



ISSN 0002-3272

---

В.В. Петрова П. Амарджаргал

---

# ЦЕОЛИТЫ МОНГОЛИИ



РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК  
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

В.В. Петрова, П. Амарджаргал

# ЦЕОЛИТЫ МОНГОЛИИ

*Труды, вып. 496*

Основаны в 1932 году



---

МОСКВА  
"НАУКА"  
1996

ББК 26.303  
ПЗ0  
УДК 549.67(517)

Russian Academy of Sciences

Geological Institute

V. V. Petrova, P. Amardjargal

ZEOLITES OF MONGOLIA

*Transactions, vol. 496*

---

Редакционная коллегия:

член-корреспондент РАН Ю.Г. Леонов (главный редактор),  
Ю.О. Таврилов, В.Г. Гербова, С.А. Куренков, М.А. Семихатов

Ответственный редактор

доктор геолого-минералогических наук В.И. Муравьев

Рецензенты:

А.Р. Гентнер, И.Е. Нистратова

**Петрова В.В., Амарджаргал П.**

ПЗ0 Цеолиты Монголии. – М.: Наука, 1996. – 150 с. (Тр. ГИН;  
Вып. 496)

ISBN 5-02-003635-8

Дается ~~вос~~сторонняя характеристика литологического строения и вещественного состава ~~крупных~~ месторождений цеолитов, открытых за последние годы на территории Монголии. Выделяется новая цеолитоносная провинция. Приводится анализ генетических типов цеолитолитов. Разработаны тектономагматические критерии поиска цеолитового сырья, которые могут быть использованы для обнаружения новых месторождений не только в пределах Монголии, но и на сопряженных территориях России и в других регионах мира.

Для геологов-минералогов, экологов, студентов геологических вузов.

Табл. 28. Ил. 67. Библиогр.: 56 назв.

П 1804060100 – 036  
042(02) – 96 – 117-96, I полугодие

ББК 26.303

ISBN 5-02-003635-8

© В.В. Петрова, П. Амарджаргал, 1996  
© Российская академия наук и издательство "Наука", серия "Труды ГИН" (разработка, составление, оформление), 1932 (год основания), 1996

## ВВЕДЕНИЕ

К началу 80-х годов цеолиты на территории Монголии были описаны в небольших количествах только в поровых пространствах эффузивных пород различного состава [3, 31, 32]. Промышленного значения эти проявления не имели. Первая находка значительных скоплений клиноптилолита вулканогенно-осадочного генезиса была сделана А.Г. Коссовской и А.А. Рассказовым в 1983 г. на северо-востоке Монголии вблизи оз. Их-Дзос-Нур [13]. Изучение геологического строения и минерального состава позволило А.Г. Коссовской обосновать возможность цеолитоносности территории Монголии, определить наиболее перспективные для цеолитообразования палеообстановки и возраст вмещающих пород и включить цеолитовую тематику в план работ Советско-Монгольской комплексной геологической экспедиции. Такие работы начались в 1984 г.

К настоящему времени на юге, юго-востоке и северо-востоке Монголии выявлено несколько десятков разномасштабных цеолитопроявлений (рис. 1). Два из них – Цаган-Цаб и Ургэн – находятся в стадии промышленной разведки, подсчета запасов и частичной разработки, на остальных проводятся или проведены крупномасштабная геологическая съемка и предварительные определения содержания цеолитов. Делаются первые лабораторно-технологические испытания по применению цеолитолитов Цаган-Цаба в растениеводстве и производстве цемента. Эти испытания дают положительные результаты. Разрабатываются планы строительства на Цаган-Цабе горнообогатительного предприятия.

Большая часть месторождений генетически связана с вулканогенно-осадочными цаганцабскими породами, причем наиболее перспективные в промышленном отношении цеолитопроявления приурочены к отложениям границы верхней юры–нижнего мела. В настоящей работе их описанию уделяется основное внимание. Единичные находки цеолитового сырья, сделанные в породах других возрастных интервалов, с позиций их утилитарности представляют меньший интерес.

Несмотря на это мы приводим их достаточно детальное описание, так как оно дает информацию о разнообразии генетических типов цеолитов и позволяет максимально полно охарактеризовать всю цеолитоносную провинцию Монголии.

Необходимыми условиями для формирования главных промышленных



типов цеолитового сырья в Монголии представляются следующие: проявление в мезозое в регионе эффузивной вулканической деятельности – источника кислого класического пеплового материала; отложение тефры в водной среде достаточно обширных и долгоживущих палеоозер; постседиментационное преобразование вулканического стекла.

Наиболее богатые цеолитоносные площади выявлены в верхнеюрских–нижнемеловых отложениях. Отдельные продуктивные участки имеют площадь от 0,5 до 10 км<sup>2</sup> при мощности от нескольких десятков до нескольких сотен метров. Цеолитизированы туфогенные части разрезов. Основной цеолит – термостойкий Са–К- или К–Na-клиноптилолит. В Мушугайском рудном районе описаны пласты, содержащие промышленноперспективные скопления шабазита и эрионита. На северо-востоке Монголии Н.С. Соловьев и др. [36] выявили Тенгэрское цеолитопроявление, содержащее в качестве основного компонента анальцим. В парагенезисе с цеолитами на всех участках отмечены смектиты, гидрослюды, низкотемпературные минеральные разновидности кремнезема и некоторые другие аутигенные минералы. Количество цеолита колеблется от 0–5% в осадочных прослоях до 90% в туфах, составляя в среднем в большинстве типов туфогенных пород 40–60%.

Главные цеолитопроявления Монголии описаны в породах цаганцабской свиты. По последним данным В.Ф. Шувалова [43], возраст цаганцабской свиты колеблется в интервале 138–124 млн лет. Основываясь на этих определениях и стратиграфической классификации У.Б. Харленда и др., по которой нижняя граница мела оценивается в 144 млн лет, В.Ф. Шувалов [43] предлагает новый индекс для обозначения цаганцабской свиты – К<sub>1</sub>сс. Зная это, но учитывая, что в отечественных классификациях граница юры и мела принято считать на уровне 134–139 млн лет, и во

**Рис. 1.** Схематическая обзорная карта цеолитоносности Монголии (на основе карты мезозойской и кайнозойской тектоники Монголии)

1 – вулканотектонические прогибы и впадины, перспективные для локализации цеолитолитов вулканогенно-лимнического генезиса; 2 – потоки и покровы лав основного состава, перспективные для локализации цеолитолитов миндалекаменного и гидротермального генезиса; 3 – лавы и туфы кислого и субщелочного состава, перспективные для локализации гидротермального, геовоклавого и реже вулканогенно-лимнического типов цеолитизации; 4–6 – тектонические нарушения; 4 – долгоживущие глубинные, унаследованные от разломов, ограничивающих палеозойские структурно-фациальные зоны, 5 – новообразованные мезозойские и кайнозойские разломы (а – установленные, б – предполагаемые), 6 – границы наиболее крупных кольцевых структур; 7, 8 – выявленные к настоящему времени цеолитоносные участки; 7 – промышленно-перспективные, 8 – незначительные по содержанию цеолитов и мощности продуктивных пластов; 9 – территории, в пределах которых получены отрицательные результаты на выявление цеолитоносности. Цифры на карте – проявления цеолитов: 1 – Бон-Цаган-Нурское, 2 – Гурван-Дзадгалское, 3 – Тунгэрское, 4 – Бумбатское, 5 – Яйхин-Нурское, 6 – Хар-Обинское и Улан-Ширэтское, 7 – Баян-Мунхское, 8 – Ургэнское, 9 – Хонгил-Цабское и Ургэнское (40-й км), 10 – Туш-легское, 11 – Цаган-Цабское, 12 – Дулан-Хар-Обинское, 13 – Баян-Обинское, 14 – Цаган-Субургинское, 15 – Северо-Улугейское, 16 – Аргалантское, 17 – Манлайское, 18 – Амдгайское (Амдгай-Такырское), 19 – Хан-Богдинское, 20 – Дурбэн-Деритусское (Мушугайское), 21 – Ульдзейское, 22 – Алтан-Хайрханское (сомон Лус), 23 – Улугейского Леса, 24 – Тэг-Улинское, 25 – Хара-Хугульское, 26 – Элгэн-Булакское, 27 – Мунх-Ханское, 28 – Бат-Ширэтское, 29 – Бултское, 30 – Замын-Уланское

всех предыдущих классификациях и на геологических картах Монголии принят индекс J<sub>3</sub>-K<sub>1</sub>сс, мы для удобства изложения материала и сравнения его с данными предыдущих исследователей в настоящей работе при обозначении цаганцабского возраста не считаем ошибочным использование старой терминологии.

Большие трудности возникли при определении названий туфогенных и туфогенно-осадочных пород. При их описании мы придерживались классификации, принятой в нашей стране, по которой вулканогенно-осадочные породы, содержащие 0–10% осадочной компоненты, относятся к собственно туфам, 10–50% – к туффитам, 50–90% – к туфопесчаникам (туфоалевролитам и другим туфогенным породам) [27]. В нашем случае определить точное соотношение пеплового и осадочного материала чрезвычайно трудно. Дело в том, что в состав исходных пеплов, помимо стекла, входили как минимум кварц и биотит. Однако отличить их от этих же минералов несомненно осадочного генезиса невозможно, поэтому определить долю "пепловости" данных минералов в общем количестве кварца и биотита в пластах нельзя. То же относится и к обломкам самих кварцевых порфиров. Из-за этого неточности в определении туфа и туффита вполне возможны, и при дальнейшей разведке участков, видимо, не будет большой ошибкой называть основную часть цеолитизированных пород цеолитовыми туфами. Это не исключено еще и по той причине, что, если придерживаться классификации, рекомендованной Международным союзом геологических наук (IUGS), туфом считается порода, содержащая до 25% осадочного материала, а туффитом – менее 75% пирокластов и более 25% прочих обломков [53].

## ГЛАВА I

# ЦЕОЛИТОЛИТЫ В СОСТАВЕ ПЕРМСКОГО ОСАДОЧНО-ВУЛКАНОГЕННОГО КОМПЛЕКСА

### ВМЕЩАЮЩИЕ ПОРОДЫ И СТРОЕНИЕ ЦЕОЛИТОНОСНЫХ УЧАСТКОВ

Находка цеолитолитов пермского возраста была сделана в 1987 г. вблизи сомона Лус, в пределах южного крыла Северо-Гобийского прогиба, в вулканогенно-осадочных отложениях, рекомендованных М.С. Нагибиной для ревизии на цеолитовое сырье [22]. Ранее геологическое строение этого района изучалось М.С. Нагибиной, М.П. Антиповым, Ж. Бадамгарав [20] и др. Возрастная датировка отложений: верхи нижней–низы верхней перми (сингулярисо-державиньевый комплекс) – дана М.В. Дуранте по отпечаткам листовой флоры, найденной в прослоях зеленоватосерых туфов и туфопесчаников [20].

Восстанавливая палеогеографическую обстановку этого времени, М.С. Нагибина намечает следующую схему эволюции вулканизма этого района: "В первую половину нижней перми на обширной площади здесь происходили трещинные излияния преимущественно андезитового состава, а также андезито-базальтов и трахиандезитов. В верхней половине ранней перми и в начале поздней на фоне продолжающихся излияний андезитов местами возникли магматические очаги более кислого дацитового и липаритового состава. В конце нижней и начале верхней перми палеогеографическая обстановка усложняется, возникают многочисленные очаги вулканических извержений центрального типа кислого и субщелочного состава. На поверхности центры извержений были разделены озерными и аллювиальными бассейнами осадконакопления..." [22, с. 156].

Сосуществование вулканического и осадочного процессов привело к накоплению мощной толщи вулканогенно-осадочных отложений, в составе единой серии которых М.С. Нагибина и др. [20] выделяет две согласно залегающие толщи. Нижняя, сложенная покровами андезитов, андезито-базальтов и трахиандезитов, имеет мощность более 1000 м. Верхняя толща представлена осадочными образованиями аллювиального и озерного происхождения, чередующимися с вулканогенными отложениями – покровами андезитов, трахиандезитов и вулканиками кислого состава: дацитами, липаритами, трахилипаритами, их туфами и туфоллавами. Мощность верхней толщи колеблется от 200–300 до 1000–1200 м. Породы обеих толщ смяты в крупные складки и прорваны многочисленными интрузивными телами розовых граносиенит-порфиоров, граносиенитов и тесно связанных с ними бурых вулканических стекол и черных

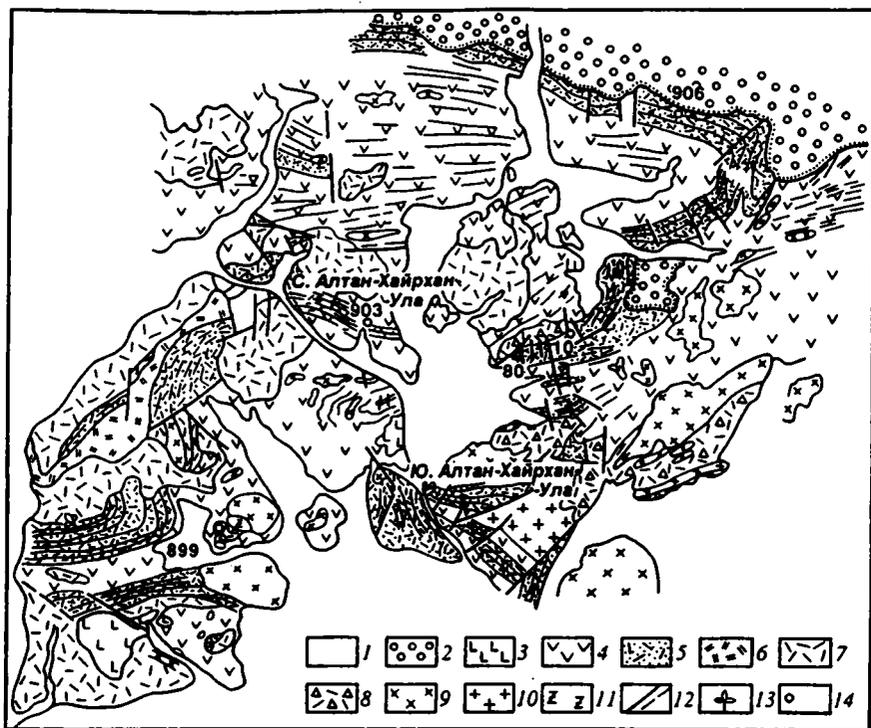


Рис. 2. Геологическая карта окрестности сомона Лус (Северная и Южная Алтан-Хайрхан-Ула). Составили М.С. Нагибина, Ж. Бадамгарав, М.П. Антипов, 1973–1974 гг. [20]

1 – рыхлые отложения (Q); 2 – галечники и пески (K<sub>2</sub>-Pg); 3 – оливиновые базальты (KZ); 4–8 – нижняя пермь–низы верхней перми: 4 – нижняя толща – покровы андезитов, андезитобазальтов и трахиандезитов, 5 – верхняя толща – осадочно-вулканогенная – переслаивание вулканитов и пирокластиков кислого состава с песчаниками, конгломератами, гравелитами, туфопесчаниками и пеплами с отпечатками лиственной флоры, 6 – дациты, 7 – липариты и трахилипариты, 8 – туфолавы и лавобрекчии липаритов и трахилипаритов; 9 – граносенит-порфиры и гранит-порфиры; 10 – граниты; 11 – вулканические стекла и перлиты; 12 – разломы; 13 – места находок листовой флоры; 14 – места взятия образцов цеолитов

перлитов. Интрузивные образования по составу близки к экструзивным и эффузивным фациям и связаны взаимными переходами с лавобрекчиями липаритов и трахилипаритов [20, 22].

Именно в этих породах (рис. 2) в западной и центральной частях закартированной площади в бортах долины р. Сахалайн-Гол и у подножия горы Северная Алтан-Хайрахан-Ула среди слоистой толщи, состоящей из потоков туфолав, лавобрекчий липаритов, трахилипаритов, трахиандезитов, переслаивающихся с кислыми туфами, перлитами, и содержащих в нижней части прослой туфопесчаников и туфоконгломератов; отмечены пятна площадью в несколько квадратных метров или вытянутые зоны осветления мощностью до 30 м, приуроченные к локальным тектоническим

нарушениям, сопровождающим, как правило, выходы перлитовых потоков. Осветление – окварцевание и в меньшей степени цеолитизация – развивается по всем перечисленным типам пород, но главным образом по трахилипаритам и перлитам, причем трахилипариты преимущественно окварцованы, а перлиты и стекло, цементирующие обломки в туфолавах, цеолитизированы. При замещении перлита его исходная скорлуповатая отдельность обычно сохраняется. Содержание цеолитов на отдельных участках измененных пород колеблется от 30 до 90% объема. Максимальное обогащение цеолитами наблюдается вдоль трещин, расположенных в граничных зонах перлитовых потоков и вмещающих их липаритов. Довольно четко выражена околотрещинная зональность, проявляющаяся в приуроченности цеолитов к внутренним частям измененных зон, а опалитов – к внешним. Поровые пространства, как правило, залечиваются ассоциациями последовательно сменяющих друг друга минералов (от периферии порового пространства к его центру): халцедон→опал→цеолиты или халцедон→цеолиты→гидроксиды марганца.

### ХИМИЗМ ПОРОД

Химический состав неизмененного и замещенного на 70% перлита представлен в табл. 1. Как видно из этих анализов, при цеолитизации исходный перлит теряет значительные количества Si, Na, K и меньшее количество Al; привносятся Fe, Ca и Mg. Соответственно на диаграмме (рис. 3) фигуративные точки составов цеолитов резко сдвинуты в сторону кальциевых разностей.

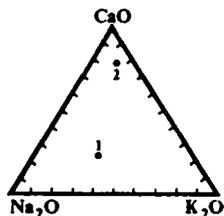


Рис. 3. Диаграмма содержания щелочей в перлите (1) и цеолите (2) из проявления у подножия горы Хайрхан-Ула

Таблица 1

Химический состав неизмененного и цеолитизированного перлита участка вблизи сомона Лус, вес. %

| Компонент                      | Перлит (обр. 900) | Цеолитолит (обр. 903) | Компонент                     | Перлит (обр. 900) | Цеолитолит (обр. 903) |
|--------------------------------|-------------------|-----------------------|-------------------------------|-------------------|-----------------------|
| SiO <sub>2</sub>               | 71,15             | 63,44                 | Na <sub>2</sub> O             | 3,67              | 0,67                  |
| TiO <sub>2</sub>               | 0,28              | 0,20                  | K <sub>2</sub> O              | 2,65              | 0,89                  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 12,59             | 11,89                 | H <sub>2</sub> O <sup>-</sup> | 1,21              | 5,19                  |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 0,64              | 0,13                  | H <sub>2</sub> O <sup>+</sup> | 5,04              | 10,27                 |
| FeO                            | 0,25              | 0,13                  | CO <sub>2</sub>               | Не обн.           | Не обн.               |
| MnO                            | 0,06              | 0,03                  | C                             | "                 | "                     |
| CaO                            | 1,74              | 5,24                  | P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> | 0,02              | 0,01                  |
| MgO                            | 0,35              | 1,17                  | Сумма                         | 99,55             | 100,22                |

Выделяются две генерации цеолитов: скрытокристаллические или мелкокристаллические агрегаты, замещающие стекло; более крупные кристаллы (размером до 0,1 мм), выполняющие поровые пространства. По свойствам и составу обе морфологические разности относятся к ряду гейландита–клиноптилолита.

Для того чтобы уточнить, какое именно место в этом ряду занимают указанные цеолиты, необходимо сделать небольшое отступление.

Как принято в настоящее время [49], на основании термостабильности образцов выделяются три их типа.

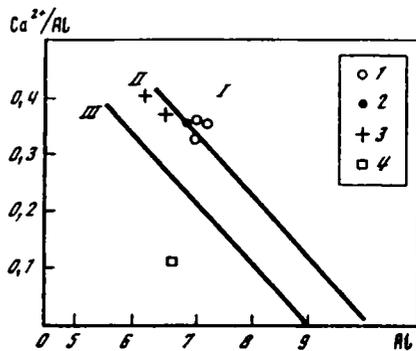
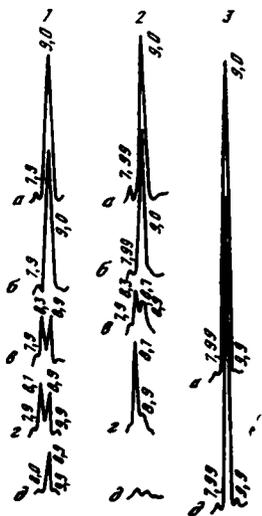
Первый тип – собственно гейландит. Его структура разрушается при нагревании до 450° С, проходя при этом две промежуточные стадии: фазу *A*, когда при нагревании до 200° С образец без изменения структуры теряет до 12 молекул H<sub>2</sub>O, но легко восстанавливает их при охлаждении, и фазу *B*, когда после нагревания от 230 до 260° С в решетке образца остается 5% H<sub>2</sub>O, и решетка сжимается на 15% объема (на 8% по оси *с*). При охлаждении регидратация этой фазы происходит очень медленно: только через месяц выдерживания при комнатной температуре образец переходит в фазу *I*, очень похожую на фазу *A* по количеству воды и размерам решетки. На рентгенограммах фазы *A*, *B* и *I* фиксируются в областях  $d_{020} = 8,97 + 9,05; 8,25 + 8,35; 8,73 + 8,87 \text{ \AA}$  соответственно [49].

Второй тип – промежуточный гейландит, показывает обратимую дегидратацию с очень малым сжатием решетки до температуры 280° С. После дальнейшего нагревания в интервале 280–400° С образуется фаза *B*. После охлаждения образца в нем присутствуют все три фазы (*A*, *B*, *I*), даже если первоначально образец был вполне гомогенен. Кристаллическая решетка промежуточного гейландита существует без разрушения при температуре 550° и выше.

Третий тип – собственно клиноптилолит. Характеризуется термическим поведением, при котором образец претерпевает положительную обратимую регидратацию с очень небольшим сжатием решетки (без образования фазы *B*), и решетка разрушается при температуре 750° С [49].

Если теперь обратиться к рентгенограммам исследуемого цеолита (рис. 4), то на них отчетливо видно, что нагревание до 250° С не приводит к заметным (по сравнению с природным состоянием) изменениям в структуре образцов, а фаза *B* ( $d_{020} = 8,1 + 8,3$ ) стабильно наблюдается при температурах 350 и 450° С. Полностью кристаллическая структура цеолитов разрушается при их нагревании до температуры чуть выше 550° С, причем аморфизация скрытокристаллической разности (обр. 903) наступает несколько раньше. Такое термическое поведение характеризует второй тип гейландитов, и соответственно описываемые цеолиты можно отнести к промежуточному гейландиту.

Этот вывод подтверждается и при анализе химического состава цеолитов (табл. 2, рис. 5). Как показано Г.П. Валуевой [5], за термостабильность гейландитов отвечают позиции входящих в их состав обменных



**Рис. 4.** Фрагменты дифрактограмм цеолитов гейландит-клиноптилолитового ряда  
 1 – обр. 899, обнажение на берегу р. Сайхалаин-Гол; 2 – обр. 903, обнажение у подножия горы Северная Алтан-Хаирхан-Ула; 3 – обр. 854-7, клиноптилолитовое проявление вблизи массива Аргалант; а – природное состояние; б-д – прогрев в течение 15 ч до температуры, °С: б – 250, в – 350, г – 450, д – 550

**Рис. 5.** Зависимость термостойкости гейландитов от содержания Al и соотношения Ca/Al (атомные количества в пересчете на 72 атома кислорода) (по: [5]) (обр. 903)

Поля: I – собственно гейландит, II – промежуточный гейландит-клиноптилолит (или клиноптилолит II, или гейландит II), III – клиноптилолит

1 – крупные кристаллы в поровых пространствах; 2, 3 – замещение стекла: 2 – мелкими кристаллами, 3 – скрытокристаллическими агрегатами; 4 – средний состав клиноптилолита месторождения Цаган-Цаб

катионов  $\text{Na}^{1+}$  и  $\text{Ca}^{2+}$ , а также доля  $\text{Al}^{3+}$  в тетраэдрах. В наших образцах Na практически отсутствует, а отношения содержания Ca и Al, нанесенное на диаграмму, предложенную Г.П. Валуевой [5], попадают в поле составов, находящееся на границе между собственно гейландитом и промежуточным гейландитом, причем отмечается тенденция для более крупных кристаллов иметь состав собственно гейландита, а мелких кристаллов и скрытокристаллических разностей – гейландита II. Таким образом, данные рентгеновского и химического анализов совпадают и уточняют друг друга. Кроме того, можно отметить слабую тенденцию к обогащению магнием крупных кристаллов из поровых пространств и более высокое значение отношения  $\text{Si}/\text{Al}$  для цеолитов, замещающих стекло.

