических задач. Часть работ посвящена моделированию геодинамических процессов.

Сборник предназначен для специалистов в области гидрогеологии и инженерной геологии, а также в качестве пособия для студентов соответствующих специальностей.

Цена сборника 1 р. 50 коп.

Сборник может быть выслан наложенным платежом по Вашей заявке по адресу: 346400, г. Новочеркасск, ГСП-1, Ростовской обл., ул. Просвещения, 132, НПИ, редакционно-издательский отдел.

Линия отреза

ЗАЯВКА

Просим выслать в адрес _____

_____

наложенным платежом _____ экз. межвузовского сборника «Моделирование в гидрогеологии и инженерной геологии».

Выкуп наложенного платежа гарантируем.

Руководитель предприятия

Гл. бухгалтер

Тип. НПИ. Зак. 1592—200.

492 – Сырьевая база бентонитов СССР...
В.П. Петров. 1972 г. М. Недра.

706 Атлас – Минеральное сырье Арм ССР
Том 1 – 1963 г.

2

3553 Генетич. типы и закономерности
распростр. м-ний бент. СССР. Кирсанов
Н.В. Недра, 1981 г.

П-4 Львова Ия Александровна.
М-ния вермикулита СССР, Ленинград, Недра, 1974 г. ВСЕГЕИ.
(Формац. типы и закономерности размещения)

1907 Яковлев Б.Г. Вермикулит и гидробиотит Украинского щита. Киев 197[illegible]