Особенности рентгеновских характеристик, термических свойств и химического состава описанных цеолитов, развивающихся по стеклу пермских эффузивов, резко отличаются от таковых для цеолитов, замещающих пепловые частички стекла в юрских-меловых вулканогенно-осадочных отложениях Южной Монголии. Как видно из рисунков, в последнем случае мы имеем дело с типичным термоустойчивым клиноптилолитом,

Таблица 2

Химический состав цеолитолитов участка вблизи сомона Лус, вес. %

| Компонент                      | Крупные кристаллы<br>в поровом пространстве |       |       | Замещение стекла            |  |       |
|--------------------------------|---|-------|-------|-----------------------------|--|-------|
|                                |   |       |       | мелкими<br>кристал-<br>лами | скрытокристалличе-<br>скими агрегатами |       |
|                                | 1   | 2     | 3     |                             | 4                                      | 5     |
| SiO <sub>2</sub>               | 67,26                                       | 64,17 | 65,97 | 64,05                       | 67,54                                  | 68,45 |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 13,82                                       | 13,62 | 13,52 | 13,38                       | 12,93                                  | 12,22 |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 0,18  | 0,13  | 0,10  | 0,12                        | 0,16                                   | 0,13  |
| MgO                            | 1,23  | 1,32  | 1,13  | 1,26                        | 0,83                                   | 0,44  |
| CaO                            | 5,59  | 5,34  | 4,82  | 5,20                        | 5,33                                   | 5,48  |
| Na <sub>2</sub> O              | 0,12  | 0,00  | 0,00  | 0,00                        | 0,05                                   | 0,00  |
| K <sub>2</sub> O               | 0,17  | 0,22  | 0,21  | 1,12                        | 0,22                                   | 0,15  |
| Сумма                          | 88,37                                       | 84,80 | 85,75 | 86,35                       | 87,07                                  | 86,87 |
| Пересчет на 72 атома кислорода |   |       |       |                             |  |       |
| Si                             | 28,96                                       | 28,80 | 29,15 | 28,82                       | 29,42                                  | 29,82 |
| Al                             | 7,01  | 7,21  | 7,04  | 7,09                        | 6,64                                   | 6,28  |
| Fe                             | 0,06  | 0,04  | 0,03  | 0,04                        | 0,05                                   | 0,04  |
| Mg                             | 0,79  | 0,88  | 0,74  | 0,84                        | 0,54                                   | 0,28  |
| Ca                             | 2,58  | 2,57  | 2,28  | 2,51                        | 2,49                                   | 2,56  |
| Na                             | 0,10  | 0,00  | 0,00  | 0,00                        | 0,04                                   | 0,00  |
| K                              | 0,09  | 0,12  | 0,12  | 0,64                        | 0,12                                   | 0,08  |
| Si/Al                          | 4,13  | 3,99  | 4,14  | 4,06                        | 4,43                                   | 4,74  |
| Ca/Al                          | 0,37  | 0,36  | 0,32  | 0,35                        | 0,37                                   | 0,40  |

*Примечание.* 1-6 – номера анализов.

характеризующимся кальциево-калиевым или калиевым составом [25]. Эти различия обусловлены как разницей матриц, по которым (или за счет которых) развиваются цеолиты, т.е. разницей между относительно монокристаллическими стеклами (перлитами) перми и пепловыми частичками стекол юры-мела, так и геологическими условиями образования цеолитов.

Если клиноптилолит из юрских пород будет являться продуктом медленной изохимической переработки пепла нейтральными или слабосолеными низкоминерализованными, низкотемпературными озерными водами [25], то промежуточный гейландит из пермских эффузивов образовался, по-видимому, при участии гидротермальных процессов и так называемом геоавтоклавному синтезу [46]. Последний механизм предполагает проникновение по трещинам в еще не остывший лавовый поток метеорных вод, их разогрев и последующее взаимодействие со стеклом, приводящее в конечном счете к частичной или полной (иногда через стадию геля) перекристаллизации стекла в цеолиты. При этом состав цеолитов вследствие происходящих процессов привноса-выноса вещества довольно сильно отличается от состава исходного стекла.

Дополнительными свидетельствами того, что в случае пермских цео-

литов мы имеем дело именно с таким процессом, являются: а) распределение пятен и зон, обогащенных цеолитами, вдоль трещин, расположенных в граничных зонах перлитовых потоков и вмещающих их липаритов; б) закономерное распределение вдоль трещин цеолитов (в центральной части измененной зоны) и опалитов (по периферии); в) залечивание поровых пространств последовательно сменяющими друг друга новообразованными минералами (от периферии порового пространства к его центру): халцедон→опал→гейландит→морденит или халцедон→гейландит→гидроокислы марганца; г) сохранение исходной скорлуповатой отдельности перлита при полном замещении стекла ассоциацией кристаллического гейландита II (в центральной части "скорлупки") и монтмориллонита (по периферии). Все перечисленные признаки могут проявляться только при неоднородной пропитке вмещающих пород слабо нагретыми растворами.

Таким образом, в вулканогенно-осадочном комплексе пород, относящихся по возрасту к ранней–поздней перми, впервые для Монголии обнаружены локальные участки с содержанием цеолитов до 90% породы. Состав, термическое поведение, условия локализации цеолитов специфичны и резко отличаются от таковых для известных цеолитовых месторождений, изученных нами в юрских–меловых вулканогенно-осадочных отложениях. Тем не менее данная находка дает основание говорить о перспективности ревизии пермских вулканогенно-осадочных отложений Монголии для выявления цеолитового сырья.

## ГЛАВА 2

### ЦЕОЛИТОЛИТЫ В СРЕДНЕ-ВЕРХНЕЮРСКИХ ВУЛКАНИТАХ

Цеолитсодержащие средне-верхнеюрские (без уточнения свиты) витрокластические туфы и туфобрекчии впервые описаны Ш. Доржсурэном и И.П. Полковниковым в 1978 г. на Замын-Уланском месторождении перлитов. Месторождение находится в 65 км к западу от станции Чойр железной дороги Улан-Батор–Сайн-Шанд.

Цеолитоносные туфы и туфобрекчии располагаются у подножий вулканических конусов, сложенных потоками перлитов, дацитов и липарито-дацитов (рис. 6). Цеолиты замещают стекло цемента туфов, туфобрекчий и реже перлита. Кроме того, они в ассоциации с кристобалитом заполняют микротрещинки в перечисленных породах. Липарито-дациты, перекрывающие перечисленные вулканы, и залегающие в основании толщи осадочные породы верхнего карбона и нижней перми, как правило, не цеолитизированы. Содержание цеолитов в продуктивной толще колеблется от первых единиц до 78%, и их распределение по породам чрезвычайно неравномерно (см. рис. 6). Наиболее высокие содержания ограничены локальными участками и приурочены к трещиноватым зонам. По-видимому, эти участки могут быть промышленно-перспективными.

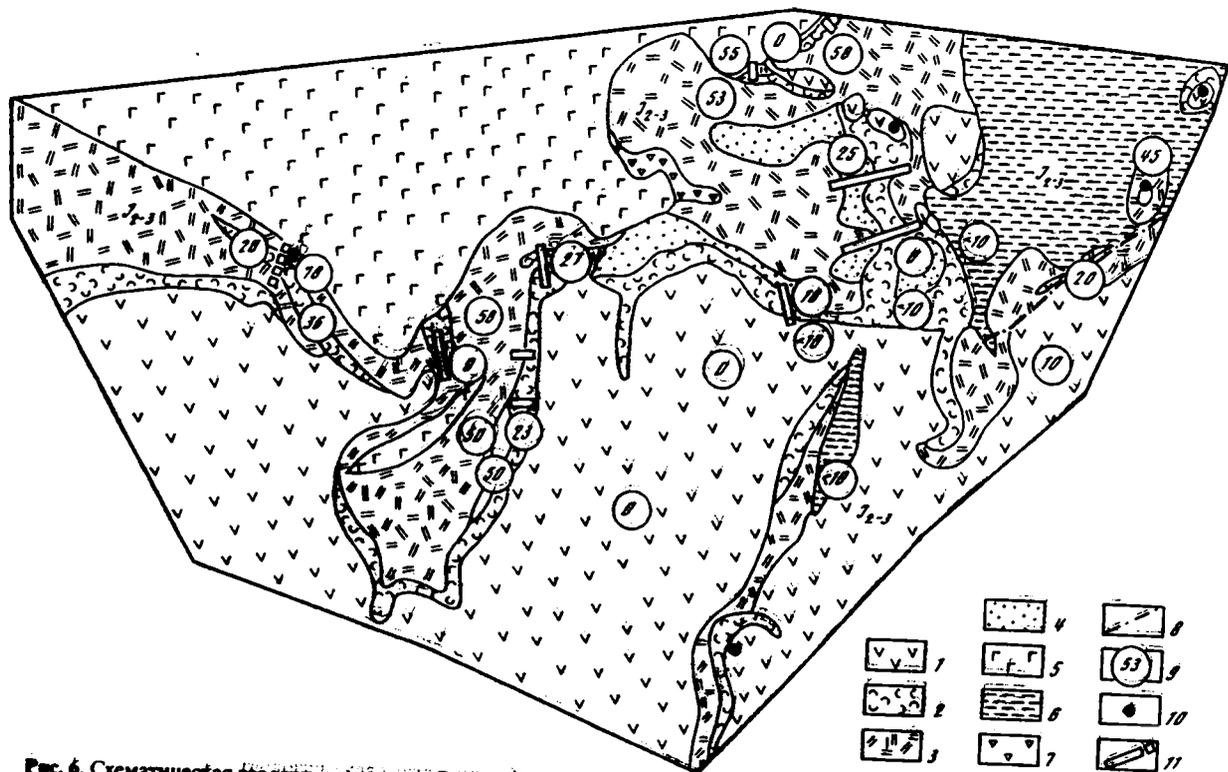


Рис. 6. Схематическая геологическая карта Зашын-Уланского месторождения перлитов. Составили Ш. Доржсүрэн и В.П. Полковников в 1978 г. (упрощёно)

1 - лавариты и лаварито-дациты; 2 - перлиты; 3 - витрокластические туфы с включениями перлитов; 4 - витрокластические туфы до туфобрекчий; 5 - андезитовые порфириты; 6 - алевролиты, песчаники; 7 - лавобрекчий андезитового порфирита, литокристаллокластические туфы андезита; 8 - тектонические нарушения; 9 - содержание цеолитов, по данным авторов, % (цифры в кружках); 10 - центры вулканических излияний; 11 - горные выработки

Рис. 7. Поведение клиноптилолита Замын-Уланского месторождения при нагревании (фрагмент дифрактограммы, отражение [020])

*a* – природное состояние; *б, в* – образец прокален в течение: *б* – 2 ч при 350°C, *в* – 6 ч при 550°C

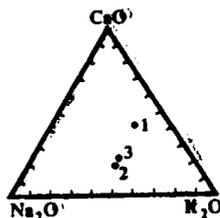


Рис. 8. Диаграмма содержания щелочей в цеолитизированных породах Замын-Уланского месторождения (в процентах от суммы  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} + \text{CaO}$ )

1 – липаритовый туф, содержащий около 80% цеолитов;  
2 – неизменный перлит; 3 – неизменный липарит

Таблица 3

Химический состав неизменных и цеолитизированных пород Замын-Уланского месторождения, вес. %

| Компонент                      | Липарит |        | Перлит |        | Туф    |        |        |        |
|--------------------------------|---------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
|                                | 955/90  | 959/90 | 958/90 | 968/90 | 956/90 | 974/90 | 972/90 | 967/90 |
| SiO <sub>2</sub>               | 75,11   | 75,48  | 70,88  | 68,72  | 75,93  | 74,55  | 70,76  | 64,85  |
| TiO <sub>2</sub>               | 0,48    | 0,47   | 0,48   | 0,46   | 0,47   | 0,48   | 0,48   | 0,47   |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 11,87   | 11,37  | 12,17  | 11,94  | 11,09  | 11,74  | 10,97  | 10,79  |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 1,46    | 1,70   | 1,68   | 2,75   | 1,58   | 0,94   | 1,73   | 2,22   |
| FeO                            | 0,22    | 0,42   | 0,35   | 0,22   | 0,24   | 0,38   | 0,14   | 0,13   |
| MnO                            | 0,01    | 0,03   | 0,06   | 0,04   | 0,03   | 0,01   | 0,01   | 0,01   |
| MgO                            | –       | –      | –      | –      | –      | –      | –      | 1,02   |
| CaO                            | 1,89    | 1,58   | 1,80   | 2,07   | 1,88   | 2,05   | 4,19   | 3,07   |
| Na <sub>2</sub> O              | 3,53    | 3,17   | 3,65   | 2,94   | 3,53   | 3,56   | 3,02   | 1,25   |
| K <sub>2</sub> O               | 4,57    | 4,76   | 4,08   | 4,95   | 4,24   | 5,14   | 5,14   | 2,93   |
| п.п.п.                         | 0,23    | 0,47   | 4,40   | 5,42   | 0,51   | 0,72   | 3,01   | 13,29  |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0,01    | 0,01   | 0,01   | 0,01   | –      | 0,01   | 0,01   | –      |
| Сумма                          | 99,38   | 99,43  | 99,56  | 99,50  | 99,51  | 99,58  | 99,46  | 100,03 |
| Цеолит*                        | 0       | 0      | 0      | 20     | 10     | 25     | 15     | 78     |

\* В процентах.

Примечание. – – не обнаружено.

Основной цеолит рентгенографически определен как клиноптилолит. Прокаливание образца в течение 6 ч при 550° С приводит к уменьшению площади отражения рефлекса [020] на 3/4 (рис. 7). При этом образец выдерживает прокаливание до 350° С без изменения интенсивности отражения [020] и без образования промежуточных фаз А, В и I.

В микротрещинках, кроме клиноптилолита, в незначительном количестве (менее 1%) оптически определены шабазит и эрионит.

Химический состав неизмененных липаритов и перлитов практически совпадает (табл. 3; рис. 8). Цеолитизация стекла в них приводит к выносу из первичных пород значительных количеств SiO<sub>2</sub>. Содержание всех остальных компонентов, кроме кальция, также имеет тенденцию к снижению. От аналогичных пород других регионов данные цеолитолиты отличаются довольно низким содержанием Na<sub>2</sub>O и примерно равными содержаниями CaO и K<sub>2</sub>O (см. рис. 8).

Неравномерное распределение цеолитов по площади месторождения, приуроченность их к трещинным зонам в породах, участие процессов привноса и выноса компонентов при цеолитизации, присутствие клиноптилолита, обладающего пониженной термостойкостью, и цеолитов другого состава – все это дает основание предполагать, что цеолиты на данном участке образовались не без участия гидротермальных растворов.

## ГЛАВА 3

### **ЦЕОЛИТОЛИТЫ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ ПОРОД ВЕРХНЕЙ ЮРЫ (УЛУГЕЙСКАЯ СВИТА, J<sub>3</sub>ul)**

#### **ВМЕЩАЮЩИЕ ПОРОДЫ И ХАРАКТЕР ЦЕОЛИТИЗАЦИИ**

Единственным местом, где к настоящему времени отмечены верхнеюрские цеолитолиты, является район знаменитого Улугейского Леса. Клиноптилолит в количестве до 25% объема породы и единичные знаки морденита присутствуют в туфоконгломерате, цементирующем стволы, пни и ветви окаменелых деревьев.

Цеолитоносный серо-зеленый мелкогалечный туфоконгломерат с небольшим размывом залегает на подстилающей мощной (несколько сотен метров) толще красноцветных и зеленовато-коричневых валуников и конгломератов, относимых к шарилинской верхнеюрской свите. Ранее цеолитоносные туфоконгломераты, по-видимому, принимались за верхнюю часть этой мощной толщи. Однако состав гальки и цемента этих двух типов пород резко отличается. Если породы шарилинской свиты – типично осадочные образования, содержащие хорошо окатанную гальку и валуны гранитных и метаморфических пород, то перекрывающие их цеолитоносные серо-зеленые мелкогалечные туфоконгломераты имеют вулканогенный характер.

Общая мощность цеолитизированных серо-зеленых туфоконгломератов колеблется от 2 до 6 м. В нижней части разреза порода состоит из мелких

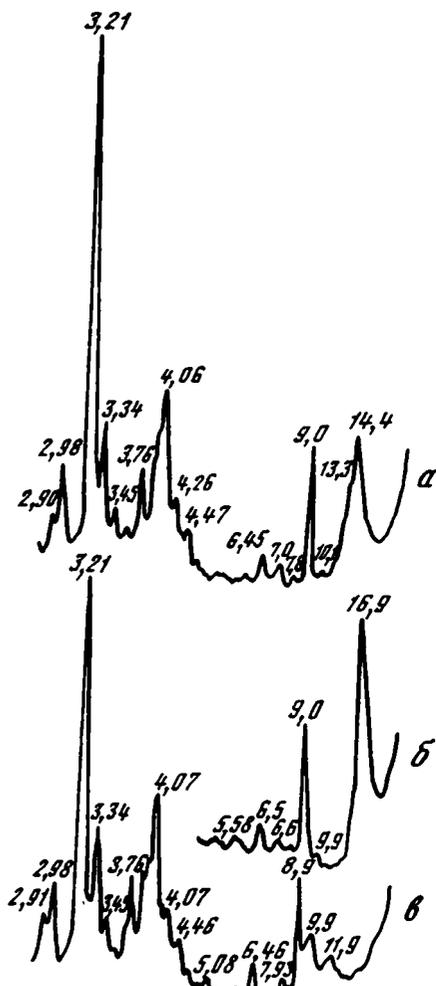
Рис. 9. Фрагменты дифрактограмм клиноптилолитсодержащего туфа участка Улугейский Лес (обр. 1106)

Ориентированный препарат: *a* – природное состояние; *b* – образец насыщен этиленгликолем; *в* – прокален в течение 6 ч при 550° С

(не более 4 см) галек и лапилли эффузивов, сцементированных кристалловитрокластическим туфом. В цементе среди кристаллокластов преобладают кварц и плагиоклаз, встречаются пироксен, оливин, калиевый полевой шпат, циркон, сфен, апатит. Среди обломков пород присутствуют различные трахиты, кварцевые порфиры и, самое главное, обломки стекловатых кислых туфов. Стекло именно этих туфов почти полностью замещено кристобалитом, цеолитом и смектитом. Эти минералы отмечаются также в свободных пространствах. Среднее содержание цеолита составляет 25% объема породы. Составные части туфоконгломерата вообще сильно изменены. По обломкам плагиоклазовых трахитов широко развит эпидот. Кристаллокласты плагиоклаза местами сильно альбитизированы. В поровых пространствах встречается хлорит.

Вверх по разрезу туфоконгломераты постепенно переходят в кристаллолитокластические туфы и туфопесчаники, имеющие тот же состав, что и цемент в туфоконгломерате, но содержащие большое количество обломков трахитов и менее измененные. Обломки кислых стекловатых туфов здесь редки, общее количество цеолита, замещающего стекло и развивающегося в свободных пространствах, менее 5%. В порах иногда встречаются таблитчатые кристаллы адуляра.

Описанные выше вулканогенно-осадочные породы с небольшим угловым несогласием перекрыты лавовыми потоками порфировых андезитодацитовых трахитов. Стекло основной массы этих пород полностью раскристаллизовано на мелкие лейсты плагиоклаза, закономерно ориентированные и образующие трахитовую структуру основной массы. Среди вкрапленников – плагиоклаз, калиевый полевой шпат, пироксен, биотит, сфен.



По возрасту эти лавы относят к улугейской свите. Их родство с подстилающими туфами и туфоконгломератами не вызывает сомнения, так как обломки (лапилли) в последних состоят главным образом из обломков основной массы описываемых плагиоклазовых трахиандезитов.

Рентгенограмма образца цеолитового туфа показана на рис. 9. На ней, помимо отражений первичных полевого шпата и кварца, присутствуют четкие пики аутигенных клиноптилолита, кристобалита, смектита, а также незначительный рефлекс в области  $13,3\text{\AA}$ , который может указать на примесь морденита. Прокаливание образца в течение 6 ч при температуре  $550^\circ\text{C}$  приводит к уменьшению площади отражения  $d_{020} = 9,9\text{\AA}$  клиноптилолита на  $1/3$  (см. рис. 9). Это позволяет отнести данный цеолит к промежуточной разности группы гейландит–клиноптилолит – клиноптилолиту II.

### УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ЦЕОЛИТОВ

Исследования В.А. Перлова и др. [24] показали, что заключительная стадия улугейского вулканизма, при которой в разрезе последовательно накапливались латиты → трахиты → трахидациты, являющиеся дифференциатами единого первичного расплава, длилась на протяжении ~10 млн лет (K–Ar датировка возраста от  $159^{+6}$  до  $148^{+6}$  млн лет). Лавы в течение этого периода изливались из различных вулканических центров, извержения были разорваны во времени и сопровождалась эффузивной деятельностью. Пепловые прослой и линзы неоднократно отмечались в разных частях массива. В результате одной из таких вспышек пеплового вулканизма, предшествовавшей излияниям мощного покрова трахиандезито-дацитов, и был, по всей видимости, засыпан Улугейский Лес.

Ассоциация вторичных минералов, развивающихся по туфам: альбит–эпидот–хлорит–кристобалит–смектит–клиноптилолит, позволяет говорить о довольно значительных температурах вторичного минералообразования (по экспериментальным данным и природным наблюдениям минимальная температура, при которой массово может образовываться эпидот, составляет  $220^\circ\text{C}$  [39]). Вероятно, такие условия являются следствием локальных гидротермальных явлений, приуроченных к хорошо проницаемой пепловой толще, погребенной под разогретым лавовым потоком и находящейся в зоне высокого геотермического градиента действующего вулкана.

Таким образом, в верхнеюрских отложениях в районе Улугейского Леса обнаружен пепловый прослой с содержанием цеолита до 25% объема породы. Клиноптилолит II развивается по обломкам витрокластических туфов и в свободных пространствах. Ассоциирующие с цеолитом минералы указывают на возможность его гидротермального генезиса. Данная находка не имеет практического значения, однако очень важна в теоретическом смысле. Она показывает, что отложения шарилинской свиты ( $J_3sh$ ), рассматриваемые обычно как более молодые по отношению

к породам улугейской свиты ( $J_3$ ш), могут перекрываться пеплами и лавами последней. Данный вопрос требует дополнительных исследований, но если это так, то цикл вулканизма улугейского возраста в данном районе должен сменяться вулканизмом цаганцабского возраста без особенно длительного перерыва, как описано В.И. Коваленко и др., [15] для Мушугайского рудного поля, и, следовательно, стратиграфическая колонка региона должна быть уточнена.

## ГЛАВА 4

### ЦЕОЛИТОЛИТЫ В ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ ПОРОДАХ КОНЦА ВЕРХНЕЙ ЮРЫ-НАЧАЛА НИЖНЕГО МЕЛА (ЦАГАНЦАБСКАЯ СВИТА, $J_3$ - $K_1$ сс)

#### ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ РЕГИОНА И ПРЕДПОСЫЛКИ ДЛЯ ЦЕОЛИТООБРАЗОВАНИЯ

Основные наиболее богатые и промышленно-перспективные цеолитопроявления, известные на юге и юго-востоке Монголии, приурочены к вулканогенно-осадочным породам именно этого возраста, который достаточно четко определен по многочисленным находкам захороненной фауны и флоры. Такой приуроченности способствовала палеогеографическая обстановка территории на границе поздней юры-раннего мела. Работами ряда исследователей [9, 23, 40-42] уже было показано, что в этот период здесь происходило интенсивное вулканическое горообразование с накоплением мощных эффузивных потоков. Территория была покрыта крупными изолированными озерными бассейнами разной солёности. Извержения в ряде мест носили подводный характер, стекловатый материал мог накапливаться в водоемах. Это создавало благоприятные условия для разложения реакционноспособного стекла, формирования на его основе новообразованных минералов, в частности цеолитов.

На основе палеогеографической реконструкции истории развития территории Монголии того времени В.Ф. Шувалов [42] выделил следующие основные черты региона.

1. Главные геологические структуры наследовались от более ранних этапов развития региона и характеризовались существованием горных сооружений и разделяющих их межгорных и внутриворонных впадин. Тектонические движения непосредственно в цаганцабское время привели к усложнению внутренней структуры некоторых поднятий, обновлению старых и возникновению новых активных вулканических построек, к расширению многих ранее существовавших и появлению новых небольших по размерам и глубине впадин.

2. Рельеф региона от поздней юры к раннему мелу постепенно выравнивался. К концу эпохи горные сооружения сохранились лишь в наиболее приподнятых осевых частях.

3. Климат был разным: относительно влажные эпохи чередовались с более засушливыми.

4. Большая часть впадин была заполнена сточными и бессточными, пресными или слабосолеными бассейнами. Основным типом осадконакопления был лимнический.

5. Тектонические подвижки, хорошо расчлененный рельеф и развитая гидросеть способствовали в ранние периоды цаганцабского времени накоплению в бассейнах седиментации грубого обломочного материала, который постепенно сменялся преобладающими в разрезах псефитовыми и псаммитовыми разностями осадков, содержащих на поздних этапах мало мощные линзы и локальные прослои конгломератов.

6. Активные вулканы на протяжении всего неокома были поставщиками в бассейны седиментации обильного туфового материала.

Перечисленные черты проявились и в конкретных литологических разрезах всех цеолитопроявлений. Ритмичное построение толщ, выдержанность по площади даже маломощных прослоев, их изометричное распределение и наличие тонкой слоистости свидетельствуют о лимническом характере осадконакопления этих разрезов. Литологический состав осадков, характер распределения материала, видовой состав фауны дают основание полагать, что хотя бассейны седиментации современных цеолитопроявлений были разобщены, в большинстве из них сначала осаждался грубый кластический материал и формировалась туфогенно-осадочная толща, отражающая характер аккумуляции вещества начальных этапов цаганцабского времени. Более поздняя и более спокойная в тектоническом отношении история развития региона привела к накоплению в разрезах осадочно-туфогенной толщи, которая более насыщена вулканогенным (туфовым) материалом. Заключительные этапы осадконакопления вновь характеризовались повышенным привносом кластогенного материала и даже образованием в верхах некоторых разрезов маломощных прослоев конгломератов.

### **ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЦЕОЛИТОНОСНЫХ ПЛОЩАДЕЙ**

Большинство изученных цеолитоносных разрезов этого возраста располагается к югу от системы разломов Главного Монгольского Линеамента, в пределах Дзунбаинской системы прогибов, ограниченной разломами того же названия и протягивающейся в северо-восточном направлении от района монголо-китайской границы вблизи сомона Дэлгэрэх к сомонам Хан-Богдо и Манлай через районы гор Тушлег, Хара-Хутул, Цаган-Субурга, Баян-Обо, Хан-Богдо (см. рис. 1) на протяжении более 300 км, пересекая почти все поля развития верхнеюрских и нижнемеловых отложений Южной Монголии.

Вне пределов Дзунбаинской системы прогибов, но также в зоне разломов Главного Монгольского Линеамента локализован участок Дурбэн-Дериту (Мушугайское рудное поле). На оперяющих разломах северо-восточного фланга линеамента цеолитизация описываемого возраста выявлена в пределах Чойбалсанской впадины (см. рис., 1).

## Цеолитопроявления, локализованные в пределах Дзунбаинской системы прогибов

Наиболее насыщены пелловым материалом (с преобладанием его над терригенным) разрезы Амдгай-Такыр, Баян-Обо и Хан-Богдо (см. рис. 1, № 18, 13, 19 соответственно), расположенные вблизи низкогорного массива Улугей-Хид. Пелловый разрез, почти не содержащий осадочного материала, выявлен сотрудниками Чойрской геологоразведочной партии на территории сомона Ургэн. По содержанию цеолитов, достигающему в отдельных пластах 90%, возможности открытой разработки и очень выгодному географическому положению (около станции железной дороги) это месторождение, несмотря на небольшие размеры, самое перспективное для промышленной разработки.

Примерно в равных количествах находятся содержания осадочных и пирокластических пород в разрезах Цаган-Цаб, Цаган-Субурга, Баян-Мунх, Манлай (см. рис. 1, № 11, 14, 7, 17 соответственно). Разрезы участков Тушлег, Северный Улугей, Аргалант (см. рис. 1, № 10, 15, 16 соответственно) преимущественно осадочные.

Распределение туфогенного материала в литологических разрезах участков неравномерно, однако следует отметить некоторое уменьшение его количества к верхним частям разрезов. Цеолитоносные туфы подстилаются потоками миндалекаменных базальтов, в которых цеолиты не обнаружены. Имеются только единичные случаи, когда в некоторых порах шлаковидных базальтов на контакте с туфогенно-осадочными породами отмечены изометричные кристаллы цеолита, похожего на анальцит.

Все изученные разрезы цеолитоносны. Содержание цеолитов колеблется от 3–10 до 90% объема породы. Содержание цеолитов в различных прослоях находится в зависимости от количества в них обломков кислого стекла. Максимальное содержание цеолитов (60–90%) приурочено к прослоям кислых витрокластических туфов, меньше их в туффитах и туфоалевролитах. В прослоях осадочных пород цеолиты либо отсутствуют, либо содержание их ничтожно.

На всех участках основной цеолит представлен термостойким клиноптилолитом. На некоторых проявлениях в незначительных количествах отмечен феррьерит.

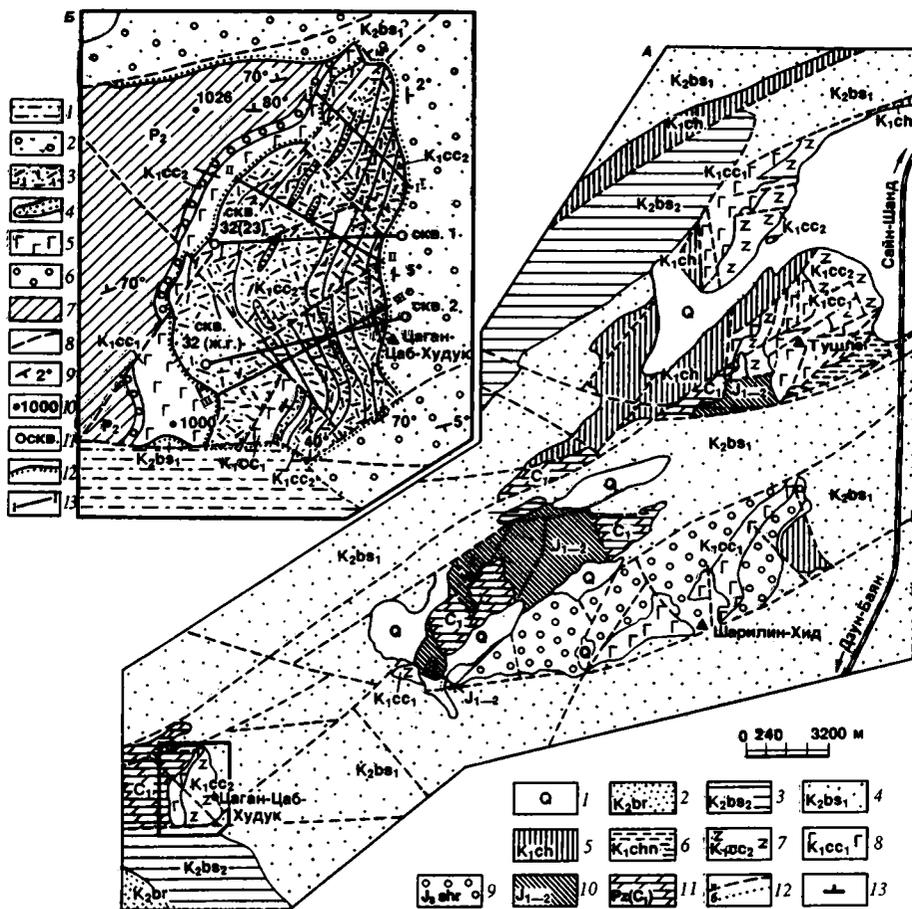
В качестве наиболее характерных и хорошо изученных примеров цеолитопроявлений, расположенных в пределах Дзунбаинской системы прогибов, приведено детальное описание разрезов участков Цаган-Цаб (равное содержание туфогенного и осадочного материала), Ургэн, Амдгай-Такыр (исключительно туфогенные разрезы) и Тушлег (в разрезе преобладает осадочный материал). Остальные цеолитопроявления описаны более схематично, так как в какой-то мере повторяют особенности строения разрезов, принятых в качестве эталонных.

**ЦЕОЛИТОНОСНЫЕ УЧАСТКИ, РАСПОЛОЖЕННЫЕ ВБЛИЗИ  
АЙМАЧНОГО ЦЕНТРА САЙН-ШАНД**

Геологическая схема региона, составленная В.Ф. Шуваловым и Б. Туэнбаяром, представлена на рис. 10.

**Цеолитопроявление Цаган-Цаб.** Находится в 30 км к юго-западу от аймачного центра Сайн-Шанд. Выходы цеолитизированных пород представляют собой серию холмов белого и зеленовато-белого цвета высотой 4–6 м, вытянутых в субмеридиональном направлении и сложенных серией пластов, полого падающих на восток-юго-восток под углом 13–25°. Площадь цеолитопроявления около 1,5×3 км. В его строении выделяются две стратиграфические единицы – породы нижней и верхней подсистемы цаганцабского возраста. Цеолитолиты приурочены только к отложениям верхней подсистемы, и именно их характеристика приводится ниже.

В более ранних работах [6, 7, 21, 25, 26] давалось описание разреза



верхнецаганцабских отложений по их поверхностным выходам. К настоящему времени благодаря детальному разбурированию площади, проведенному сотрудниками Цаган-Цабской геологоразведочной партии МГ Монголии, эти данные значительно уточнены. На рис. 11, 12 приведены два литологических разреза по линиям скважин: 1–32(23) и 2–32 (ж.г.). Расстояние между профилями 400 м, между отдельными скважинами – 100 м. Оба профиля расположены в центральной части цеолитопроявления и вытянуты в субширотном направлении. Мощность вскрытия разреза около 200 м.

Породы самых назов разреза отражают характер аккумуляции вещества конца ранне- начала позднецаганцабского времени, когда накапливался грубообломочный материал. Они состоят из конгломератов и песчаников с примесью гравийного материала, переслаивающихся со слоями и линзами туффитов и туфоаргиллитов.

Развитие эксплозивного вулканизма привело к накоплению в вышележащих частях разреза туфов, туффитов, туфопесчаников, туфоалевроли-

←

**Рис. 10.** Геологическая карта района цеолитопроявлений Цаган-Цаб и Тушлег (А). На врезке (Б) – месторождение Цаган-Цаб. Составили В.Ф. Шувалов, Б. Тумэнбаяр, З. Дашдаваа в 1987 г. (упрощено)

А. 1 – четвертичные отложения (галька, песок, гравий, глина, щебень); 2–4 – верхний мел: 2 – барунгойотская свита (красноцветные песчаники, глины, песчаные глины с прослоями гравелитов и конгломератов), 3, 4 – баинширэинская свита, 3 – верхняя подсвита (красно-бурые, серые и зеленовато-серые глины и песчаники с прослоями мергелей и катунных гравелитов), 4 – нижняя подсвита (серые, желтовато- и светло-серые песчаники, гравелиты, конгломераты с прослоями глин буровато-серого и красно-бурого цвета); 5–8 – нижний мел: 5 – хухтыкская свита (серые, желтовато-, зеленовато- и темно-серые песчаники, глины, конгломераты, гравелиты, углистые глины с линзами бурого угля, 6 – шинхудукская свита (темно-серые, черные и желтовато-серые глины, "бумажные" сланцы, аргиллиты, песчаники, мергели), 7, 8 – цаганцабская свита (индекс дан по оригиналу): 7 – верхняя (туфогенно-осадочная, цеолитоносная) подсвита (светло-серые, белые, зеленовато-серые, зеленые, желтовато-серые туфы, туфопесчаники, туфоаргиллиты, туфогравелиты, с прослоями песчаников, конгломератов, мергелей), 8 – нижняя (эффузивно-осадочная) подсвита (черные, бурые, красно-бурые, серые базальты и андезитобазальты, зеленовато-серые конгломераты, песчаники, гравелиты с прослоями красно-бурых гли и песчаников); 9 – верхняя юра, шарилинская свита (красно-бурые, лиловато-бурые, серые и зеленовато-серые конгломераты, конгломератобрекчи с прослоями и линзами щебенистых гли и песчаников, гравелитов); 10 – нижняя–средняя юра, хамархубуринская свита (желтовато-серые, серые, бурые, зеленовато- и темно-серые песчаники, аргиллиты, гравелиты, конгломераты и глинистые сланцы с прослоями и линзами углистых песчаников, аргиллитов и бурого угля); 11 – палеозойские (нижнекаменноугольные) образования (метаморфизованные конгломераты, песчаники, глинистые сланцы, алевриты, филлитовидные сланцы с прослоями эффузивов); 12 – разрывные нарушения: а – установленные, б – предполагаемые; 13 – элементы залегания пластов

Б. 1 – песчаники, переслаивающиеся с глинами, пестроцветные; 2 – сероцветные песчаники, гравелиты с прослоями конгломератов и гли и; 3 – кислые туфы, туфопесчаники, туфоаргиллиты; 4 – линзовидные прослой песчаников и гравелитов; 5 – базальты; 6 – сероцветные конгломераты; 7 – метаморфизованные палеозойские образования; 8 – разломы; 9 – элементы залегания пластов; 10 – абсолютные отметки местности, м; 11 – места проходки и номера буровых скважин; 12 – условные границы месторождения; 13 – линии профилей

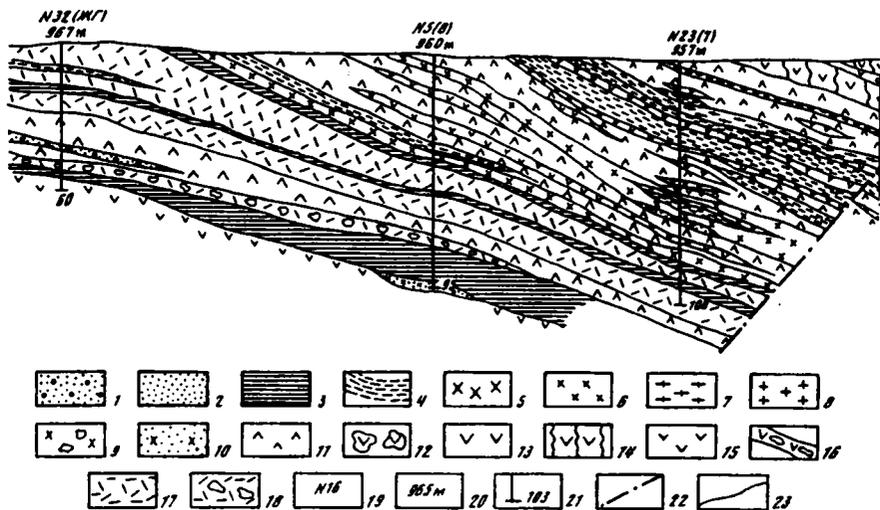


Рис. 11. Геологический разрез участка Цаган-Цаб по линии скв. 32 (ж.г.)—скв. 2

1 – конгломераты; 2 – гравелиты; 3 – аргиллиты; 4 – туфоаргиллиты; 5–10 – туфо-песчаники: 5 – серо-зеленые, грубозернистые, 6 – зелено-желтые, грубозернистые, 7 – светло- и зеленовато-серые полосчатые, средне- и тонкозернистые, 8 – серо-зеленые, полосчатые, грубозернистые, 9 – серо-зеленые, среднезернистые, содержащие округлые включения туфоалевролитов, 10 – линзы и малопротяженные пласты; 11 – туффиты с содержанием обломочного материала от 30 до 50%; 12–18 – туфы и туффиты с содержанием обломочного материала менее 30%: 12 – белые, шаровой и мелкоглыбовой отдельности, псефосаммитовые, псефитовые, 13 – зеленоватые до бирюзовых, плотные псаммитовые до псефосаммитовых, 14 – белые, серовато-белые, реже зеленоватые с характерным "струй-

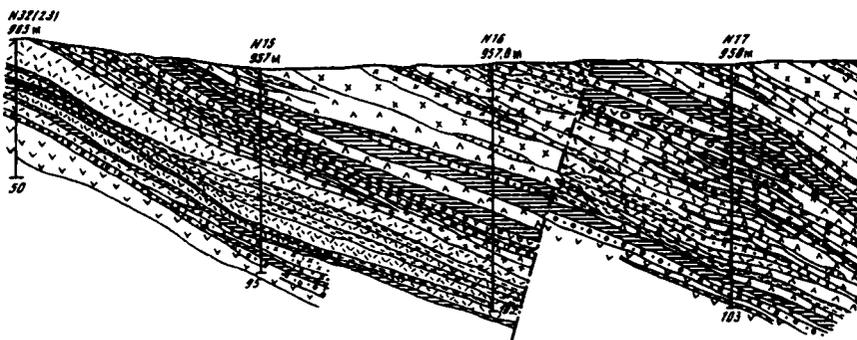
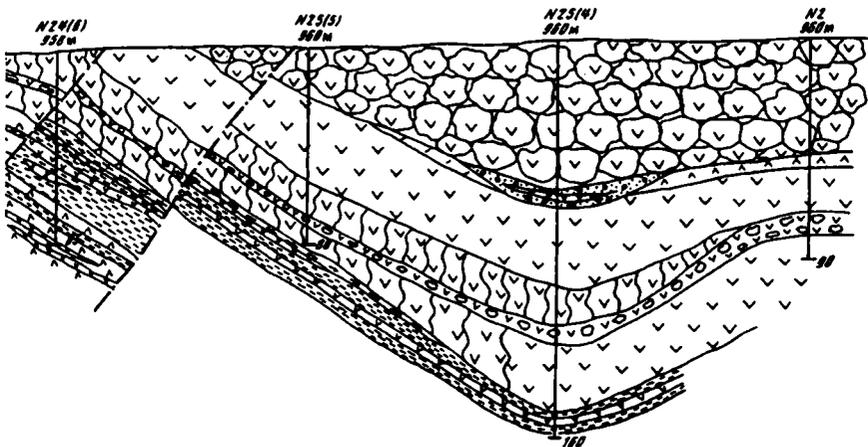
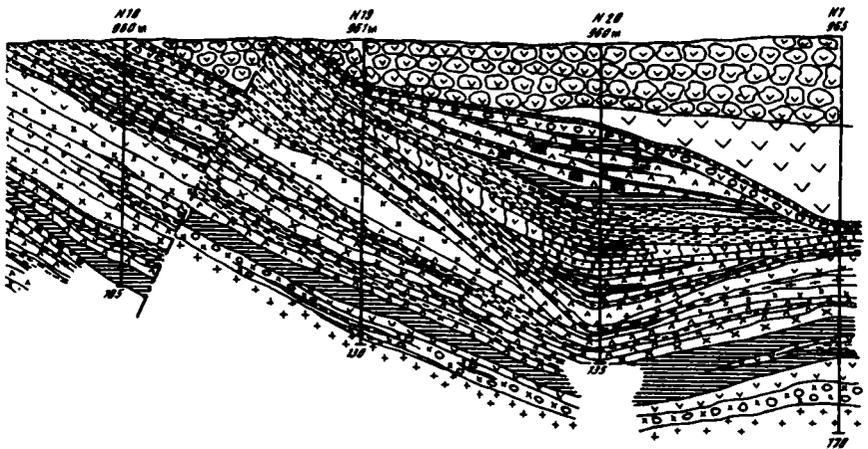


Рис. 12. Геологический разрез участка Цаган-Цаб по линии скв. 32(23)—скв. 1  
Условные обозначения см. на рис. 11



чатым" распределением биотита, псаммитовые, псефопсаммитовые, псефитовые, 15 – линзы и малопротяженные пласты, белые псаммитовые, реже псефопсаммитовые, 16 – белые, зеленовато-серые, псаммитовые до псефитовых, содержащие округлые пятна псаммитовых серо-зеленых туфов, туффитов, туфоаргиллитов, 17 – желтые, бело-желтые, псефитовые, реже псефопсаммитовые, биотитовые, 18 – желтые и белые псефитовые, содержащие включения псаммитовых туфов и туфоаргиллитов; 19 – номер скважины; 20 – гипсометрическая отметка поверхности; 21 – глубина забоя скважины, м; 22 – тектонические нарушения; 23 – границы между пластами



тов, туфоаргиллитов с незначительным количеством прослоев, собственно осадочного материала. В нижней и верхней частях разреза выделяются мощные (от 30 до 150 м) слои почти не перемытых пеплов. В каждом из слоев наблюдается ряд пластов, отличающихся мощностью, размером пепловых частиц, количеством осадочной составляющей и, по-видимому, характеризующих собой различные пеплопады двух разрозненных во времени эксплозий. В промежутке между ними эксплозивная деятельность не затухала полностью, однако ее интенсивность была значительно ниже. Источник пеплового материала находился, по всей видимости, в юг-юго-западной части участка, так как в осадках более северного профиля содержание пеплов ниже, и отдельные их прослои разделены более мощными туфогенно-осадочными слоями. Перед накоплением верхнего пеплового слоя (или одновременно с ним) территория довольно значительно прогибалась, что хорошо заметно по положению осадочных пластов и увеличению угла их падения в восточной части обоих профилей (см. рис. 11,12).

В отличие от пеплов осадочный материал привносился с север-северо-запада. Об этом свидетельствуют увеличение мощности туфогенно-осадочной толщи в северном направлении и выклинивание к югу ряда пластов.

Для центральной части разреза характерно незакономерное чередование туфопесчаников, туфоалевролитов и туфоаргиллитов при преобладании двух последних. Туфопесчаники по всей мощности толщи образуют несколько очень заметных пластов, которые были использованы при составлении разрезов в качестве маркирующих. Туфы и туффиты распределены в центральной части разреза линзовидно.

По различиям в литологическом, петрографическом и минеральном составе пород в разрезе участка можно выделить пять пачек, границы между которыми расплывчаты. Нечеткость границ обусловлена неравномерностью распределения в породах туфогенного материала. Наличие пепловых частиц стекла в осадочных породах и присутствие линз, раздувов, пятен, полос и других форм локализации туфов и туффитов в разрезе приводят к изменениям в соотношении вулканогенного и осадочного материала, нарушениям мощности и слоистости и не позволяют однозначно определить границы пачек.