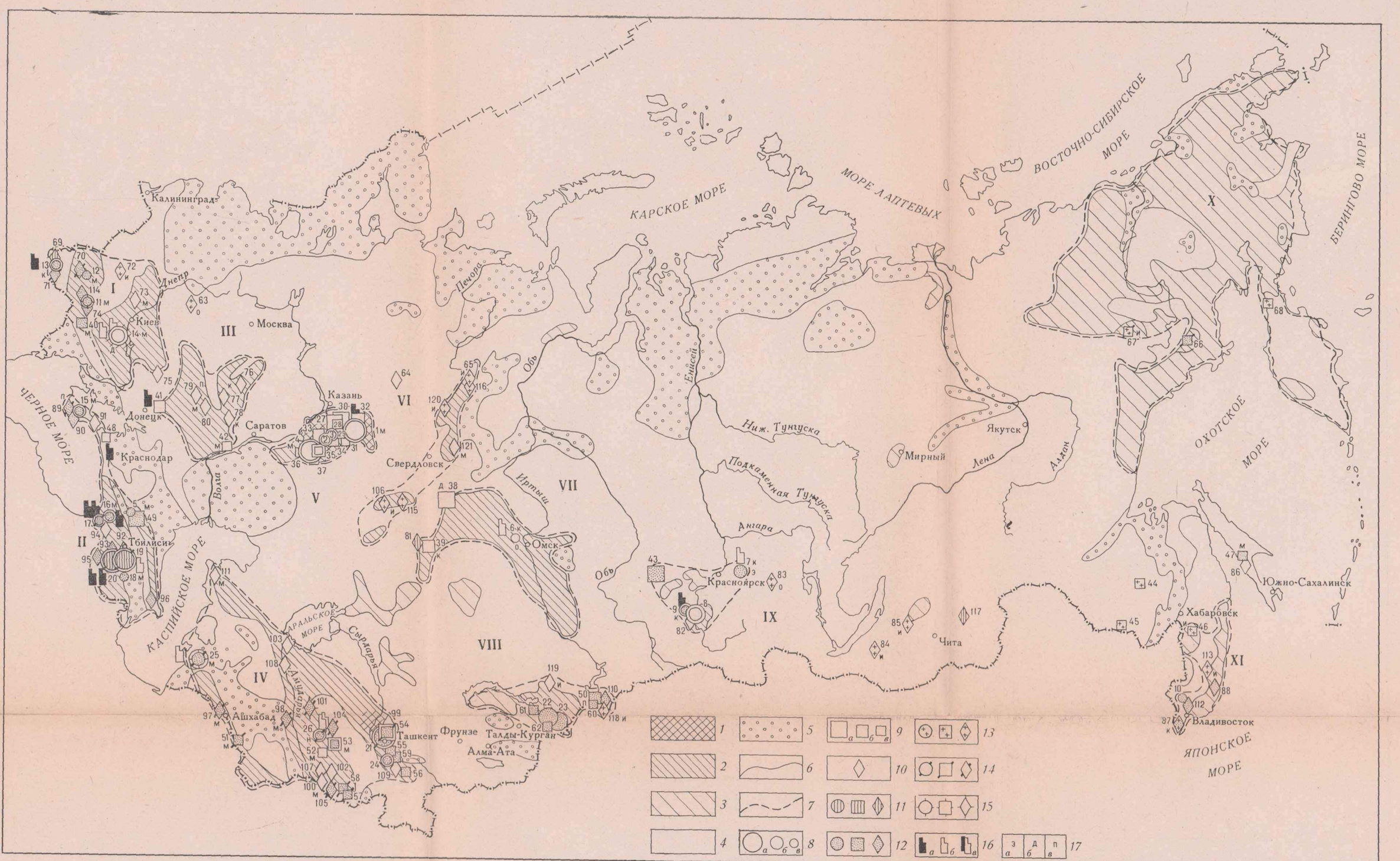


Рис. 36. Прогнозная карта (накладка) территории СССР на бентониты. Составили: Н. В. Кирсанов, А. А. Сабитов, А. И. Башлев, Г. И. Кислов, А. Н. Тетерин, В. С. Коренбаум.

1 — высокоперспективные районы (для постановки работ в первую очередь); *2* — перспективные районы (с проявлениями или месторождениями бентонитов); *3* — районы с положительными предпосылками (но проявления бентонитов неизвестны); *4* — малоперспективные и малоисследованные районы; *5* — бесперспективные районы; *6* — границы районов; *7* — границы бентонитоносных провинций; *8* — месторождения бентонитов, учтенные балансами ВГФ (*а* — крупные, *б* — средние, *в* — мелкие); *9* — месторождения бентонитов разведанные, но не учтенные балансами ВГФ (*а* — крупные, *б* — средние, *в* — мелкие): *10* — проявления бентонитов; *11—15* — месторождения и проявления бентонитов: *11* — гидротермально-метасоматического типа, *12* — вулканогенно-осадочного типа (м — морской, к — континентальный подтипы), *13* — элювиального типа (и — по изверженным, о — по осадочным породам), *14* — щелочных бентонитов, *15* — беложгущихся (светложгущихся) бентонитов; *16* — заводы бентопорошков (*а* — действующие, *б* — проектируемые, *в* — активированных бентопрепаратов); *17* — месторождения, рекомендуемые: а — для ввода в эксплуатацию, б — под детальную разведку, в — под предварительную разведку.

Бентонитоносные провинции (запасы в млрд. т): *I* — Юго-Западная (1,8); *II* — Крымско-Кавказская (0,6), *III* — Центральная (7,3), *IV* — Среднеазиатская (1,8), *V* — Поволжская (1,7), *VI* — Уральская (0,3), *VII* — Западно-Сибирская (5,7), *VIII* — Восточно-Казахстанская (0,279), *IX* — Алтае-Саянская (0,105), *X* — Северо-Восточная, *XI* — Приморская