В пределах пачек выделяется ряд слоев, подразделяющихся в свою очередь на пласты, отличающиеся по гранулометрии, количеству туфогенного материала, а иногда и по составу осадочной части. Эти различия, а также равномерность строения и состава в пределах протяженных единичных пластов свидетельствуют о смене условий осадконакопления, в том числе о возможном периодическом изменении глубины палеозера, перемене действующих водотоков и подводных течений. Это же подтверждают и характерные текстуры пород. Выделяются пласты с ярко выраженной слоистостью и слойчатостью в распределении основных породообразующих компонентов, часто наблюдаются знаки оползания и внедрения, что позволяет говорить о большой пластичности осадка во время его накопления, дальнейшей его подвижности и высоких темпах седиментации.

## Ниже приводится обобщенное описание разреза (снизу вверх):

П а ч к а 1. Переслаивание туффитов, туфоаргиллитов, туфоалевролитов с конгломератами, гравелитами, песчаниками, аргиллитами. Вскрыто скважинами на глубинах, м: 32 (ж.г.) – >30; 5(8) – >65; 32(23) – >30; 17 – >80. Мощность отдельных пластов от 0,1 до 3 м. Общая мощность пачки от 10 до 20 м.

Туффиты в нижней части пачки псефопсаммитовые, зеленовато-серые, самые нижние вскрытые скважинами пласты сильно дробленные, рыхлые, выше – более плотные, но содержащие многочисленные мелкие (до 1,5 см) обособленные включения туфоалевролитов, внедрившихся в еще пластичные туффиты. Туффиты кристалловитрокластические. Среди кластиков кварц, плагиоклаз, биотит (с некоторым преобладанием кварца). Встречаются литокласты трахитов. Пепловые частички стекла цеолитизированы, смектитизированы, реже карбонатизированы. Некоторые пласты туффитов (особенно нижние) смектитизированы более чем на 90%. В таких случаях от исходной породы остаются только реликты, разбросанные среди монтмориллонитовой массы, вследствие чего эти породы легко принять за глины.

В осадочных пластах обломочный материал хорошо окатан, представлен песчинками кварца и плагиоклаза, местами чешуйками биотита и обломков плагиоклазовых трахитов. Кроме того, в конгломератах и гравелитах присутствуют гальки интрузивных и метаморфических пород различного состава. Цемент поровый и соприкосновения, смектит-гидрослюдистый, с небольшим количеством карбоната или карбонатно-глинистый. В цементе осадочных пород отмечены гидроокислы марганца.

Цеолит срывается по пепловым частичкам стекла, присутствует только в туфогенных прослоях, где составляет от 5 до 50% объема породы.

П а ч к а 2. Переслаивание туфов, туффитов с туфоалевролитами и аргиллитами. Вскрыто скважинами на глубине, м: 32 (ж.г.) – 0–30; 5(8) – 45–65; 23 (7) – 82–105; 32(23) – 0–30; 15 – 42–82; 16 – 82–107; 17 – 60–80. Общая мощность пачки до 40 м. Мощность туфовых пластов от нескольких сантиметров до 25 м, туфоаргиллитов и аргиллитов – от нескольких миллиметров до 3 м. Количеством резко преобладают туфы и туффиты. Породы светло-желтые до желтых редко белые с характерной тонкоплитчатой текстурой, псефитовые, псефопсаммитовые, редко псаммитовые, кристалловитрокластические. Они содержат от 5 до 15% обломков кварца, плагиоклаза, биотита и эффузивов основного состава. Пепловые частички стекла цеолитизированы, смектитизированы. Общее содержание цеолитов 30–70%. Местами отмечается сильная наложенная карбонатизация.

Туфоаргиллиты и аргиллиты плотные, окрашенные в серый цвет различных оттенков часто слойчато-ленточной текстуры, содержат обильную фауну пресноводных организмов. Туфоаргиллиты и аргиллиты смектитовые, кристаллокласты представлены мелкими остроугольными обломками кварца, слюды, стекла, наблюдаются примазки органического вещества. Аргиллитовые пласты – бесцеолитовые, в туфоаргиллитах содержание цеолитов колеблется от первых до 45% в зависимости от количества стекла, входящего в состав породы.

П а ч к а 3. Переслаивание туфопесчаников, туффитов, туфоаргиллитов, аргиллитов. Присутствуют пласты и линзы туфов, мономощные пласты песчаников и гравелитов. Вскрыто скважинами на глубинах, м: 5(8) – 0–45; 23(7) – 0–82; 24(6) – глубже 24; 15 – 0–40; 16 – 0–80; 17 – 0–60; 18 – 15–105; 19 – 38–130; 20 – 120–135; 1 – 100–170. Общая мощность пачки до 100 м, мощность отдельных пластов от нескольких миллиметров до 20 м. Максимальную долю пород этой части разреза составляют туффиты, туфоаргиллиты и аргиллиты, пласты которых хорошо выдержаны по простираанию, но часто разбиты и пронизаны сетью трещин.

Туффиты серо-зеленые, преимущественно псефопсаммитовые, редко псаммитовые и псефитовые, кристалловитрокластические с обычным средним содержанием обломочной составляющей 30–45%. Часто наблюдается слабая или явная полосчатость в распределении обломочного материала – обедненные им участки (до туфов) чередуются с обогащенными (до туфоалевролитов). Кластивы в основном состоят из кварца, плагиоклаза и биотита, в подчиненном количестве присутствуют циркон, роговая обманка, обломки трахитов и кварцитов. Количество плагиоклаза и биотита довольно сильно колеблется в отдельных слоях. Пепловые частички стекла смектитизированы и цеолитизированы. Количество смектита возрастает в зонах тектонических нарушений, от чего порода приобретает более зеленый цвет. Среднее содержание цеолита в туффитах 35–40%.

Туфоаргиллиты плотные, серые, светло-серые, зеленовато-серые, слоистой текстуры. От описанных туффитов они отличаются меньшим размером составляющих их частиц, количественным преобладанием кластитов над стеклом, более интенсивной смектитизацией стекла. Как правило, туфоаргиллиты содержат большое количество захороненных растительных остатков и фауны. Содержание цеолитов в разных пластах составляет от 5 до 30% объема породы.

Аргиллиты серые до темно-серых, слоистой текстуры, тонкоплитчатой отдельности, встречаются плотные разности. Они глинисто-карбонатные с мелкими зернышками кварца и биотита, не содержат ни стекла, ни цеолита.

В этой части разреза отчетливо выделяются три мощных (до 10–15 м) протяженных пласта слоистых туфопесчаников, которые были выбраны как маркирующие при составлении разрезов.

По составу обломков песчаники близки между собой и с описанными в этой пачке туффитами. Они содержат кварц, плагиоклаз, биотит, в меньшем количестве калевый полевой шпат, роговую обманку, пироксен, сфен, обломки трахитов, кварцитов, редко эпидотизированных и серпентинизированных интрузивных пород. Обломки, как правило, сцементированы цеолитизированными и смектитизированными пепловыми частичками стекла, реже рудным и органическим веществом. Поровые пространства бывают заполнены цеолитами. Общее содержание цеолитов колеблется в разных участках туфопесчаников от 5 до 45%, составляя в среднем по пласту 30%. В отличие от туффитов содержание обломков в туфопесчаниках выше 50%. Между собой пласты отличаются размером зерен, цветом, характером слоистости и слойчатости.

Нижний пласт (см. рис. 11, 12, значок 5) зеленовато-серый мелкозернистый туфопесчаник, местами полосатый, с каплевидными (до 1,5 см в поперечнике) включениями более тонкого материала. Центральный пласт (см. рис. 11, 12, значок 6) более грубый, слоистый, зеленовато- или серовато-желтый. Его поверхностные выходы отчетливо видны в восточном борту долины, пересекающей центральную часть цеолитопроявления. Для этих выходов очень характерны оползневые текстуры, свидетельствующие о передвижении пластичного вулканогенно-осадочного материала при осадконакоплении. Верхний пласт (см. рис. 11, 12, значок 7) – светло-серый тонкозернистый песчаник с полосами и линзами в пределах пласта псаммитовых туффитов и туфов.

В центральной и южной частях участка – линия скважин 2–32 (ж.г.), и южнее эти три пласта являются основными туфопесчаниками породами описываемой пачки. При этом нижний пласт зеленовато-серого туфопесчаника залегает почти непосредственно (за исключением одного пласта туфоаргиллитов) на желтых туфах пачки 2. В северном направлении между этими типами пород отмечается мощное (до 40 м) переслаивание туффитов, туфопесчаников, туфоаргиллитов и аргиллитов. Такая фациальная неоднородность свидетельствует о неординарных условиях седиментации в пределах участка, в частности о возможном изменении положения береговой линии палеозера и углублении его в север-северо-западном направлении. Судя по большому количеству туфоаргиллитовых, туффитовых, туфопесчаных пластов в северо-западном направлении (см. рис. 11, 12), такое углубление северо-западной части палеозера существовало на протяжении всего времени накопления описываемой пачки пород. При этом увеличение мощности туфогенно-осадочных пластов, в частности маркирующих туфопесчаников, в северо-западном направлении свидетельствует о том, что именно с этой стороны поступал осадочный материал.

По всей мощности пачки, особенно в ее верхней части, наблюдаются маломощные линзы и пласты более тонкослоистых кварц-плагиоклазовых биотитовых туфов, наличие которых совместно с пепловым цементом осадочных пород свидетельствует о том, что на фоне осадочного процесса не затихала и вулканическая эксплозивная активность территории.

**П а ч к а 4.** Переслаивание аргиллитов, туфоаргиллитов, туфов и туффитов. Наблюдается в восточной части участка в зоне резкого прогибания. Вскрыто скважинами на глубинах, м: 1 – 82–100; 20 – 40–120; 19 – 23–38; 18 – 3–15. В южном направлении (см. рис. 11, 12) пласты аргиллитов и туфоаргиллитов практически выклиниваются, мощность туфов и туффитов увеличивается, отдельные пласты их сливаются, и породы пачки становятся исключительно туфогенными. Это наблюдается в скважинах на глубинах, м: 2 – глубже 80; 26(4) – 125–155; 25(5) – глубже 75; 24(6) – 20–24.

Аргиллиты серые, серо-зеленые, тонкоплитчатые или тонкослоистые смектит-карбонатные, бесцеолитовые. Слоистость часто обусловлена чередованием карбонатных и

глинистых полос, мощность которых обычно не превышает нескольких миллиметров. Иногда карбонатные участки по мощности подчинены смектитовым, но в то же время в самих смектитовых полосах отмечается повышенная карбонатность.

Туфоаргиллиты менее характерны. Стекло в них полностью карбонатизировано, и цеолиты в незначительном количестве наблюдаются только в поровых пространствах.

Туфы и туффиты – белые, зеленоватые, псефопсаммитовые до псефитовых с содержанием обломочной компоненты 30–45% объема породы. Среди кластитов – кварц, плагиоклаз, биотит (содержание его в отдельных прослоях сильно колеблется), роговая обманка. Много (примерно 1/3 общего количества) обломков кварцевых порфиров и трахитов. Пепловые частички стекла, цементирующие обломки, цеолитизированы и очень сильно смектитизированы. Характерны слоистые пласти с тонким переслаиванием участков, обогащенных или обедненных обломочным материалом. Местами наблюдаются пятна с максимальным (до туфопесчаника) содержанием обломков. Слоистость подчеркивается слойчатостью в распределении всех компонентов, особенно это относится к биотиту. Отмечаются текстуры оползания. Среди вторичных минералов, помимо цеолита и карбоната, в туфах и туффитах часто наблюдаются выделения пирита, размер друз кристаллов которого может достигать 2 см. Встречается селадонит. Как правило, очень сильно (до хлорита?) изменен биотит. Смектитизация ограничена. Общее количество цеолита в туффитах порядка 40% объема породы. В туфовых оно может повышаться до 60% и более.

Широкое развитие в пределах пачки пелитовых (иловых?) осадков, содержащих значительное количество растительных остатков, интенсивная наложенная карбонатизация, присутствие пирита и селадонита свидетельствуют об изменившихся в зоне прогибания по сравнению с нижней частью разреза условиях осадконакопления.

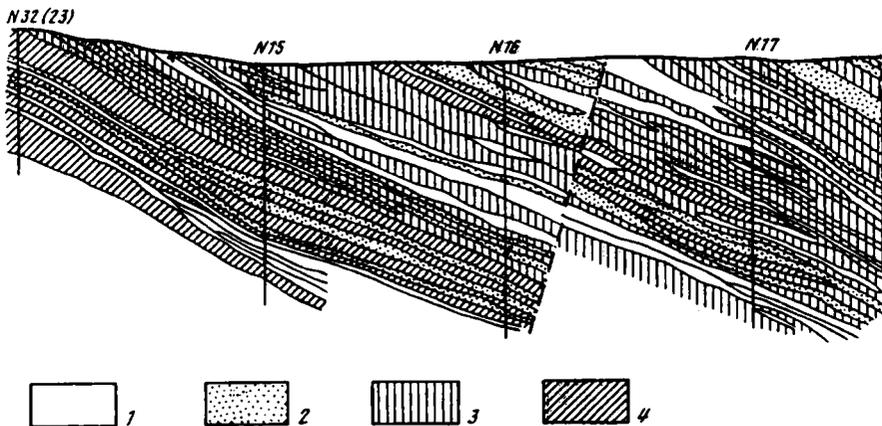
Палеозеро в это время, вероятно, превратилось в неглубокий бассейн с илистым дном и высоким содержанием органического вещества. В этих условиях солевой состав воды мог быть более насыщенным. Последующее быстрое захоронение илистых осадков под мощной толщей лежащих выше пеплов могло способствовать не только повышению минерализации поровых растворов, но и увеличению их температуры. Это привело к более интенсивным диагенетическим процессам, проявившимся в этой части разреза и выразившимся в массовом образовании кальцита и в интенсивном замещении биотита. Условия аутигенного минералообразования, по-видимому, были восстановительными, о чем свидетельствует присутствие пирита во всех типах осадков. Изменения условий повлияли и на характер цеолитизации. В этой части разреза в поровых пространствах туфов наряду с клинофиллолитом отмечается феррьерит, для образования которого нужны повышенные концентрации магния.

П а ч к а 5. Слоистая пачка туфов, туффитов и туфопесчаников. Вскрыта скважинами на глубинах, м: 1 – 1–82; 20 – 0–40; 19 – 0–23; 2 – 0–80; 18 – 0–3; 26(4) – 0–125; 25(5) – 0–75; 24(6) – 0–24. Мощность отдельных пластов, отличающихся по гранулометрическому составу и количественным соотношениям обломочного и туфогенного материала, колеблется от нескольких миллиметров до нескольких метров. Фациальная изменчивость пластов, постепенные переходы между ними, линзовидные включения, обогащенные туфогенным материалом, интенсивные поздние изменения (цеолитизация, карбонатизация, окремнение и т.п.) приводят к значительным трудностям в разграничении литологических типов пород данной пачки. Поэтому ниже дано описание только наиболее четко выделяемых разностей.

В нижней части пачки отмечен пласт зеленовато-серого туфопесчаника, к югу фациально переходящего в псефитовый туффит, содержащий пятна, линзы и вкрапленники более тонкого псаммитового туффита или туфоаргиллита. Размер вкрапленников 1–1,5 см, редко до 3 см. Такие структуры обычно образуются при захвате быстро накапливающимся пластичным осадком ранее отложившихся пород.

Выше залегают белые псефитовые, псефопсаммитовые биотитовые туффиты, тонкослоистые, содержащие 30–40% обломочной компоненты. Слоистость подчеркнута слойчатостью в распределении биотитта. Наблюдается тонкое смятие слоев, характерное для процессов оползания пластичного осадка. Это смятие приводит к своеобразному "перистому" рисунку в распределении биотита, проявляющемуся в кернах.

В центральной части пачки выделяется пласт псефопсаммитового плотного с глыбовой отдельностью туффита, окрашенного в различные оттенки зеленого цвета. Характерны бирюзовые и голубые оттенки. В пределах пласта отмечаются переходы окрашенных туф-



**Рис. 13.** Схема цеолитонности по разрезу участка Цаган-Цаб по линии скв. 32(23)–скв. 1. Содержание цеолитов (в процентах от общего объема пород): 1 – 0–10; 2 – 10–40; 3 – 40–60, 4 – > 60

фитов в белые. Такие изменения окраски вызваны неравномерным распределением в породе вторичного селадонита и, вероятно, примесью рассеянного железа. О высоком содержании железа свидетельствует присутствие в этих туфах значительного количества пирита.

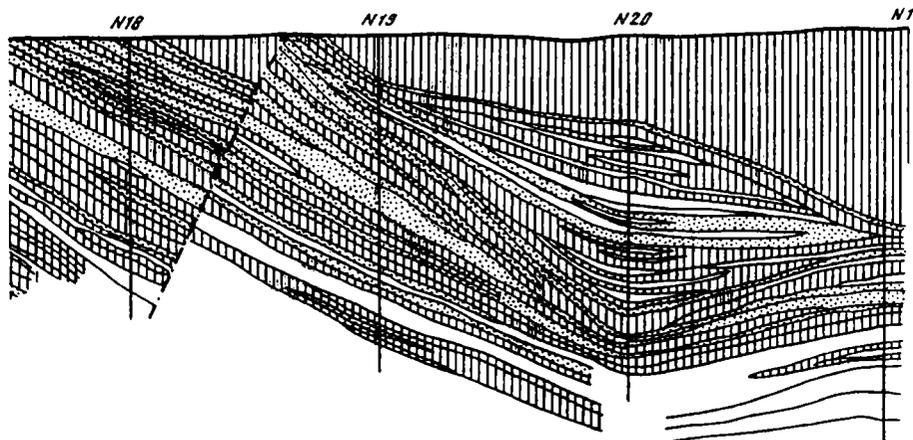
**П а ч к а 6.** Венчает пласт (и разрез в целом) слоистое чередование белых и зеленовато-серых туфов, туффитов и туфопесчаников плотной текстуры, осложненной местами шаровой отдельностью. Шаровая отдельность характерна для разновидностей пород, содержащих максимальное количество пирокластического материала. Можно предполагать, что пеплы здесь претерпели минимальный перенос и непосредственно после извержения попадали в воду, что и обусловило образование шаровой отдельности. По минеральному составу все перечисленные типы пород сходны. Туфы и туффиты витрокластические. Содержание обломочного материала 5–10 до 20, редко до 40%. Состав кластитов: кварц, плагиоклаз, биотит, иногда встречаются циркон, апатит, сфен.

В туфопесчаниках содержание осадочной составляющей 50–60%. Обломочный материал представлен слабоокатанными обломками кварца, кварцевой основной массы эффузивов, халцедона, плагиоклаза, калиевого полевого шпата, реже биотита, пироксена, эпидота, обломков трахитов. В верхних частях разреза туфопесчаники пронизаны сетью поздних трещин, ориентированных вкрест простирания слоистости, интенсивно ожелезнены и содержат гидроксиды марганца. Поздние трещины заполнены кварцем и гидроксидами марганца.

Содержание цеолита в породах пачки зависит от исходного количества в них пепловых частиц стекла и колеблется от 20 до 80%, достигая максимума в отдельных участках витрокластических туфов.

При описании верхней пачки следует отметить, что в скв. 26(4) на глубине около 60–70 м встречены участки керна, обогащенные галькой конгломерата. Не исключено, что наличие галек можно объяснить оползевыми явлениями в момент осадконакопления, а, возможно, и изменением условий в существовании региона, выразившихся в активизации тектономагматических процессов на границе юры и мела. В пользу этого может свидетельствовать то, что примерно на этом же уровне в других скважинах (2, 25(5), 20 и др.) прослеживается маломощный пласт псаммитового туффита, содержащего многочисленные осадки фауны, характерной, по данным Д. Бадамгарав, для шинхудукской свиты нижнего мела.

В заключении описания разреза участка Цаган-Цаб отметим, что все изученные типы пород, за исключением маломощных прослоев конгломератов, гравелитов, песчаников и аргиллитов, цеолитоносны. Содержание цеолитов, в разных пластах колеблется от 3–10 до 80% в зависимости от количества в породе пирокластов кислого стекла (см. рис. 11; рис. 13).



Наиболее цеолитоносны верхние (восточные) пласты белых и зеленых туфов и туффитов с глыбовой и шаровой отдельностью и нижние (западные) желтые туфы с плитчатой отдельностью. К сожалению, цеолитоносность одних и тех же пластов уменьшается в зависимости от глубины их погружения. По сравнению с поверхностным разрезом туфы и туффиты, поднятые с глубины, интенсивнее смектитизированы и карбонатизированы, это приводит к значительному понижению содержания цеолитов (от 60–80 до 30–50%). Это обстоятельство вполне понятно, если учесть, что с увеличением глубины погружения осадка увеличивается и изменяется степень его постседиментационной переработки. Тем не менее весь описанный разрез промышленно-перспективен и может использоваться как цеолитовое сырье.

**Участок Тушлег.** Расположен в 12 км в юго-востоку от аймачного центра вблизи железной дороги, соединяющей Сайн-Шанд и Дзун-Баян (см. рис. 10). Цеолитопроявление приурочено к отложениям верхнецаганцабской и шинхудукской свит, огибающим по периферии Тушилгинский массив, центральная часть которого представляет собой вулканические постройки, сложенные лавами верхнецаганцабских базальтов. Учитывая сходство эффузивной части разреза с таковой участка Цаган-Цаб, остановимся на характеристике цеолитоносных пород верхнецаганцабской и шинхудукской свит.

Осадконакопление в палеобассейне Тушлег в это время отличается от описанного на Цаган-Цабе лишь более высоким содержанием в разрезе кластогенного осадочного материала. Как и в предыдущем случае, нижняя и верхняя части разреза содержат грубый материал – конгломераты, гравелиты, песчаники, переслаивающиеся с туффитами. Центральная часть разреза – это слоистая толща мелко- и тонкозернистых осадочных, туфогенно-осадочных, осадочно-туфогенных пород. По литолого-петрографическим, минералогическим, гранулометрическим и другим признакам поро-

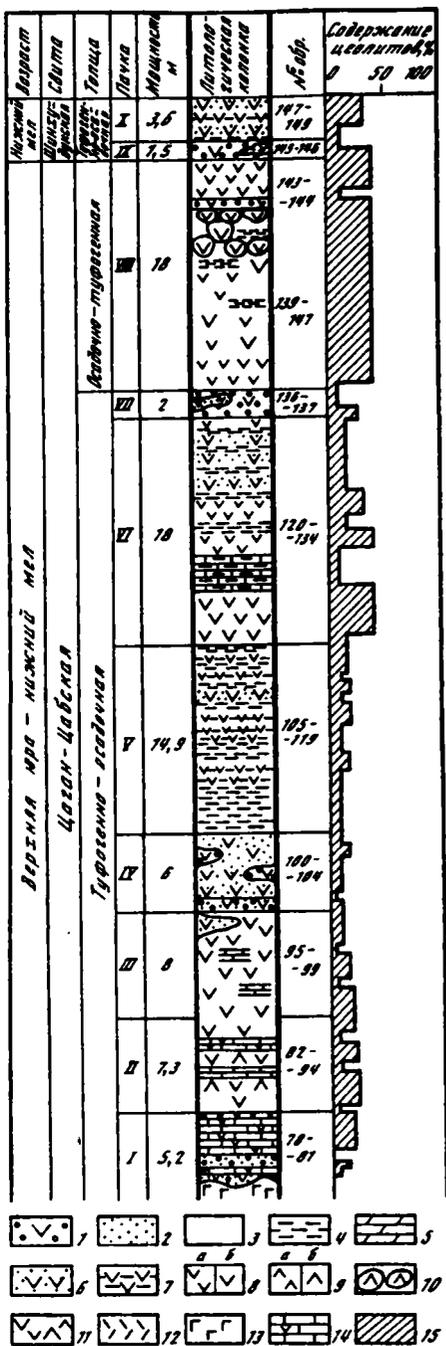


Рис. 14. Литограмма естественных выходов отложений участка Восточный Тушлег

1 - туфоконгломераты; 2 - гравелиты; 3 - песчаники; 4 - аргиллиты; 5 - мергели; 6 - туфопесчаники; 7 - туфоалевролиты; 8-11 - туффиты витрокластические; 8 - псефитовые, плитчатой отдельности, 9 - псаммитовые ((а, б - содержание кластитов: а - 5-25% (согласно рекомендациям подкомиссии Международного союза геологических наук (IUGS) [53] эти породы можно называть туфами), б - 25-50%)), 10 - с шаровой отдельностью, 11 - с переменным количеством кластогенного материала, различной гранулометри; 12 - туфы витрокластические; 13 - базальты; 14 - поздняя карбонатизация по различным породам; 15 - содержание цеолитов (в процентах от общего объема породы)

ды подразделяются на ряд пачек, границы между которыми достаточно условны (рис. 14).

Краткое описание пород по пачкам (снизу вверх) приводится ниже.

**Пачка 1.** Крупногалечный конгломерат с линзами и прослоями туффитов. Мощность пачки 5,2 м. Гальки конгломерата плохо окатаны, представлены обломками интрузивных и метаморфических пород, сцементированы карбонатом. Туффит витрокластический, состоит из пелловых частичек кислого стекла, плохо окатанных зерен кварца, плагиоклаза и редких обломков плагиоклазовых трахитов. Стекло туффита цеолитизировано. Общее содержание цеолита около 10% объема породы. Породы трещиноваты. Широко разветвленная сеть поздних трещин заполнена кальцитом. Поздняя карбонатизация захватывает и цеолитизированный ранее туффит, замещая его местами до 90%.

**Пачка 2.** Переслаивание светло-зеленых и светло-серых карбонатизированных туффитов с тонкими (до 10 см) прослоями глин и туфопесчаников (до 20 см). Общая мощность пачки 7,3 м. Кластогенная составляющая туффитов (до 40-50% объема породы) представлена плохо оката-

ными кварцем, плагиоклазом, обломками плагиоклазовых трахитов и гранитных пород. Интерстиции между кластитами заполнены пепловыми частичками цеолитизированного, смектитизированного и гидрослюдизированного стекла. Среднее содержание цеолита около 15% объема породы. Карбонатизация туффита является поздним процессом. Кальцит и в редких случаях доломит развиваются по всем компонентам породы, включая цеолиты.

**П а ч к а 3.** Туффит шаровой текстуры с редкими прослоями плотных туффитов (мощностью до 10 см), туфоагравелитов (до 30 см) и туфопесчаников (до 20 см). Общая мощность пачки 8 м. Серовато-белый туффит с шаровой отдельностью представляет собой отдельные туффитовые шары, сцементированные дресвой витрокластического туфа. Размеры шаров от 3 до 50 см в диаметре, преобладают шары 15–25 см. Внешняя зона шаров рыхлая, скорлуповатая, внутренняя – плотная. Туффит витрокластический с кварцем, плагиоклазом, биотитом и обломками эффузивных и интрузивных пород. Общее содержание кластитов порядка 40% объема породы. Стекло пепловой составляющей цеолитизировано. Породы подвержены поздней карбонатизации, которая особенно сильно проявилась во внешних частях шаров и в межшаровой дресве.

**П а ч к а 4.** Крупногалечный конгломерат с прослоями кварц-плагиоклазовых песчаников и псефитовых витрокластических туффитов, содержащих кварц и плагиоклаз до 40% объема породы. Мощность пачки 6 м, отдельных прослоев – до 1 м. В туффите отмечены желваки, выполненные опалом и халцедоном. Стекло туффита цеолитизировано и смектитизировано.

**П а ч к а 5.** Переслаивание серовато-зеленых туфоалевролитов и голубовато-серых аргиллитов. Встречаются прослои туфопесчаников. Мощность пачки 14,9 м, отдельных прослоев аргиллитов – 0,8–2,5 м, туфоалевролитов – 1,2–1,7 м, туфопесчаников – 0,2–0,5 м. Туфоалевролиты и туфопесчаники содержат 50–60% обломочной составляющей, представленной кварцем, плагиоклазом и реже обломками плагиоклазовых трахитов, иногда встречаются биотит и эпидот. Межзерновые пространства заполнены реликтами рогульчатых частичек вулканического стекла, перекристаллизованных в смектит-цеолитовый агрегат. Аргиллит смектит-гидрослюдистый с характерной плитчатой отдельностью. Частички слюды ориентированы, что придает аргиллиту слоистость. Породы пачки интенсивно карбонатизированы.

**П а ч к а 6.** Переслаивание серовато-зеленых туффитов, голубовато-зеленых аргиллитов и буро-серых или серо-зеленых туфопесчаников. Мощность пачки 18 м, отдельных прослоев туффитов и туфопесчаников – 1,0–3,0 м, аргиллитов – 1,0–5,0 м. Туффит витрокластический, состоит из рогульчатых пепловых частиц кислого стекла, среди которых заключены отдельные обломки кварца, плагиоклаза, биотита, реже роговой обманки и плагиоклазовых трахитов. Содержание кластитов колеблется от 15 до 35%. Обломки стекла смектитизированы и цеолитизированы. Содержание цеолитов 10–30% объема породы. Туфопесчаник граувакковый, большинство зерен хорошо окатано. Цемент поровый, местами базальный. Состав цемента – смектитизированные и цеолитизированные реликты обломков стекла. Содержание цеолитов 1–20%. Аргиллит смектит-карбонатный, иногда гидрослюдистый, слоистый.

**П а ч к а 7.** Конгломерат разногалечный с отдельными прослоями и линзами туффитов, туфоалевролитов и туфопесчаников. Мощность пачки 2 м. Размер галек 1–14 см. Преобладает среднезернистая (6 см) хорошо окатанная галька. Состав галек, %: гранит – 85, основные эффузивы – 10, метаморфические породы – 5. Цемент туффитовый. Пепловые частички стекла в туффите лейкоксенизированы. Присутствие этой редкой гидрослюды придает всему пласти зеленовато-синюю окраску.

**П а ч к а 8.** Туффит шаровидной отдельности с тонкими (до 0,3 м) прослоями и линзами аргиллитов и одним прослоем конгломерата мощностью 0,3 м. Общая мощность пачки 18 м.

Туффит витрокластический с содержанием обломочной составляющей от 15 до 40%, в верхних частях пачки это количество увеличивается до 50%. В связи с этим цвет туффита изменяется снизу вверх от белого до серовато-зеленого. Обломочная часть туффита представлена слабоокатанными кварцем, плагиоклазом, реже роговой обманкой. Отмечены единичные зерна циркона. Интерстиции между кластитами заполнены реликтами рогульчатых пепловых частиц стекла, замещенных смектит-цеолитовым агрегатом. Общее содержание цеолита в туффите колеблется от 30 до 60%.

Аргиллиты смектит-гидрослюдистые. Конгломерат разногалечный, размер гальки 3–18 см, преобладают гальки размером 8 см. Окатанность слабая. Состав, %: гранит – 80,

основные породы – 17, осадочные породы – 3. Гальки сцементированы туфогравелитом и туфопесчаником. Содержание цеолита в цементе не более 5%.

Верхние туфогенно-осадочные отложения содержат фауну шинхудукского возраста.

П а ч к а 9. Конгломерат. Мощность пачки 1,5 м. Галька конгломерата плохо окатана, иногда щебенчатая, ее размер до 25 см, в среднем 10 см. Состав, %: гранит – 70, основные эффузивы – 20, метаморфические породы – 6, кремнистые – 4. Цемент песчано-гравийный с участками туффитового. Стекло туффитов изменено с образованием зеленовато-синего лейкофиллита.

П а ч к а 10. Туфопесчаник с прослоями туффитов и аргиллитов. Мощность пачки 3,6 м, отдельных прослоев – 0,3–0,8 м. Туфопесчаник граувакковый (кварц, плагиоклаз, биотит, обломки плагиоклазовых трахитов, метаморфических и интрузивных пород, широкий набор аксессуаров, таких, как турмалин, апатит, эпидот, роговая обманка). Цемент порово-базальный смектит-цеолитовый. Последние два минерала сформировались при разложении пепловых частиц кислого стекла. Содержание цеолита 5–30%. Туффиты имеют псаммитовую размерность и состоят из остроугольных неправильной формы пепловых частиц измененного стекла, среди которых расположены слабоокатанные обломки кварца, реже плагиоклаза. Содержание последних составляет примерно 40% объема породы. Стекло смектитизировано и цеолитизировано. Содержание цеолитов до 10%. Аргиллиты смектит-гидрослюдистые.

Как и на участке Цаган-Цаб, максимальное количество цеолитов приурочено к туффитовым частям разреза (см. рис. 14) и достигает в них 30–60%. Осадочно-туфогенные разности содержат от 5 до 25% цеолитов.

Участок Ургэн. Богатый цеолитоносный участок площадью 1,25 × 0,9 км и мощностью разреза до 250 м обнаружен и разбурен сотрудниками цеолитового отряда Чойрской геологоразведочной экспедиции МГ Монголии на территории поселка Ургэн. Схема расположения разведочных скважин, пробуренных к концу лета 1988 г., любезно предоставленная нам старшим геологом партии N1 Туртогтохом, представлена на рис. 15. Если проанализировать глубины выходов отложений цаганцабской свиты (разница цифр в знаменателях дробей на рис. 15), то

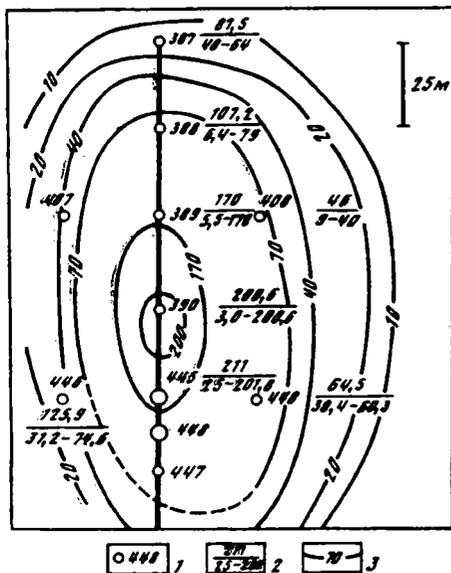


Рис. 15. Схема расположения разведочных скважин на участке Ургэн

1 – номер скважины; 2 – в числителе – глубина забоя скважины, м, в знаменателе – интервал глубин выхода пород цаганцабской свиты, м; 3 – изопахиты цеолитоносных отложений цаганцабской свиты, м

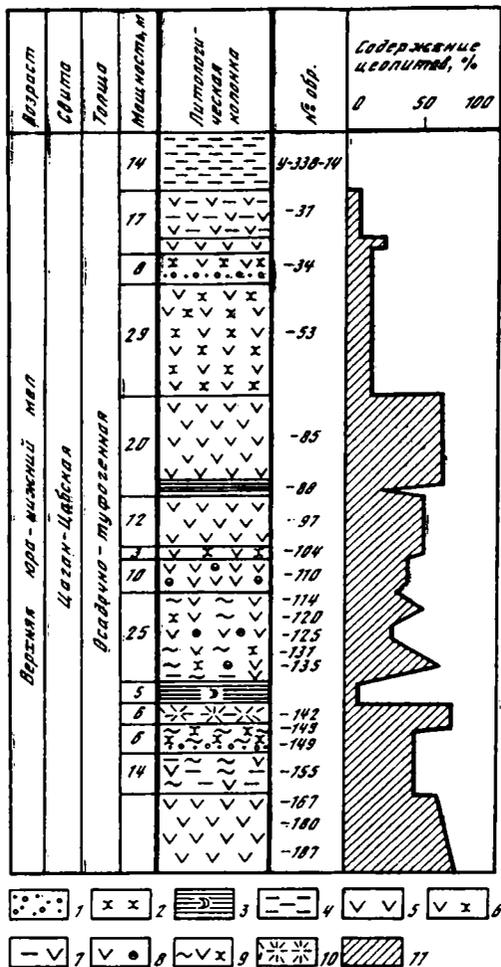


Рис. 16. Литограмма отложений, вскрытых скв. 390 на участке Ургэн

1 – конгломераты и туфоконгломераты; 2 – туфопесчаники; 3 – темно-серый тонко-слоистый туфоаргиллит с фауной; 4 – красноцветные слабоуплотненные аргиллиты и алевролиты; 5 – туффиты светло-серые, плотные; 6 – тонкое переслаивание туффитов и туфопесчаников; 7 – туфоаргиллиты; 8 – туффиты с пятнистыми включениями туфоаргиллитов; 9 – туффиты и туфопесчаники с повышенным содержанием биотита; 10 – туфы ярко-белые, псаммитовые; 11 – содержание цеолитов (в процентах от общего объема породы)

становится ясно, что наибольшая мощность (до 200 м) наблюдается в скв. 389, 390, 445, расположенных в центральной части месторождения. В краевых скважинах мощность цаганцабских пород уменьшается до первых десятков метров и постепенно сходит на нет, т.е. разведочные скважины практически околитурили палеозеро, в котором, как в чаше, накапливался и перерабатывался пелловый материал. Предполагаемые берега и ложе

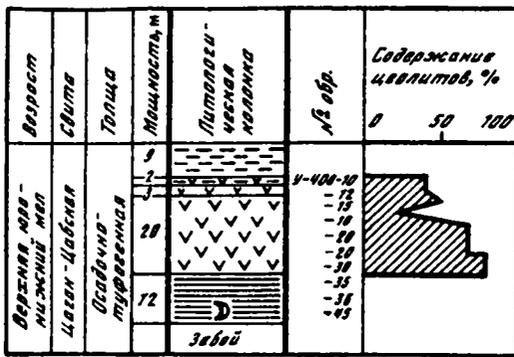


Рис. 17. Литограмма отложений, вскрытых скв. 408 на участке Ургэн  
Условные обозначения см. на рис. 16

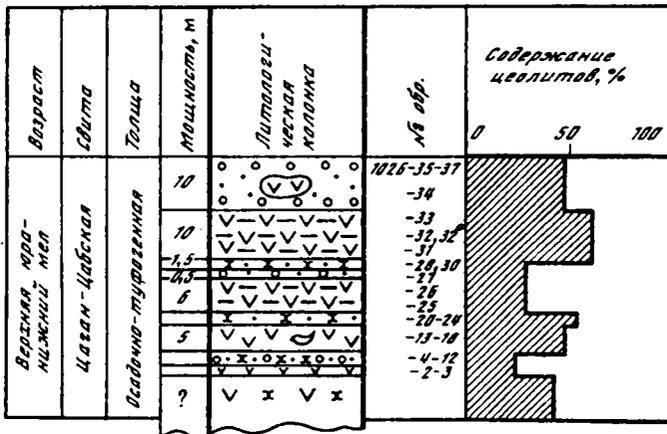


Рис. 18. Литограмма естественных выходов отложений участка Ургэн (40-й км)  
Условные обозначения см. на рис. 16

палеоозера определяются выходами неизмененного нецементированного пепла, состоящего преимущественно из вулканического стекла, быстро захороненного и не претерпевшего преобразований (скв. 407, 447, 448 и др.).

Керновый материал детально изучили и опробовали сотрудники Чойрской партии. Они выделили три наиболее продуктивных горизонта с содержанием цеолита (клиноптилолита) 70–90%, самый богатый горизонт расположен в 3 м от дневной поверхности. Не повторяя их результатов, приводим два разреза, сделанных нами по керну скв. 390, расположенной в центральной части, и скв. 408 – на периферии месторождения (рис. 16, 17). Как видно из рисунков, строение Ургэнского месторождения очень напоминает таковое, описанное для участка Цаган-Цаб, но с еще меньшей до-

лей осадочных пород в разрезе. Цеолит замещает стекло в туфах, туффитах и других туфогенных породах, иногда развивается в поровых пространствах и в цементе туфопесчаников. Его количество колеблется от 10 до 80%. Туффиты ярко-белые, чаще всего псефопсаммитовые или псаммитовые кристалловитро- или литокристалловитрокластические. В обломках кварца, плагиоклаза, биотит, халцедон, циркон, апатит, рудный минерал, кварцевые порфиры, трахиты. Среди вторичных минералов, кроме клиноптилолита, отмечаются опал, халцедон, кальцит и гипс. Иногда встречаются глобулы селадонита.

Высокое содержание цеолитов и очень удобное географическое положение делают участок Ургэн чрезвычайно перспективным для первоочередной разработки и добычи цеолитового сырья.

Поверхностные выходы цеолитизированных пород цаганцабской свиты прослеживаются и за пределами сомона Ургэн вдоль железнодорожной линии, ведущей в Сайн-Шанд. Из этих выходов наиболее значительные расположены вблизи 40- и 47- км от Сайн-Шанда. По-видимому, исходные туфы здесь являются результатом тех же эксплозивных выбросов, что и туфы, вскрытые непосредственно на Ургэне.

**Участок урочища Хонгил-Цаб (вблизи 47-го километра).** Поверхностный выход цеолитизированных пород имеет довольно значительную площадь, но небольшую мощность (около 40 м). Содержание цеолитов здесь колеблется от 10 до 60% (рис. 18). В районе 40-км общая мощность разреза около 25 м (рис. 19). В разрезе выделяются две толщи: нижняя туфогенно-осадочная и верхняя – осадочная. Возраст нижней толщи цаганцабский, верхней – не ясен.

В нижней части разреза на базальтах несогласно залегает маломощная пачка конгломератов, которую перекрывает 0,5-метровый прослой слабууплотненного туфа (тефры), который не претерпел заметных изменений с момента отложения. Туф витрокластический, кроме стекла содержит до 10% объема породы остроугольных кристаллокластов кварца, лейст слюды (тип 1М биотит-флогопитового ряда) и меньше альбита. Средняя часть разреза – 10-метровая пачка переслаивания слоев туффитов, отличающихся по гранулометрии, содержанию и составу осадочной компоненты. Мощность отдельных прослоев от нескольких сантиметров до 0,5 м. Порода смектитизирована и гидрослюдизирована до 50%. Цеолита очень мало (только в поровых пространствах) в них же иногда отмечен хлорит. В верхней части разреза – 15-метровое переслаивание в разной степени уплотненных песчаников, гравелитов и конгломератов. Цемент в них смектит-гидрослюдистый, развивающийся, вероятно, по исходному стеклу туффита, заполняющего межзерновые пустоты. Цеолит в этих породах не отмечен.

Несмотря на малое содержание цеолитов, этот разрез представляется важным из-за того, что здесь отобраны образцы неизменной тефры, состав которой свидетельствует о том исходном материале, по которому формировались цеолитолиты района. Среднее из двух анализов (табл. 4) содержание компонентов в тефре составляет (в вес. %):  $\text{SiO}_2$  – 68,67;  $\text{TiO}_2$  – 0,27;  $\text{Al}_2\text{O}_3$  – 13,18;  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  – 1,56;  $\text{FeO}$  – 0,21;  $\text{MnO}$  – 0,07;  $\text{CaO}$  – 1,63;  $\text{MgO}$  – 0,63;  $\text{Na}_2\text{O}$  – 2,17;  $\text{K}_2\text{O}$  – 3,98;  $\text{H}_2\text{O}$  – 6,44;  $\text{SO}_3$  – 0,02;  $\text{F}$  – 0,23;  $\text{CO}_2$  – 0,01, т.е. цеолитолиты образовались по кислому пеплу с суммарным содержанием щелочей более 6% и преобладанием среди последних калия.

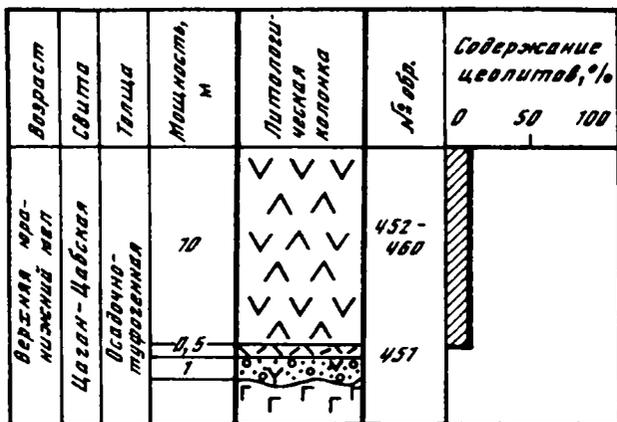


Рис. 19. Литограмма естественных выходов отложений участка Хонгил-Цаб  
Условные обозначения см. на рис. 16

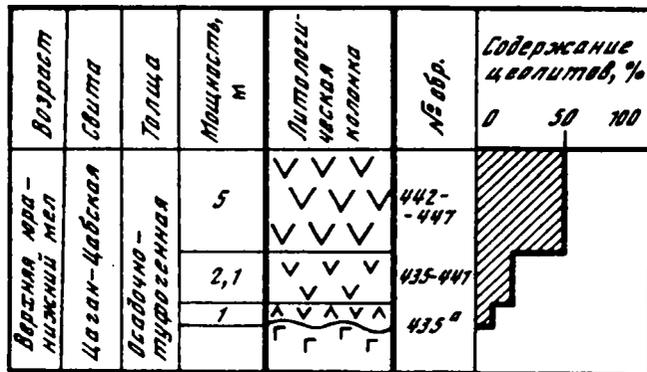


Рис. 20. Литограмма поверхностных отложений участка Баян-Мунх  
Условные обозначения см. на рис. 14

**Участок Баян-Мунх.** Этот разрез расположен юго-восточнее сомона Дэлгэрэх вблизи заставы Баян-Мунх. Слои белых, желто-белых цеолитовых туфов и туффитов, полого (под углом около 5°) падающих на северо-восток, образуют плато, возвышающееся в рельефе на 12–15 м и имеющее площадь около 1 км<sup>2</sup>.

В нижней части разреза (рис. 20) на базальтах несогласно залегает пласт полосчатого псефосаммитового витрокластического туфа мощностью 1 м. Кластиты – остроугольные обломки кварца, плагиоклаза, реже лейсты биотита – слабоцементированы рогольчатými обломками стекла. Содержание кластитов 10–15% объема породы. Туф не изменен.

Центральная часть разреза состоит из двух пластов псефитового витрокластического туффита, отличающихся по составу кластитов и степени позднего преобразо-

Таблица 4

Химический состав пород участка Ургэн (40-й км), вес. %

| Компонент                       | Цеолитолиты |       |         |         | Тсфра |       |
|---------------------------------|-------------|-------|---------|---------|-------|-------|
|                                 | 452         | 455   | 457     | 459     | 451   | 451а  |
| SiO <sub>2</sub>                | 67,00       | 70,16 | 61,42   | 65,10   | 68,58 | 68,76 |
| TiO <sub>2</sub>                | 0,36        | 0,28  | 0,58    | 0,66    | 0,24  | 0,30  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>  | 14,33       | 11,66 | 15,50   | 15,03   | 12,80 | 13,56 |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>  | 2,72        | 3,55  | 2,53    | 2,92    | 2,27  | 0,86  |
| FeO                             | 0,05        | 0,06  | 0,12    | 0,12    | 0,26  | 0,16  |
| MnO                             | 0,04        | 0,05  | 0,08    | 0,00    | 0,06  | 0,08  |
| CaO                             | 1,77        | 2,10  | 2,26    | 1,24    | 2,01  | 1,25  |
| MgO                             | 1,62        | 1,12  | 2,08    | 1,30    | 0,77  | 0,50  |
| Na <sub>2</sub> O               | 2,46        | 2,87  | 3,00    | 2,80    | 1,27  | 3,07  |
| K <sub>2</sub> O                | 2,22        | 2,65  | 2,54    | 2,90    | 4,40  | 3,57  |
| H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>   | —           | —     | —       | —       | 5,89  | —     |
| H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>   | —           | —     | —       | 6,61    | 0,92  | —     |
| П.п.п.                          | 6,90        | 4,88  | 9,45    | 0,06    | —     | 6,08  |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>   | 0,12        | 0,14  | 0,11    | He отр. | 0,04  | 0,15  |
| Сумма                           | 99,59       | 99,50 | 99,70   | 98,11   | 99,51 | 99,53 |
| SO <sub>3</sub>                 | 0,11        | 0,07  | 0,90    | He отр. | —     | 0,02  |
| F                               | 0,18        | 0,04  | He отр. | "       | —     | 0,23  |
| CO <sub>2</sub>                 | 0,01        | 0,15  | 0,22    | 0,38    | 0,00  | 0,11  |
| H <sub>2</sub> O <sub>общ</sub> | 5,19        | 3,50  | He отр. | 6,61    | —     | 1,27  |

вания. Нижний пласт мощностью 2,5 м – псефитовый витрокластический кварцевый туффит с редким биотитом, практически без плагиоклаза. Общее количество кристаллокластов 15–30%. Стекло двух типов: преобладают остроугольные обломки, менее распространены пемзовидные зерна волокнисто-пористого строения. Угловатые зерна слабоцеолитизированные. Пемзовидные включения изменены почти полностью, но в основном с образованием смектита. Общее содержание цеолита 15–50%, смектита – около 30%. Второй пласт мощностью 5 м, представлен псефитовым туффитом, с содержанием кластогенной составляющей 30–40%. Среди кластитов кварц, плагиоклаз, биотит, причем количество последнего достигает 5%. Стекло цеолитизировано, реже смектитизировано. Общее содержание цеолита (клиноптилолита) в пласте достигает 55%.