Примечание см. на рис. 35

Зак. 399

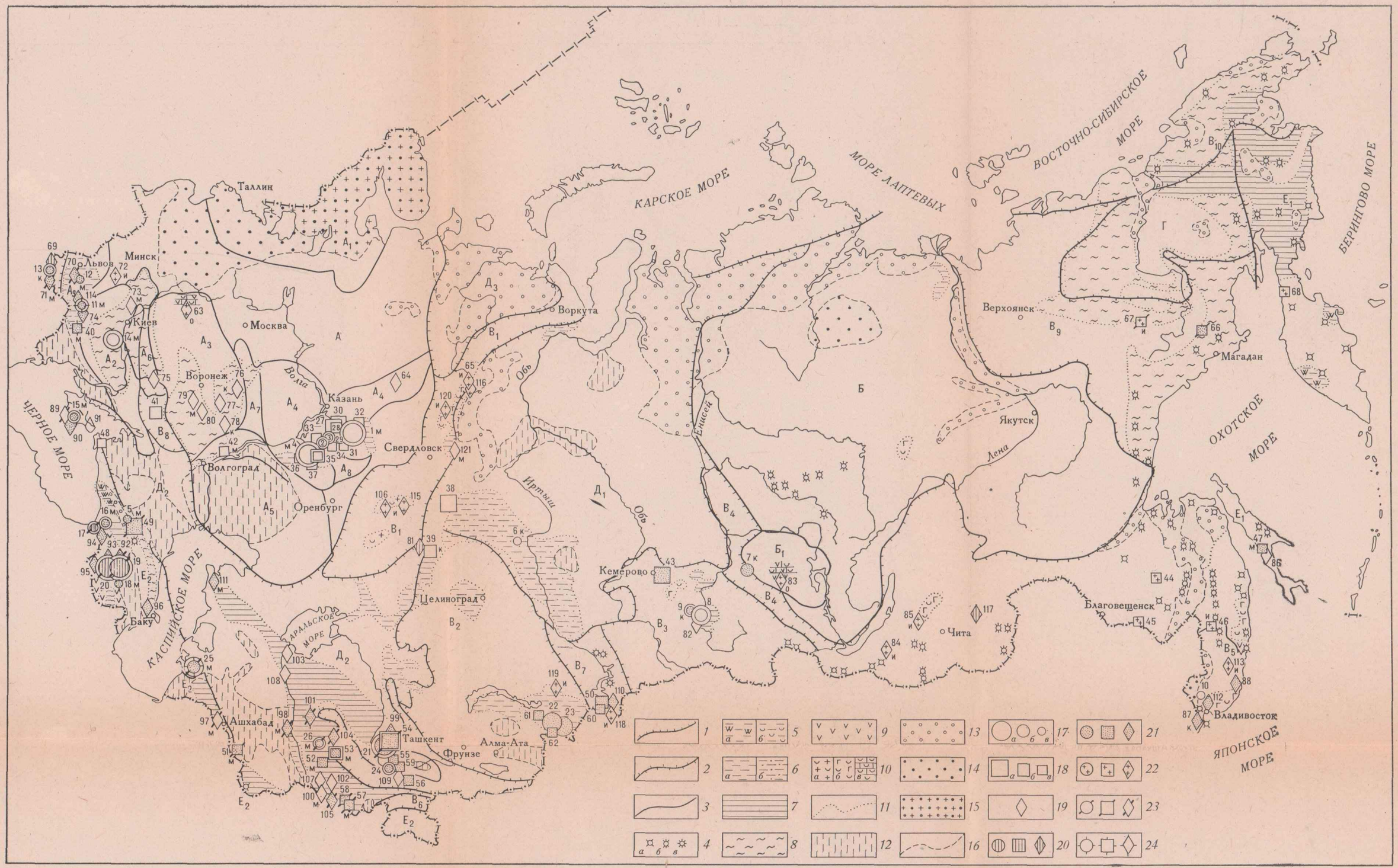


Рис. 35. Карта бентонитоносности СССР. Составили: Н. В. Кирсанов, А. А. Сабитов, А. И. Башлев, Г. И. Кислов, А. Н. Тетерин, В. А. Дургарян, В. С. Коренбаум.

Тектоническое районирование (по Т. Н. Спижарскому): А—Восточно-Европейская платформа ($А_1$—Балтийская антеклиза, $А_2$—Украинская антеклиза, $А_3$—Воронежская антеклиза, $А_4$—Волго-Камская антеклиза, $А_5$—Прикаспийская синеклиза, $А_6$—Днепровско-Припятский авлакогенный прогиб $А_7$—Пачелмский и $А_8$—Сергеевско-Абдуллинский внутриплатформенные прогибы, $А_9$—Львовский передовой прогиб); Б—Сибирская платформа ($Б_1$—Тасеевская синеклиза); В—складчатые области и системы ($В_1$—Уральская, $В_2$—Казахстанская, $В_3$—Алтае-Саянская, $В_4$—Байкальская, $В_5$—Сихотэ-Алиньская, $В_6$—Куньлуньская, $В_7$—Зайсанская, $В_8$—Доно-Мангышлакская, $В_9$—Верхоянская, $В_{10}$—Чукотская); Г—Колымо-Омолонский срединный массив; Д—Койлогенные области ($Д_1$—Обская, $Д_2$—Скифско-Туранская, $Д_3$—Большеземельская); Е—геосинклинальные области ($Е_1$—Тихоокеанская, $Е_2$—Альпийская).

Примечания: 1) крупные месторождения бентонитов имеют запасы более 20 млн. т, средние — от 10 до 20 млн. т, мелкие — менее 10 млн. т; 2) знак месторождения без внутренней нагрузки (штриховки и др.) обозначает месторождение терригенно- и коллоидно-осадочного типа, без внешних штрихов – месторождение щелочноземельных бентонитов; 3) двойной контур обозначает эксплуатирующиеся месторождение

Зак. 399