**В е н ч а е т** разрез малоомощная пачка аркозовых песчаников, бесцеолитовых со смектит-гидрослюдистым цементом заполнения.

Заканчивая описание цеолитопроявлений, расположенных к юго-востоку от аймачного центра Сайн-Шанд, отметим, что выходы пепловых туфов и туффитов также отмечены нами в нескольких километрах к северу и югу от сомона Их-Хет, однако витрокластика в них затушевана смешанослойным минералом, образовавшимся, вероятно, уже после цеолитизации туфа благодаря позднему гидротермальному процессу, с которым связывается флюоритоносность района. В частности, толща пеплов цаганцабской свиты, обнажающаяся в карьере Хамрус-Худук, замещена корренситом (упорядоченным смешанослойным хлорит-монтмориллонитом), развивающимся в более высокотемпературных (или более глубинных) условиях, чем это необходимо для смектита, парагенетичного цеолиту на всех ранее описанных участках.

Схематическая геологическая карта региона представлена на рис. 21.

**Участок Амдгай-Такыр.** Расположен в 30 км к юго-западу от бывшего монастыря Улугей-Хид (рис. 21, № 2) и может служить примером разреза, наиболее насыщенного пепловым материалом.

Схема геологического строения участка приведена на рис. 22. Площадь цеолитопроявления более  $7 \times 1,5$  км. К настоящему времени нет точных возрастных датировок эффузивных пород, подстилающих в разрезе верхнецаганцабские цеолитоносные пепловые толщи. По данным геологической съемки масштаба 1 : 200 000 здесь на поверхность выходят породы нижнего карбона, однако эта датировка вызывает некоторое сомнение, так как состав, петрографические особенности и положение в разрезе этих пород полностью соответствуют таковым базальтовых покровов и потоков, описываемых как нижнецаганцабские (см. ниже в разделе "Новые данные о вулканизме цаганцабской свиты").

Непосредственно на контакте с вышележащими туфами эти эффузивы полностью "съедены" карбонатом. Зона карбонатизации по плагиоклазовым трахитам на востоке месторождения имеет мощность более 20 м и, по-видимому, возникла вследствие активного гидротермального процесса, проявившегося на границе эффузивные-пепловые отложения. Косвенным свидетельством повышенной температуры в этом месте, вероятно, могут служить находки захороненных в приграничных пеплах колоний гигантских (до 6 см) раковин моллюсков (*Arguniella?*), так как предполагается, что размер донной фауны прямо пропорционально зависит от температуры места обитания.

Мощность туфов и туффитов, перекрывающих эффузивы, несколько сотен метров. Большая часть их поверхностных выходов покрыта маломощным (до 10 см) покровом современных песков, но наблюдаются и довольно значительные по площади поверхностные выходы. Слоистая толща этих пород серовато-белого или ярко-белого цвета сгруппирована в серии холмов высотой до 10 м, полукругом окаймляющих обширную долину. Падение отдельных пластов в холмах пологое, от 0 до  $20^\circ$  на северо-восток → север → северо-запад. Описание разреза одного из поверхностных выходов (см. рис. 22, линия АБ) приводится ниже. В пределах разреза выделяются три пачки: нижняя – осадочно-туфоγενная (12,5 м), средняя – туфогенно-осадочная (5 м), верхняя – осадочно-туфогенная (142 м). Их описание дается ниже снизу вверх (рис. 23).

П а ч к а 1. Нижняя осадочно-туфогенная пачка – переслаивание туфов и туффитов псаммитовой и псефитовой размерности с редкими прослоями или линзами туфопесчаников. Общая мощность пласта 12,5 м, мощность отдельных прослоев от нескольких сантиметров

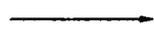


Рис. 22. Схематическая геологическая карта участка Амдгай-Такыр

1 – плагиоклазовые трахиты ( $J_3-K_1cc$ ); 2 – выходы цеолитизированных туфов ( $J_3-K_1cc$ ) на дневную поверхность; 3 – те же туфы, перекрытые четвертичными отложениями, мощность которых не превышает нескольких сантиметров; 4 – стекловатые эффузивы предположительно нижнемелового возраста; 5 – мощные покровы четвертичных отложений; 6 – геологические границы (а – установленные, б – предполагаемые)

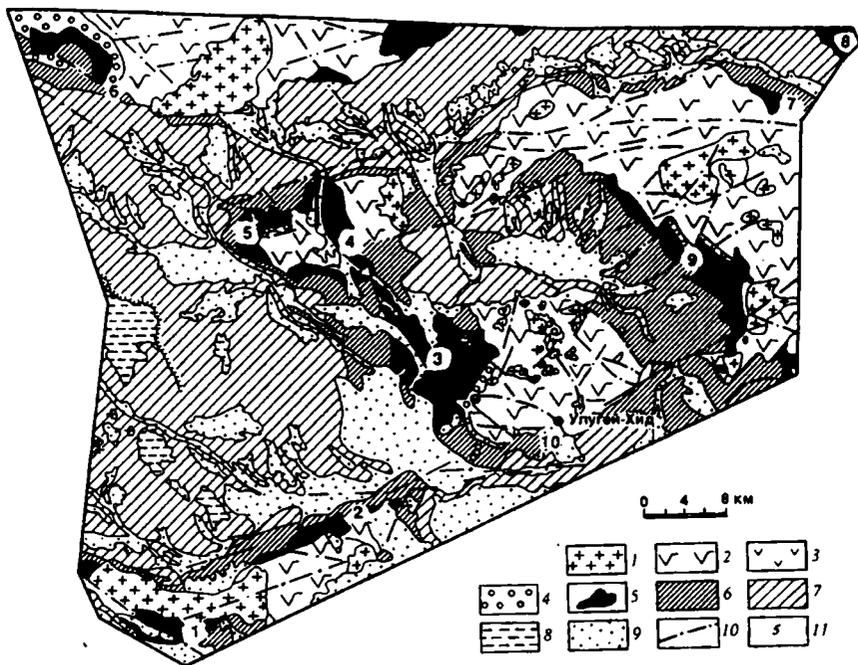


Рис. 21. Схематизированный фрагмент геологической карты района Улугей-Хид. Составлено В.И. Гольденбергом, Г.М. Добровым и др. (упрощено)

1 – палеозойские и допалеозойские интрузивные породы; 2 – карбоновые и пермские эффузивные породы; 3, 4 – отложения верхней юры: 3 – эффузивные породы улугейской свиты, 4 – валунники, конгломераты и песчаники шарилинской свиты; 5 – верхняя юра-нижний мел, цеолитоносные вулканогенно-осадочные породы цаганцабской свиты; 6 – нижний мел, вулканогенно-осадочные и осадочные породы; 7 – верхний мел, осадочные породы; 8 – глинисто-песчаные отложения, неоген; 9 – четвертичные пески; 10 – тектонические нарушения; 11 – цеолитопоявления: 1 – Хан-Богдинское, 2 – Амдгайское (Амдгай-Такырское), 3 – Северо-Улугейское, 4 – Аргалантское, 5 – Бомб-Улинское, 6 – Манлайское, 7 – Цаган-Субургинское, 8 – Баян-Обинское, 9 – верхнеюрские-нижнемеловые вулканические постройки, окремненные и слабоцеолитизированные туфы вблизи горы Цаган-Субурга, 10 – цеолитопоявление в районе Улугейского Леса

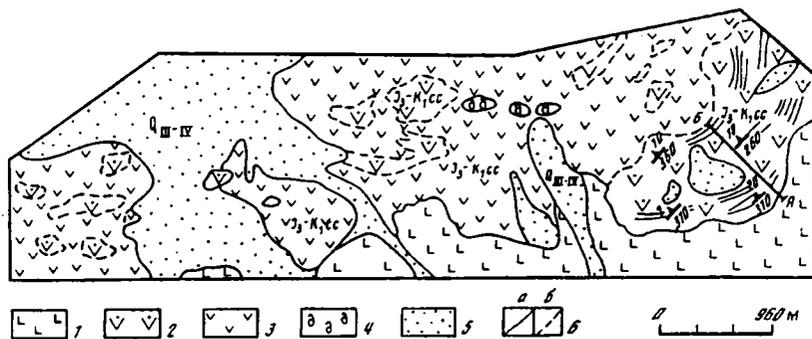
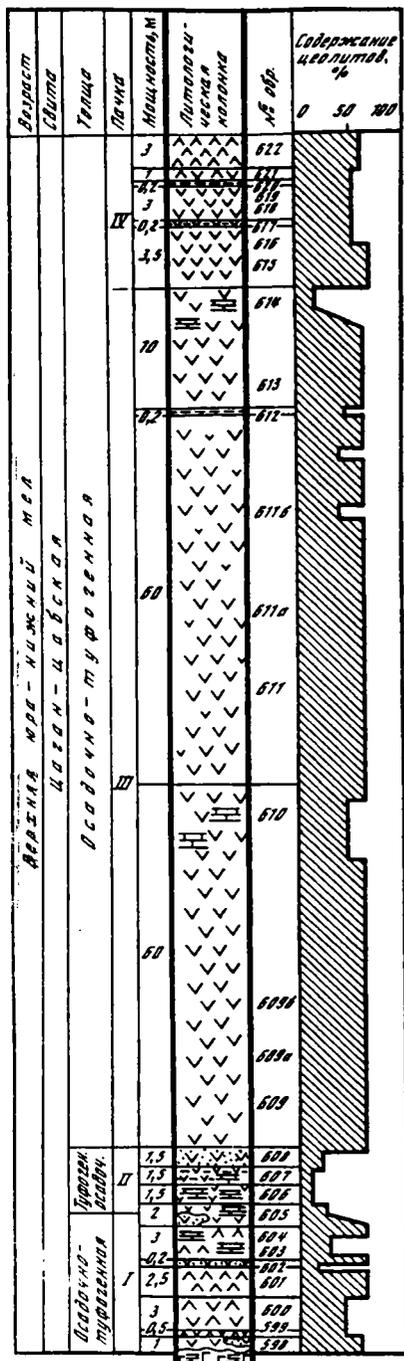


Рис. 23. Литограмма поверхностных выходов отложений участка Амдгай-Такыр (по линии А-Б, см. рис. 22)  
Условные обозначения см. на рис. 14



до 3 м. Туфы и туффиты витрокластические, представляют собой уплотненные пепловые обломки стекла неправильной формы, в которые погружены остроугольные и слабоокатанные кристаллокласты кварца, реже плагиоклаза. Содержание кластиков колеблется от 5 до 30%, наиболее часто 10–15%. Стекло частично растворено, частично рекристаллизовано в цеолиты. Восстанавливается по реликтам характерных рогульчатых форм. Цеолиты широко развиты не только по реликтам стекла, но и в поровых пространствах, где встречаются в виде хорошо образованных кристаллов размером до 0,5 мм. Общее содержание цеолита в пределах пласта 40–60%. Местами породы карбонатизированы.

П а ч к а 2. Средняя – туфогенно-осадочная пачка – переслаивание слабополосчатых светло-серых туфопесчаников и туфоалевролитов. Общая мощность пачки около 5 м, мощность отдельных прослоев от нескольких сантиметров до 1,5 м. Породы на 25–40% состоят из витрокластического туфа, аналогичного пачке 1. Обломочная часть туфопесчаников и туфоалевролитов содержит слабоокатанные кварц, плагиоклаз, обломки основной массы кварцевых кератофинов и плагиоклазовых трахитов, иногда встречается биотит. Обломки сцементированы опал-цеолитовым агрегатом, образовавшимся в результате разложения исходного стекла. Местами отмечается сильная наложенная карбонатизация.

Туфогенно-осадочная пачка не содержит обломочного материала крупнее песчаной размерности, и в ней присутствуют обломочные породы исключительно эффузивного генезиса.

П а ч к а 3. Верхняя, осадочно-туфогенная, пачка – туффит псефитовый с редкими и маломощными (до 0,2 м) прослоями туфоалевролитов. Общая мощность пласта 130 м. По строению и составу туффит близок к таковому пачки 1, но содержит несколько большее количество кластиков (от 20 до 45%), их состав более разнообразен. Кроме кварца и плагиоклаза, присутствуют довольно сильно измененный биотит и обломки основной массы кератофинов. В нижней части пласта туффит сильно выветренный рассланцованный, выше – более плотный, местами карбонатизированный.

Цеолиты замещают стекло, а также формируются в условиях свободного роста в поровых пространствах. Общее содержание цеолитов порядка 60% объема породы. Наряду с цеолитом по стеклу в небольшом количестве развивается смектит.

В верхней части пачки отмечен пласт туффита псефитовой (внизу) и псаммитовой и псефосаммитовой (вверху) размерностей. Общая мощность пласта около 12 м. От нижележащего пласта туффиты отличаются пониженным (10–20%) содержанием кластогенной составляющей. Исходное стекло устанавливается только по реликтам форм, замещено цеолитами и смектитом. Среднее содержание цеолита в породах порядка 50%.

Основной особенностью описываемого разреза является то, что в центральной части поля распространения туффитов нами впервые описаны три куполообразные вулканические постройки, сложенные кислыми щелочными лавами, прорывающимися и перекрывающими туфогенные породы (см. рис. 22). Из этого можно сделать косвенный вывод. Стекло основной массы риодацитов раскристаллизовано на агрегат скрытокристаллического округлого кварца ( $\pm$  плагиоклаз). Обломки такого состава и структуры, например в туфопесчаниках, легко принимаются за компонент осадочной составляющей, однако они могут представлять собой лапилли, и тогда номенклатура породы и, соответственно, трактовка ее генезиса должны измениться. При описании пород это постоянно имеется в виду, но к настоящему времени каких-либо надежных критериев разделения обломков "кварцитов" по генезису мы не имеем.

Заканчивая описание разреза участка Амдгай-Такыр, отметим, что, по-видимому, это цеолитопроявление наиболее богатое по запасам цеолитов, но неудобное географическое положение (вдали от каких-либо крупных дорог), вероятно, еще долго будет мешать его освоению.

**Цеолитопроявление Хан-Богдо.** Находится в 75 км к юго-западу от развалин монастыря Улугей-Хид (см. рис. 21, № 1) и как бы продолжает к западу зону цеолитизации участка Амдгай-Такыр, имея с ней много сходных черт.

Общая мощность разреза Хан-Богдо около 26 м. В его строении выделяются три пачки: нижняя и верхняя – осадочно-туфогенные и средняя – туфогенно-осадочная. Породы залегают на подстилающих базальтах и по всему разрезу, а особенно в его нижней части интенсивно трещиноваты и разбиты на отдельные блоки. Описание разреза (снизу вверх) приведено ниже (рис. 24).

**П а ч к а 1.** Нижняя, осадочно-туфогенная пачка, – карбонатизированный туффит. Общая мощность пачки 5 м. От исходной породы остаются только отдельные "островки" цеолитизированных пепловых частиц стекла и кристаллокласты кварца, погруженные в карбонатный цемент. Мелкие трещинки в породе заполнены гидроксидами марганца.

**П а ч к а 2** Средняя туфогенно-осадочная пачка – переслаивание мелкогалечных конгломератов, песчаников и туфопесчаников. Общая мощность пачки 4 м, мощность отдельных прослоев от нескольких сантиметров до 1 м. Галька в конгломератах в основном состоит из обломков метаморфизованных пород, а также кварца, халцедона и кварцита. В составе песчаников и туфопесчаников – кварц, плагиоклаз, биотит, обломки основной массы плагиоклазовых трахитов, кератофиров, встречаются апатит, циркон. В туфопесчаниках вулканическая часть представлена смектитизированными и гидрослюдизированными пепловыми обломками стекла. Цемент песчаников карбонатный или смектит-гидрослюдистый, в поровых пространствах местами развиваются цеолиты. Породы часто разбиты мелкими трещинками, заполненными карбонатом.

**П а ч к а 3.** Верхняя осадочно-туфогенная пачка – туффит витрокластический, псаммитовый, полосчатой текстуры. Мощность пласта 5 м. Полосчатость обусловлена чередо-

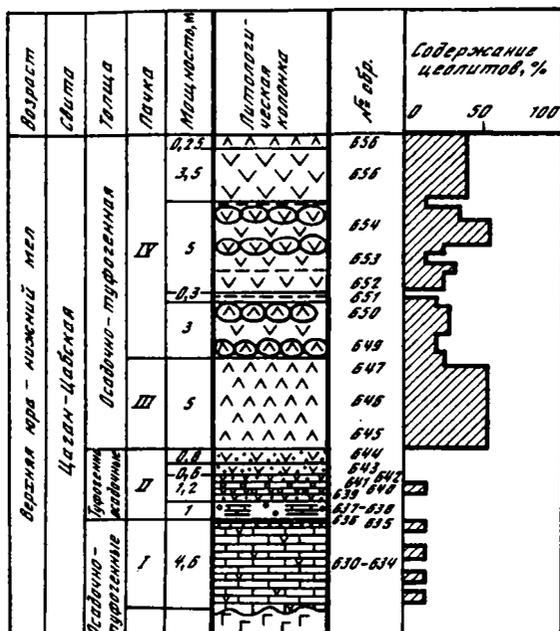


Рис. 24. Литограмма поверхностных выходов отложений участка Хан-Богдо  
Условные обозначения см. на рис. 14

ванием слоев туффита различной плотности и содержащих разное количество кластогенного материала, которое колеблется от 15 до 30%. Состав кластитов: кварц, плагиоклаз, биотит, редко пироксен. Кластиты окружены цеолитизированными, смектитизированными, гидрослюдизированными, реже карбонатизированными пепловыми частичками стекла. Содержание цеолита обычно 50-55%. Оно понижается до 3-15% в карбонатизированных участках. Туффиты насыщены желваками окисленного пирита и прожилками марганцевых минералов.

Переслаивание псаммитовых туффитов шаровой отдельности с псефитовыми полосчатыми туффитами, плитчатыми аргиллитами и реже туфопесчаниками. Общая мощность пласта 12 м. Мощность отдельных прослоев от 0,2 до 5 м. Количество кластогенной составляющей колеблется в туфогенных разностях от 10 до 60%. Она представлена в основном кварцем, меньше биотитом и совсем редко плагиоклазом, расположенными среди пепловых частиц вулканического стекла. Стекло цеолитизировано, смектитизировано, карбонатизировано. Наибольшая карбонатизация характерна для псаммитовых туффитов шаровой отдельности. Количество цеолитов колеблется от 3 до 60%, причем максимальные значения приурочены к псефитовым туффитам. Прослой аргиллитов по составу кальцит-гидрослюдистые с полосчатым распределением этих компонентов, содержат незначительное количество мелких обломков кварца.

**Участок Цаган-Субурга.** Расположен в 20 км к северо-востоку от развалин монастыря Улугей-Хид (см. рис. 21, № 7). Выходы пород цаганцабской свиты были закартированы ранее в разных частях Цаган-Субургинского низкогорного массива при геологической съемке района масштаба 1 : 200 000. Составители карты отмечали, что отложения этого возраста включают в себя как излившиеся лавы и экструзивные купола (базальты,

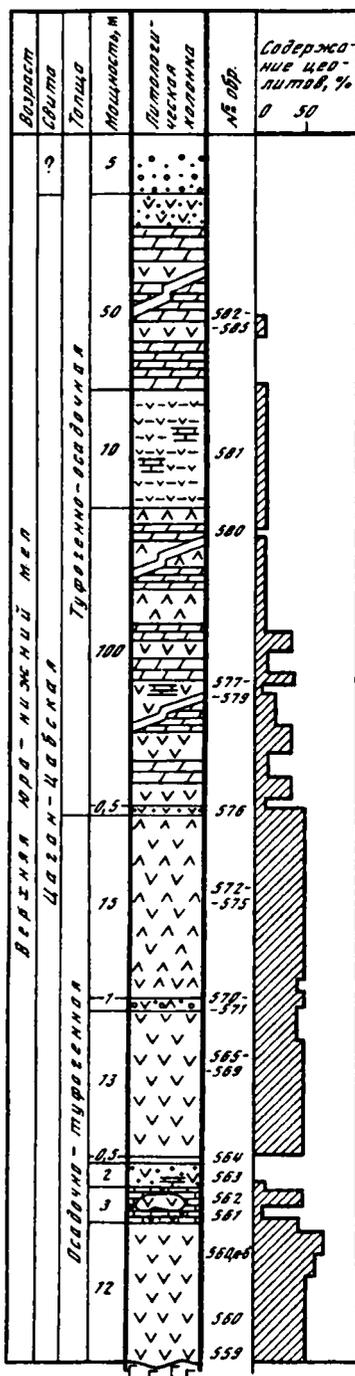
Рис. 25. Литограмма поверхностных выходов отложений участка Цаган-Субурга  
Условные обозначения см. на рис. 14

трахиты, липариты), так и пепловые туфы, однако масштабность съемки не требовала разделения этих пород. Между тем для выявления конкретных полей цеолитолитов и выяснения их генезиса этот вопрос имеет первостепенное значение.

Последовательность распределения пород в разрезе цаганцабской свиты напоминает такую, описанную ранее для участка Амдгай-Такыр. Нижний горизонт пород представляет собой потоки плотных или миндалекаменных черных плагиоклазовых трахибазальтов. Мощность потоков от первых до первых десятков метров.

Трахибазальты с небольшим несогласием перекрыты слоистой толщей туфоенных, туфогенно-осадочных и осадочных пород, мощность которых в различных частях площади колеблется от первых до нескольких сотен метров. Среди этих пород цеолитоносен разрез, описанный в восточной части территории и представленный на рис. 25.

Слабокарбонатизированные туфогенные породы наблюдаются только в нижней части этого разреза, где они представлены тремя пачками псефитовых и псефосаммитовых туффитов мощностью 10, 13 и 15 м. Среди туффитов заключены маломощные прослои туфогравелитов и туфопесчаников. Туффиты во всех трех пачках имеют близкий минеральный состав и содержат пепловые частички вулканического стекла, среди которых располагаются остроугольные обломки кварца, биотита, плагиоклаза, пироксена, основной массы кварцевых порфиров и плагиоклазовых трахитов. Общее количество кластогенного материала в туффитах 25-50% с преобладающим значением 40%. Наличие в туффитах большого количества обломков порфиров (их основной сферолитовой массы, а также зерен кварца с характерной сферолитовой оторочкой) позволяет классифицировать туффиты как кристаллолитовитрокластические. Большое количество обломков кварцевых порфиров наблюдается и в маломощных прослоях туфогравелитов и туфопесчаников,



местами содержащих линзы литовитрокластических туфов, в которых присутствуют обломки только порфира и стекла. Туффиты нижней части разреза довольно сильно цеолитизированы, содержание цеолитов до 40%, местами до 60%. В отдельных участках туффиты трещиноваты, карбонатизированы и омарганцованы.

Средняя часть того же разреза мощностью 150 м сложена переслаивающимися в различной степени карбонатизированными туффитами, туфоалевролитами, туфопесчаниками и туфомергелями. Мощность отдельных прослоев туффитов от нескольких сантиметров до 10 м. Туффиты витрокластические, псефитовые, псефопсаммитовые, псаммитовые с содержанием кластической составляющей около 40%. Она в основном представлена кварцем, в меньшей степени плагиоклазом, биотитом и редко обломками основной массы трахитов и порфира. Обломки стекла цеолитизированы, смектитизированы. Среднее содержание цеолита в породе порядка 35%. Прослой туфомергелей состоят из кальцита и погруженных в него изредка встречающихся реликтов туффитов.

Верхняя часть разреза, относящаяся по возрасту предположительно к шинкудской свите, сложена 5-метровой пачкой конгломерата с прослоем туфопесчаника. Вся пачка интенсивно трещиновата. Трещины выполнены халцедоном, местами в виде желваков. Самая верхняя часть разреза, залегающая непосредственно на конгломератах, представляет собой 20-метровую пачку карбонатных пород неясного генезиса, перекрытых 5-метровым слоем карбонатизированных алевролитов. Карбонатные породы имеют брекчиевидную текстуру и относятся к вторичным более поздним образованиям.

В южной части массива (см. рис. 21, № 9), где поле распространения пепловых туфов наиболее мощное, карбонатные отложения и другие осадочные прослои практически отсутствуют, стекло туфов окремнено, а не цеолитизировано.

Такое вторичное преобразование пепловых туфов не удивительно, если учесть проявившиеся масштабы эффузивной деятельности, сопровождавшейся, по всей видимости, повышенным тепловым фоном региона. Ускоренное более высокой температурой растворение стекла приводило, вероятно, не к медленной его перекристаллизации в цеолит, а к формированию кремневого геля, который в дальнейшем переходил в кристаллические разновидности кремнезема – кристобалит, халцедон и др. В пользу повышенной температуры процесса вторичного минералообразования свидетельствует и эпидотизация базальтовых потоков в тех местах, где их отделяет от экструзивных куполов толща окремненных пепловых туфов мощностью около 2 м. Кроме приведенной причины, на характер вторичного минералообразования могли оказать влияние и поздние тектонические процессы, вследствие которых слои туфогенных пород смяты в небольшие складки.

**Участок Баян-Обо.** Туфогенные породы этого разреза (см. рис. 21, № 8) общей мощностью около 22 м (рис. 26) залегают непосредственно на подстилающих базальтах и представлены тонкослоистыми туффитами и туфами. Мощность отдельных прослоев от нескольких сантиметров до 2 м. Нижняя часть туфогенного разреза, так же как и подстилающие базальты, интенсивно трещиновата и окремнена.

Туфы и туффиты витрокластические, преимущественно псефитовой размерности, местами очень слабоуплотненные, сыпучие. Содержание кластогенного материала в отдельных прослоях от 15 до 50%. В нижней, средней и верхней частях разреза содержатся маломощные (до 2 м) прослой туфопесчаников. Среди кластитов преобладают кварц и плагиоклаз, в подчиненном количестве встречаются биотит, пироксен, калиевый полевой шпат и обломки основной массы плагиоклазовых трахитов и кварцевых порфира. Наиболее обогащенные биотитом прослой приурочены к верхней части разреза.

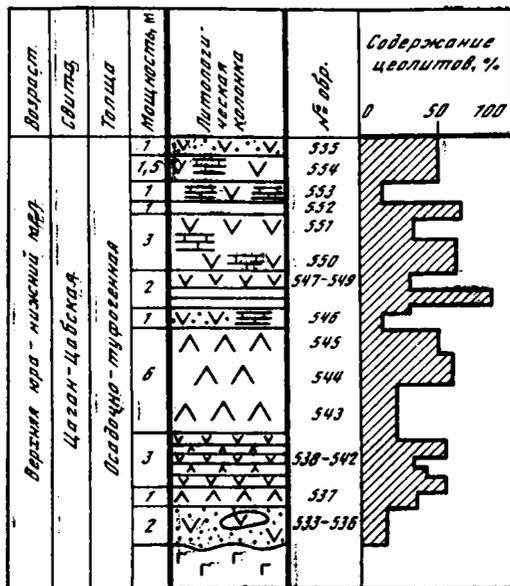


Рис. 26. Литограмма поверхностных выходов отложений участка Баян-Обо  
Условные обозначения см. на рис. 14

Стекло туффигов цеолитизировано, смектитизировано, реже карбонатизировано и окремнено. Содержание цеолитов в отдельных прослоях от 3 до 60%.

**Участок Северный Улугей.** Выходы почти горизонтально залегающих пород, по возрасту отвечающих цаганцавской свите, наблюдаются в виде отдельных блоков на обширной территории (около 14 × 6 км) в долине к западу и северо-западу от Улугейского массива (см. рис. 21, № 3). Серо-зеленые, редко серо-белые породы образуют на поверхности выветрелые останцы площадью от первых до нескольких сотен квадратных метров и высотой от 1 до 20 м.

Надстроенный по фрагментам неполный разрез поля представлен на рис. 27. Общая мощность изученного разреза 37 м. Он состоит из слоистой толщи туфов, туффигов, туфоаргиллитов, туфопесчаников и аргиллитов с преобладанием измененных туффигов.

Для нижней части разреза характерно большое разнообразие слагающих ее пород – туффигов, туфоаргиллитов, туфопесчаников и т.п. В верхней части более однородно туффиговая, но сильнее изменена. Размерность туффигов в нижней части разреза в основном псефитовая или псефопсаммитовая, в верхней – псаммитовая. Распространена полосчатая текстура, обусловленная неравномерным распределением в породе обломочного материала. В составе обломков присутствуют в основном кварц, плагиоклаз и биотит в примерно равных количественных отношениях. Как правило, туффит смектитизирован или карбонатизирован (иногда до 80% объема). В тех участках туффигов, где эти процессы не нашли широкого развития, стекло цеолитизировано, и количество клиноптилолита может достигать 55–60%. В участках смектитизации и карбонатизации оно падает до 10–20%. здесь,

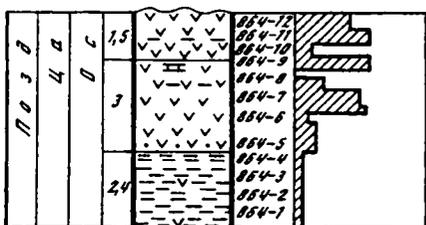
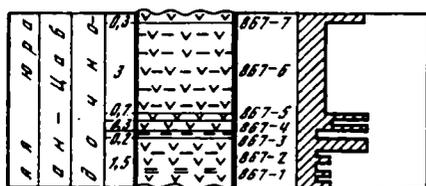
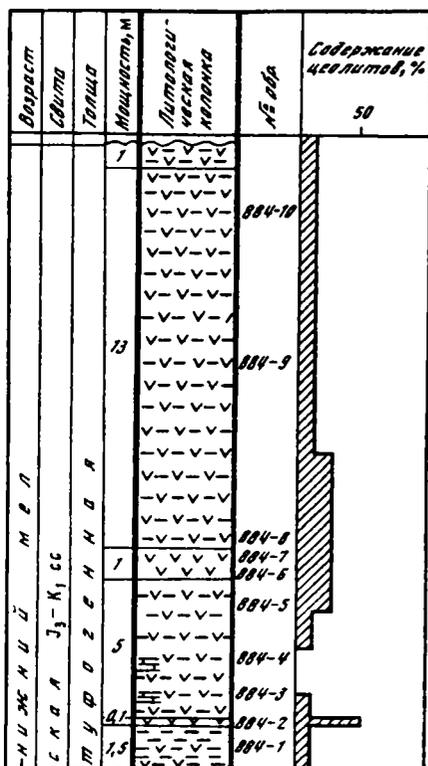


Рис. 27. Литограмма поверхностных выходов отложений участка Северный Улугей

Условные обозначения см. на рис. 14

помимо клиноптилолита, отмечается феррьерит. Аргиллитовые и туфоаргиллитовые участки разреза состоят в основном из смектита, цеолиты наблюдаются здесь только в свободных пространствах. Их количество редко превышает 5% объема.

Участок Северный Улугей вряд ли можно считать особенно перспективным. Несмотря на туфогенный разрез, возможно генетически связанный с разрезом Амдгай-Такыра, в туфритах цеолитизация подавлена другими вторичными процессами – смектитизацией и карбонатизацией. Нам представляется, что это связано с более длительным существованием палеоозера в районе Северо-Улугейской низины. Слишком долгое взаимодействие водной среды (как вод палеоозера, так и поровых растворов) с пелловым материалом могло привести к переработке его в смектитовые илы. Смектитизация, судя по взаимоотношениям монтмориллонита и клиноптилолита, продолжала цеолитовую стадию, замещая цеолит подобно тому, как это происходит в условиях глубокого диагенеза с плагиоклазом.

Следует отметить также, что выходы карбонатизированных и цеолитизированных туфритов наблюдаются в пределах расположения развалин монастыря Улугей-Хид и в 4 км к востоку от них вблизи подножия Южно-Улугейской экстремальной постройки.

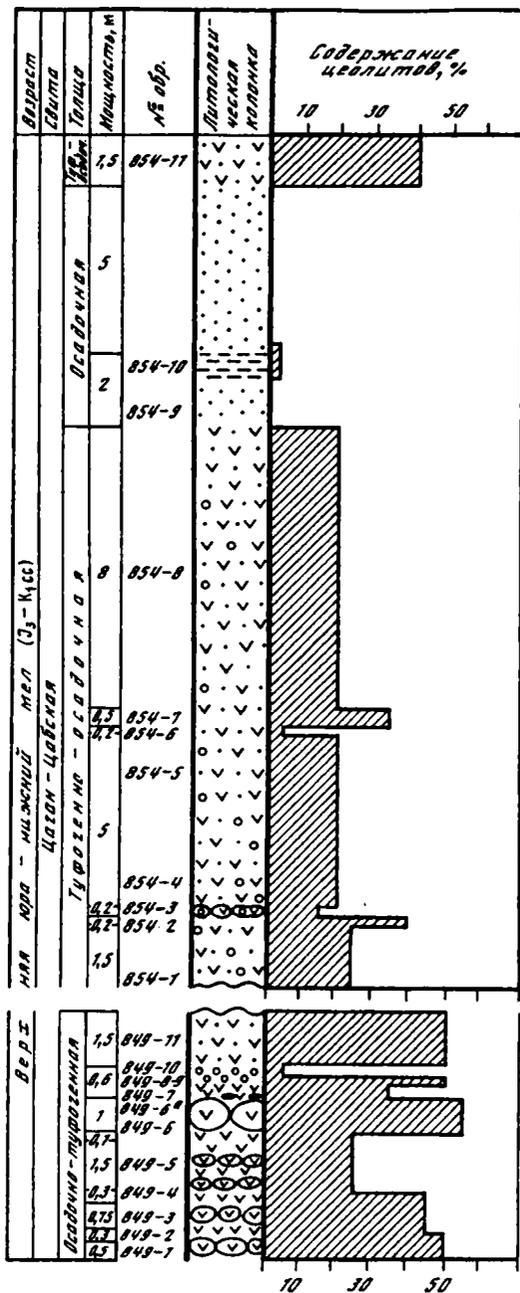


Рис. 28. Литограмма поверхностных выходов отложений участка Аргалант  
 Условные обозначения см. на рис. 14

**Участок Аргалант.** Расположен у восточного подножия низкогорного массива Аргалант, находящегося в 35 км к юго-западу от развалин монастыря Улугей-Хид (см. рис. 21, № 4). Выходы пород цаганцабской свиты здесь являются как бы продолжением аналогичных отложений северолугейского поля. Общая площадь выходов  $11 \times 4$  км, но они не прослеживаются единой полосой, а разбиты на блоки, отдельные части их смяты в крупные складки, разорваны, иногда смещены и повторяются в разрезе. Нами описаны два профиля общей мощностью 30 м в нижней и центральной частях участка (рис. 28), которые с небольшим перерывом надстраивают единую толщу.

В нижней части участка разрез представляет собой слоистую пачку, состоящую из туффитов и единичных маломощных пластов туфоаргиллитов и туфоконгломератов. Туффиты белые, серовато-белые, плотной массивной текстуры, часто осложненной шаровой отдельностью или полосчатостью, песчито-кварцевые кристалловитро- или литокристалловитрокластические. Обломки пород и минералов составляют 35–40%, на долю литокластов из них приходится около 5%, редко больше. Литокласты состоят из кварцевых порфиров и трахитов; кристаллокласты представлены кварцем, плаггиоклазом, биотитом, редко пироксеном, роговой обманкой, титаномagnetитом, иногда встречается циркон. Обломки биотита и роговой обманки хлоритизированы. Пещиловышечастички стекла в крайних частях замещены смектитом, в центральных – цеолитом. Местами порода карбонатизирована. Содержание цеолитов (клиноптилолита) в большинстве пластов туффитов колеблется от 30 до 55%, снижаясь до 15% в карбонатизированных зонах, где, помимо клиноптилолита, определен феррьерит.

В центральной части участка разрез состоит из переслаивающихся туфоконгломератов, туфопесчаников, туфоаргиллитов. В этих породах обломочный материал сцементирован литокристалловитрокластическим туффитом, который цеолитоносен. В отличие от низов разреза в этих туффитах более высокое (до 1/3 от общего числа обломков) содержание литокластов. Туффит сильно смектитизирован, местами замещен поздним рудным минералом, отмечается селадонит. Благодаря высокому содержанию обломочного материала и интенсивному преобразованию пород, возможно, связанному с поздними тектоническими нарушениями, количество цеолита в этой части разреза невелико и составляет в среднем 20%, повышаясь в отдельных маломощных пластах до 45%.

Участок Аргалант, по-видимому, так же как и участок Северный Улугей, будет представлять небольшой промышленный интерес.

**Участок Манлай.** Локализован среди выходов пород цаганцабского возраста, расположенных у западного подножия массива Хан-Богдо, в 60 км к юго-востоку от сомона Манлай (см. рис. 21, № 6). Нами изучен разрез в южной части участка (рис. 29). Мощность разреза 12 м. Пласты туфогенных пород падают под углом до  $10^\circ$  на юго-запад и в верхней части разреза смяты в небольшую синклиналиную складку.

Разрез состоит из белых, желто-белых туффитов с несколькими прослоями туфопесчаников и с участками туфов и туфоалевролитов.

В туффитах количество обломков 30–40%, в туфопесчаниках – до 60–70%. Состав их в обоих типах пород близок. Это кварц, плаггиоклаз, обломки кварцевых порфиров, реже биотит, рудный минерал и эпидотизированные породы, встречаются обломки халцедона, калиевого полевого шпата, циркона, пироксена. Цементирующая масса – измененные перловышечастички стекла, иногда рудное вещество.

Цеолит (клиноптилолит) развивается по стеклу. Его количество колеблется по всему разрезу от 10 до 50% и находится в обратной пропорциональной зависимости от исходного содержания в породе обломочно-го материала, а также от степени ее замещения карбонатом и смектитом.

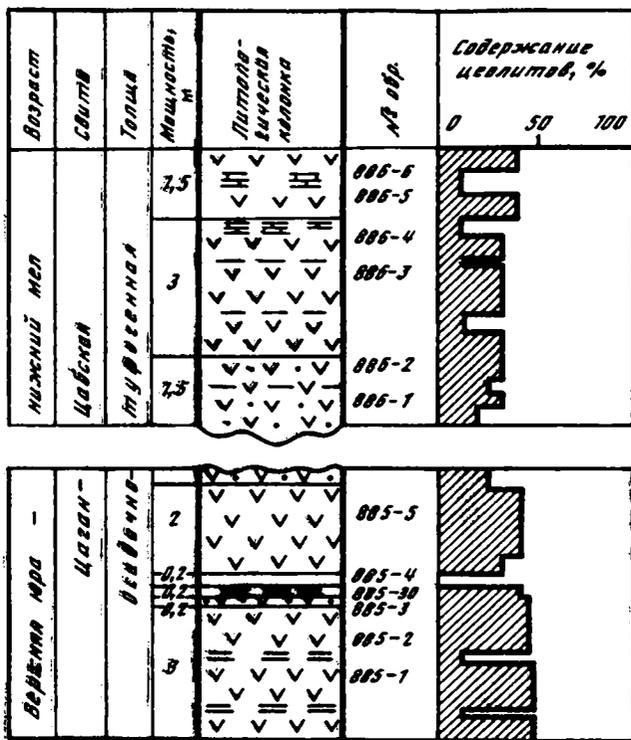


Рис. 29. Литограмма поверхностных выходов отложений участка Манлай  
Условные обозначения см. на рис. 14

Последние два процесса делают изученный разрез менее цеолитоносным, однако в целом участок Манлай требует более тщательного изучения и по площади и на глубину. Не исключено, что степень карбонатизации (позднее изменение, развивающееся по всем компонентам, в том числе и цеолитам) с глубиной погружения может уменьшаться.

### Цеолитолиты Мушугай-Худукского рудного района

**Участок Дурбэн-Дериту (Мушугай).** Выходы шабазитсодержащих туфогенных пород общей мощностью 3 м и протяженностью около 0,5 км прослеживаются у юго-западного подножия г. Дурбэн-Дериту. Детально эта площадь была картирована И.К. Волчанской и др. в 1975 г. [40] (рис. 30).

Разрез, сделанный в центральной части обнажения, приведен на рис. 31. Ниже дается его послойное описание (снизу вверх):

**П а ч к а 1.** Подразделяется на три пласта. В ее основании залегает зеленовато-серый псефосаммитовый литокристалловитрокластический туф (пласт 1). Структура туфа близка к порфировой: на фоне тонкой кристалловитрокластической массы выделяются более крупные (размером до 2 мм) неокатанные кристаллокласты кварца, плагиноклаза, калиевого полевого

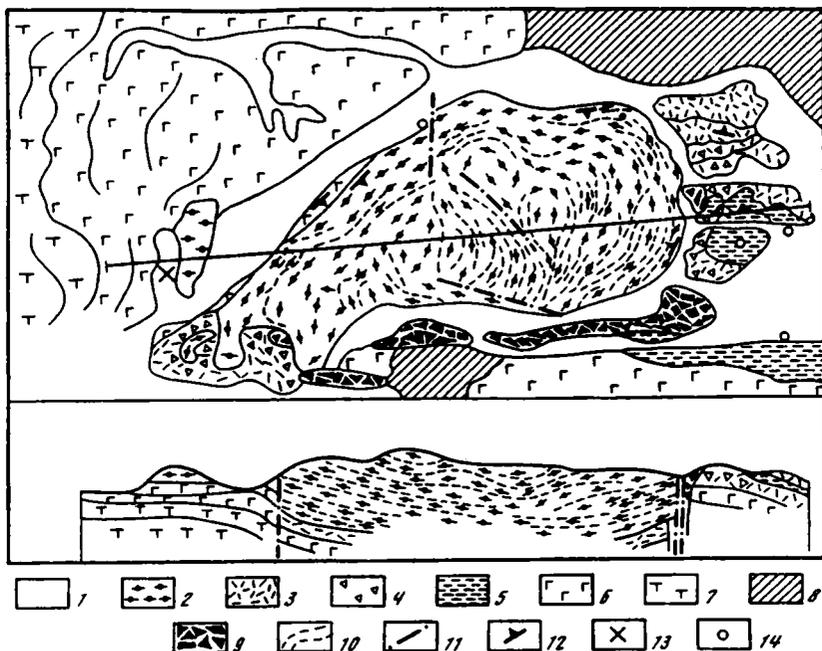


Рис. 30. Схематическая геологическая карта района горы Дурбэн-Дериту. Составили И.К. Волчанская, Д.И. Фрих-Хар, В.В. Ярмолюк в 1975 г. [40]

1 – четвертичные отложения; 2 – флювиальные липариты; 3 – трахилипариты, их туфы, игнимбриты; 4 – крупноглыбовые брекчии трахилипаритов; 5 – красноцветные и известковистые отложения; 6 – базальты; 7 – трахиты; 8 – породы допалеозойского фундамента; 9 – агломераты, вулканические брекчии, флювиальные стекла липаритов; 10 – линии простираения флювиальности; 11 – разрывные нарушения; 12 – элементы залегания; 13 – место расположения цеолитоносного разреза под горой Дурбэн-Дериту; 14 – места локализации разрезов, в которых обнаружены единичные знаки шабазита

шпата, единичные зерна биотита, пироксена, апатита и обломки трахитов (базальтовых, андезитовых, липаритовых), онгонитов, кислых витрокластических туфов, онгонитового стекла. Количество обломков пород до 5%, кристаллокластов – до 20% объема породы. Литокласты и кристаллокласты либо не изменены, либо изменены в незначительной степени. Вся стекловатая тонко- и крупнообломочная масса преобразована в глинисто-гидрослюдистый агрегат и цеолит. Крупные обломки онгонитового стекла чаще всего замещены агрегатом клиноптилолита, шабазита и эрионита. Этими же цеолитами выполнены свободные пространства. Поры в обломках шлаковидных пород заполнены шабазитом с подчиненным количеством клиноптилолита. Общее содержание цеолита в породе до 30%. Мощность пласта не ясна, так как нижний контакт не обнажен.

Этот туф перекрывается выдержанным по простираению 10-сантиметровым пластом 2 того же туфа, но не сцементированного и сыпучего, как песок.

Выше залегает 15-сантиметровый (пласт 3) того же туфа, но с меньшим количеством литокластов (около 1%) и большим – кристаллокластов (до 40%). Крупные обломки онгонитового стекла нацело замещены агрегатом цеолитов (шабазит-клиноптилолит) и высокодвупреломляющего смектита (гидрослюд?) и образуют светлые, почти белые желваки размером в 1–2 мм на фоне общей светло- и темно-серой более мелкозернистой породы. В свободных пространствах иногда отмечаются изолированные сдвойникованные кристаллы шабазита. В целом порода изменена на 50%, при этом содержание цеолита 10%, остальное

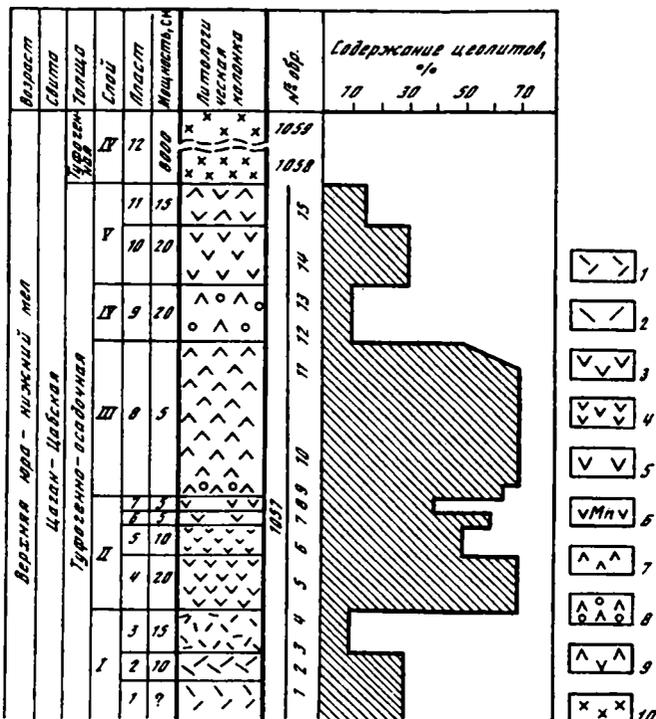


Рис. 31. Литограмма поверхностных выходов под горой Дурбэн-Дерту

1-9 - туф: 1, 2 - литокристалловитрокластический, псефосаммитовый, серый: 1 - порфировой структуры, 2 - нелитифицированный; 3-6 - кристалловитрокластический, светлосерый до белого, равномерной структуры, иногда с глыбовой отдельностью: 3 - псефитовый, 4 - псаммитовый; 5 - псефитовый, нелитифицированный, 6 - псаммитовый, обогащенный гидроксидами марганца, придающими породе розовый цвет; 7-9 - литокристалловитрокластический, серый и зеленовато-серый: 7 - псефитовый до грубокластического; 8 - мелко-среднегалечного, слабоуплотненный, 9 - псефитовый; 10 - потоки неизменных липаритов и онгонитов.

приходится на смектит. Для верхних 10 см этого пласта характерно полосчатое распределение кристалло- и литокластов и более светлая окраска породы.

П а ч к а 2. Плат 2 - светлосерый до почти белого псефитовый кристалловитрокластический туф с близкими размерами и равномерным распределением всех составляющих породы. Содержание кристаллокластов 30-35% объема породы. Они представлены кварцем, кислым плагиоклазом, калиевым полевым шпатом, биотитом, пироксеном, очень редко оливином. Литокласты состоят из обломков трахитов, на их долю приходится 1-3% объема породы. Стекло, реликты которого можно наблюдать по контурам исходных зерен, превращено в шабазит. Выделения шабазита размером 0,05-0,1 мм равномерно покрывают все пространство, заключенное между кристаллокластами, и полностью затушевывают исходную структуру породы. Изменение касается в некоторой степени и самих кристаллокластов. Плагиоклаз пелитизирован, биотит и пироксен резорбированы и частично изменены (хлорит?). Общее содержание цеолита 65-70%. Характерно почти полное отсутствие глинистого минерала в цементирующей массе туфа. Мощность пласта 20 см.

Плат 5. Псефосаммитовый туф, по минеральному составу аналогичный туфу пласта 4, но более тонкой структуры. Содержание обломков составляет 25% объема породы. Биотит

сильно изменен до зеленой однородной массы (хлорит?). Обломки стекла и полевого шпата до 25% замещены глинисто-карбонатным агрегатом. Остальная часть стекла превращена в шабазит. Им же выполнены свободные пространства. Общее содержание цеолита в пласте 50%. Мощность пласта 10 см.

*Пласт 6.* Почти несцементированные мелкие (до 1–3 мм) белые обломки туфов, аналогичных по составу, структуре и характеру изменения пластам 4 и 5. Цеолит полностью замещает обломки стекла, оставляя местами лишь реликты очертаний и волоконности первоначальных зерен. Выделяются относительно крупные псевдокубические кристаллы шабазита, растущие **вовнутрь** свободных пространств. Общее содержание цеолита 60%. Мощность пласта 5 см.

*Пласт 7.* Псефосаммитовый туф, по составу аналогичный туфу пласта 5, но обогащенный тончайшей сыпью рудного (Mn?) минерала, количество которого резко снижает степень цеолитизации породы (до 35–40%) и обуславливает ее розовый цвет. Мощность пласта 5 см.

**П а ч к а 3.** *Пласт 8.* Слабоуплотненный псефитовый кристаллолитовитрокластический туф в верхней и нижней частях пласта более грубокластический до гравелитовой размерности. Цвет туфа от темно- до светло-серого, иногда окраска полосчатая. Туф очень похож на таковой пласта 4, но в его кластической части литокласты (в основном трахи-базальты) количественно преобладают над кристаллокластами. Общее содержание кластитов 15%, к их особенностям относится низкое содержание биотита. Обломки стекла замещены шабазитом (60–70%) и опалом (15–20%). Выделения шабазита довольно крупного размера, что, возможно, сказывается на заниженных оценках содержания цеолита, сделанных на приборе "Полевая цеолитовая лаборатория". В верхней части пласта наблюдается сильная карбонатизация туфа. Общая мощность пласта 55 см.

**П а ч к а 4.** *Пласт 9.* Мелко- до среднегалечного кристалловитрокластический туф, слабоуплотненный, серый. В центральной части пласта появляется некоторое количество обломков литокластов, размер которых достигает 3–4, редко 10 см в поперечнике. Это в основном кислые породы шлаковидного облика, сильно окисленные (возможно, лапилли). В целом обломки пород – плагиоклазовые, плагиоклаз-магнетитовые, плагиоклаз-биотитовые трахиты и онгониты. Кристаллокласты – кварц, плагиоклаз, пироксен, калиевый полевой шпат, очень редко оливян. Кристаллокласты и литокласты сцементированы крупными пепловыми частичками слабоизмененного онгонитового стекла или тонким стекловатым туфом того же состава, преобразованным до гидрослюда и шабазита. Общее содержание цеолита 10%. Помимо псевдоморфоз, по частицам тонкого пепла он наблюдается в свободных пространствах. Общая мощность пласта 20 см.

**П а ч к а 5.** *Пласт 10.* Белый, довольно плотный, местами с глыбовой отдельностью кристалловитрокластический туф с единичными обломками литокластов. Кристаллокласты (30% объема туфа) – кварц, плагиоклаз, пироксен, измененный биотит, редко оливин – сцементированы крупными и мелкими частичками стекла, измененного до шабазита и глинисто-гидрослюдистого минерала. Степень изменения туфа до 70%, количество цеолита 30%. Мощность пласта 20 см.

*Пласт 11.* Зеленовато-серый псефитовый литокристалловитрокластический туф с выделяющимися белыми пятнами (до 3 мм) перлитоподобного онгонитового стекла. Содержание кристаллокластов 30%, литокластов (в основном трахиты разного состава) до 3%. Витрокласты двух типов – крупные (до 3 см) измененные и неизмененные обломки онгонитового стекла, имеющие четкие округлые очертания при волоконисто-пузырчатом строении, и сыпь тонких частичек, заполняющих межзерновые промежутки. Эти частички полностью изменены до гидрослюда и реже – цеолита. В крупных зернах стекла гидрослюда только подчеркивает контуры волокон. Порода в целом изменена на 70%, причем на долю цеолита приходится 15%. Мощность пласта 15 см.

Описанная туфогенная толща перекрыта переслаивающимися липаритовыми и онгонитовыми потоками общей мощностью 70–80 м.

Особенности минерального состава данного разреза подтверждаются серией порошковых рентгенограмм, снятых для пород отдельных слоев (рис. 32). Отчетливо видно, что по мере продвижения вверх по разрезу одна цеолитовая ассоциация сменяется другой. Нижний пласт содержит в качестве основного цеолита термостойкий клиноптилолит, кроме него, наб-

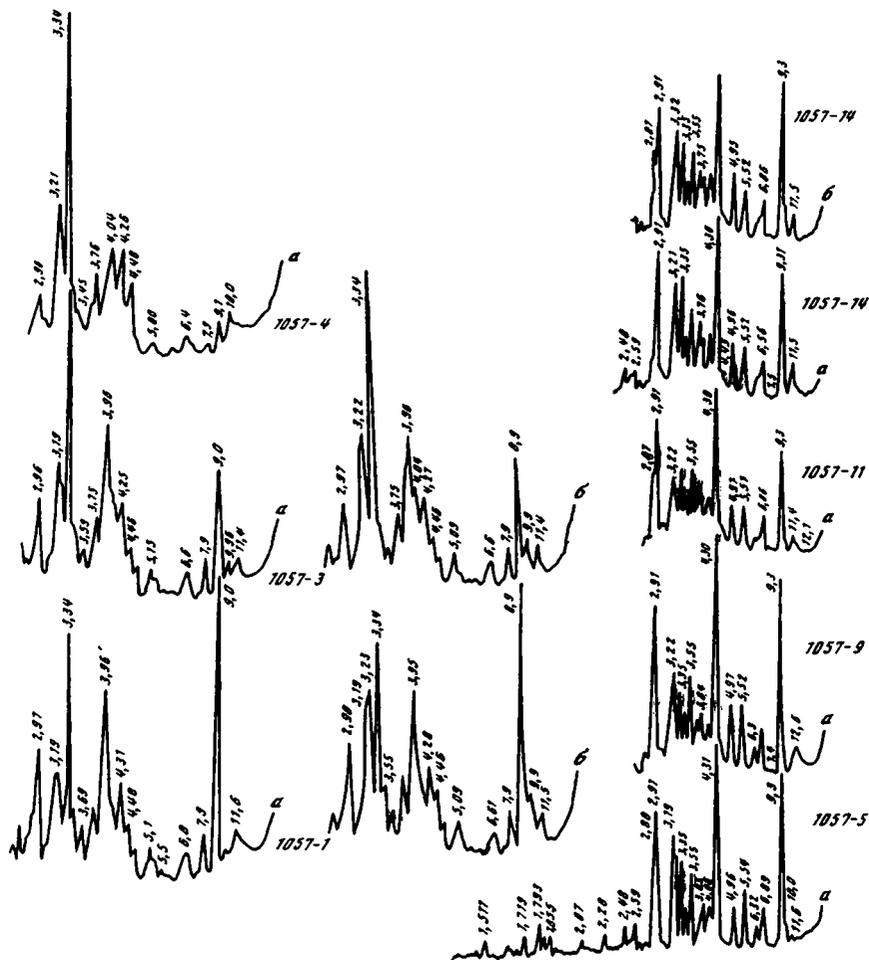


Рис. 32. Фрагменты дифрактограмм цеолитовых туфов разреза под горой Дурбан-Дериту а – порошок, природное состояние, б – тот же образец, прокаленный в течение 6 ч при 550°C (привязку образцов см. на рис. 31)

людается небольшая примесь эрионита и резко подавленное количество шабазита. В центральных пластах цеолит представлен в основном шабазитом, содержание которого может достигать 80%, эрионит здесь отмечается как примесь; кроме того, в центральной части разреза определен редкий цеолит – даккиардит. Верхние пласты разреза содержат шабазит и увеличивающееся количество эрионита. В центральной и верхней частях разреза клиноптилолит не встречен. Такое распределение цеолитов по разрезу объясняется нами специфическими условиями аутигенного минералообразования в обводненных пепловых пластах, погребенных под мощными (80 м) потоками лав.

Уникальность данного разреза заключается в том, что преобладающим цеолитом, замещающим онгонитовое стекло, является шабазит. Это обстоятельство очень важно, так как шабазит среди природных цеолитов, используемых для хозяйственных нужд, имеет наибольшую сорбционную емкость, соответственно его применение максимально эффективно. Поэтому несмотря на небольшую мощность разреза, цеолиты данного участка перспективны, и необходимы детальные геологоразведочные работы.

Помимо описанного разреза, незначительные количества шабазита (менее 10% объема породы) встречены в поверхностных выходах пепловых туфов в 6 и 12 км к востоку от горы Дурбэн-Дериту.

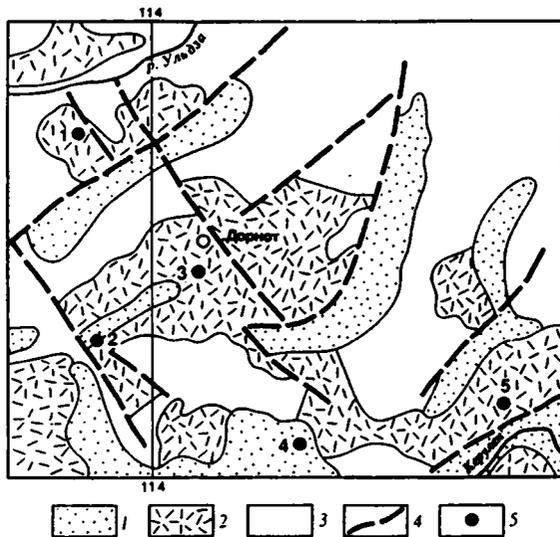
### **Цеолитолиты, локализованные в Северо-Чойбалсанском районе**

Из известных в этом районе цеолитопроявлений (рис. 33) только два участка – в 6 км к западу от оз. Их-Дзос-Нур и в 18 км к юго-востоку от сомона Гурван-Дзадгал (см. рис. 33) – по геологическому строению можно сравнить с описанными на юге Монголии. Литограмма для первого из них представлена на рис. 34. Площадь этого выхода порядка 1 км<sup>2</sup>. Продуктивные пласты пологопадающих туфогенных пород имеют мощность 0,1–3 м. Содержание цеолитов от 3 до 70%. Цеолитопроявление Гурван-Дзадгал описано В.Н. Семушиным и И.В. Гордиенко [34, 35]. По их данным, выходы клиноптилолитсодержащих туфоалевролитов и туфопесчаников площадью около 4 км<sup>2</sup> имеют мощность продуктивного слоя не менее 15 м при содержании цеолитов около 80%.

Сходным строением обладает участок, описанный А.Г. Коссовской и А.А. Рассказовым [13], а позднее Т.Н. Соколовой [38] на западном берегу оз. Их-Дзос-Нур, однако неравномерность изменения первичных пород, присутствие в них зон опалитов и гейзеритов, слабая термостойкость клиноптилолита отличают это проявление от типичных цеолитопроявлений вулканогенно-лимнического генезиса и позволяют предполагать участие гидротермальных процессов в образовании аутигенной минерализации.

Основанная на данных разведочного бурения крупномасштабная геологическая съемка, проведенная Н.С. Соловьевым и др. в 1987 г., позволила этим авторам [36] выявить на северо-востоке Монголии еще несколько цеолитоносных полей (см. рис. 33). Согласно их материалам, площадь Бумбатского цеолитопроявления 7 км<sup>2</sup> при мощности цеолитового горизонта 100 м, содержание цеолитов в отдельных пластах кислых туфов от 5 до 80%. Они представлены клиноптилолитом, морденитом, гейландитом. Площади Хар-Обинского и Улан-Ширенского проявлений (рис. 35) 5–6 км<sup>2</sup>, содержание цеолитов (клиноптилолита и в подчиненном количестве морденита) в кислых витрокластических туфах до 60%. В меньших количествах цеолиты встречены в мидалекаменных базальтах и риолитах.

Интересное представляется описанное Н.С. Соловьевым и др. [36] цеолитопроявление Тэнгэр. Здесь цеолитовая минерализация приурочена к горизонту туфов кислого состава, но среди цеолитов преобладает анальцим. Присутствуют также морденит и клиноптилолит. Цеолиты развиваются по частичкам стекла в ассоциации с гидрослюдай и монтморилло-

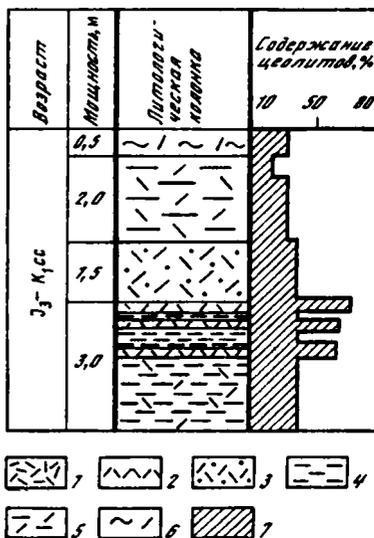


**Рис. 33.** Схема размещения проявлений цеолитовой минерализации в Северо-Чойбалсанском районе (по Н.С. Соловьеву и др. [36])

1 – терригенные отложения ( $K_1$ ); 2 – вулканы ( $J_3-K_1$ ); 3 – прочие геологические образования; 4 – главные разломы; 5 – проявления цеолитов (1 – Тенгэр, 2 – район озер Их-Дзос-Нур и Бога-Дзос-Нур, 3 – Бумбатское, 4 – район оз. Яйхин-Нур, 5 – Хар-Обинское и Улан-Ширэзское)

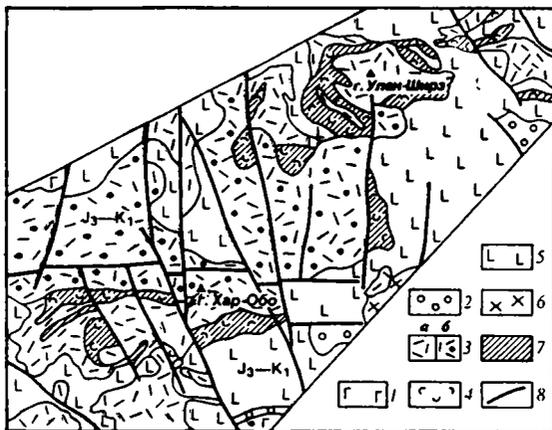
**Рис. 34.** Литограмма поверхностных выходов отложений разреза, расположенного в 6 км к юго-западу от оз. Их-Дзос-Нур

1 – туфоалевролит; 2 – кристаллитроклассический туф; 3 – туфопесчаник; 4 – аргиллит; 5 – мелкоблочный туфоаргиллит; 6 – тонкоплитчатый туфоаргиллит; 7 – содержание цеолитов



нитом. Содержание цеолитов от 10 до 40%, площадь участка  $10 \text{ км}^2$ , мощность продуктивного пласта 110 м.

Авторы выражают глубокую благодарность Н.С. Соловьеву за подробную устную информацию и предоставленные материалы по геологии перечисленных цеолитопоявлений. К сожалению, нам не удалось обнаружить цеолиты в породах Тенгэра, что, по-видимому, связано с тем, что Н.С. Соловьев и другие изучали керновый материал, а мы – породы из поверхностных выходов. Отсутствие обнажений не позволило нам изучить



**Рис. 35.** Схема геологического строения Хар-Обинского и Улан-Ширэтского проявлений цеолитов. Составили Н.С. Соловьев и др. [36]

1-5 – вулканогенно-осадочные отложения ( $J_3-K_1$ ): 1 – базальты, 2 – конгломераты, 3 – санидин-морнионитовые риолиты (а – потоки лав, б – экструзии), 4 – туфы риолитов, туффиты, 5 – андезитобазальты; 6 – диориты (MZ<sub>1</sub>); 7 – цеолитсодержащие породы; 8 – разломы

Бумбатское цеолитопоявление. А в поверхностных выходах проявлений Улан-Ширэт и Хар-Обо содержание цеолитов, по нашим данным, не превышает 30%, и площадь их распространения скромнее, чем показано на рис. 35. Однако мы склонны думать, что результаты Н.С. Соловьева и др. [36] более точные, так как в распоряжении этих авторов были материалы бурения и данные других геологоразведочных работ.

В отличие от цеолитопоявлений на юге и юго-востоке Монголии, на участках, описанных Н.С. Соловьевым и др. [36], продуктивным горизонтом является не слоистая толща вулканогенно-осадочных пород, а единые пласты вулканической тefры, расположенные непосредственно у подножия материнских экструзивных куполов. Несмотря на достаточную мощность этих пластов, цеолитизация в них вряд ли будет иметь промышленное значение, так как цеолиты распределены чрезвычайно неравномерно и приурочены преимущественно к трещинным зонам. Кроме того, преобладают относительно крупные кристаллы гейландита и слабостойкого клиноптилолита, которые обладают низкой сорбционной емкостью и не относятся к перспективному сырью.

#### НОВЫЕ ДАННЫЕ О ВУЛКАНИЗМЕ ЦАГАНЦАБСКОГО ВРЕМЕНИ

До наших работ по цеолитовой тематике отложения верхов цаганцабской свиты Дзунбаинской системы прогибов считались амагматичными. Единичные находки в них кислых туфов [18] трактовались как результат эоловой седиментации и считались принесенными с сопряженных территорий Монголии или даже Забайкалья, для которых вулканизм границы

юры и мела был известен и хорошо изучен [19, 21, 40, 41]. Открытие в пределах Дзунбаинской системы прогибов мощных пепловых толщ, с которыми связана цеолитизация, заставляют по-новому взглянуть как на источник тефры, так и на историю вулканизма региона на границе юры и мела в целом.

По стратиграфическим данным в строении цаганцабской свиты ( $J_3-K_{1cc}$ ) традиционно выделяют две подсвиты – нижнюю ( $J_3-K_{1cc_1}$ ) и верхнюю ( $J_3-K_{1cc_2}$ ) [42, 44].

В нижнецаганцабских отложениях базальный горизонт, как правило, представлен переслаиванием осадочных пород – конгломератов, гравелитов и песчаников зеленовато-серого, серого, красно-бурого цвета мощностью до первых десятков метров. На более поздних этапах осадочные породы прорваны небольшими вулканическими телами и местами перекрыты лавовыми потоками, покровами базальтов и андезитобазальтов. Лавы отличаются цветом (выделяются черные, бурые, красно-бурые разности) и структурой (присутствуют массивные, плотные, пористые и миндалекаменные разности). На разных участках вулканизм раннецаганцабского возраста проявлен с различной интенсивностью, в отдельных случаях наблюдаются только лавовые потоки незначительной (до первого десятка метров) мощностью. На других участках потоки могут образовывать покровы, конусовидные постройки или купола, возвышающиеся в рельефе на 20–60 м.

Петрографически породы, слагающие отдельные потоки и постройки, соответствуют пределам родственной серии базальтов–андезитобазальтов. Как правило, они слабопорфировые. Стекло основной массы обычно раскристаллизовано на плотно прижатые друг к другу параллельно ориентированные лейсты плагиоклаза размером 0,3–0,5 мм и меньше. Между лейстами распределены мелкие округлые микролиты рудного минерала, в небольшом количестве пироксена. В краевых частях ориентировка плагиоклаза слегка нарушена. Между лейстами сохраняется некоторое количество нераскристаллизованного стекла, микролиты рудного минерала приобретают вытянутые формы. Вкрапленники представлены удлиненными или ромбовидными кристаллами плагиоклаза размером 1–2 мм, чуть более мелкими кристаллами титаномагнетита, очень редко пироксеном и измененным биотитом. Вся порода пронизана реликтами мелких вкрапленников, по-видимому оливина, превращенного в настоящее время в высокоудупреломляющий глинистый минерал или агрегат глинистого минерала и кальцита.

Каждая из вулканических построек имеет в своем строении серию лавовых потоков, места выходов которых часто отмечены зонами окисления – обычными маркерами кратерных зон.

Морфология вулканических зон раннецаганцабского возраста свидетельствует о развитии цикла трещинного вулканизма с образованием вдоль единой трещинной зоны лавовых построек центрального типа, прорывающих толщу осадочных пород. Такого типа извержения обычно сопровождаются интенсивной эксплозивной деятельностью, приводящей к накоплению пепловых толщ [2]. Поэтому не удивительно, что непосредственно на описанных базальтах или на осадочных породах, толщу которых

последние прорывают, залегают мощные пепловые разрезы. Именно эти разрезы цеолитоносны. Они детально описаны в предыдущем разделе для каждого конкретного участка.

На начальных этапах работы представлялось, что данные пепловые толщи (описываемые до наших работ как песчаники или карбонатные породы) целиком могли накапливаться благодаря эксплозиям раннецаганцабского вулканизма. Однако последующие полевые работы привели к обнаружению кислых вулканических тел, прорывающих или перекрывающих кислые вулканические пеплы.

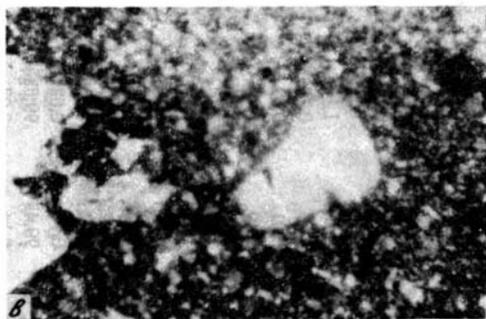
Особенно четко генетическая связь пепловых отложений с последующими кислыми эффузивами прослеживается на участке Амдгай-Такыр (рис. 3б, см. также рис. 22), где три куполообразные вулканические постройки с ярко выраженными кратерными зонами расположены в центральной части пеплового поля, прорывают и перекрывают вулканогенно-осадочные отложения, и их принадлежность к позднецаганцабскому возрасту не вызывает сомнения.

Лавы, слагающие купола, по химическому составу отвечают риолито-дациту (табл. 5, обр. 1092, 1094). Они черного цвета, плотные, местами игнимбритоподобные. Структура породы порфировая. Стекло основной массы почти полностью раскристаллизовано на скрытокристаллические агрегаты кварца и мельчайшие лейсты плагиоклаза. На фоне этой основной массы выделяются крупные (1,5–3 мм) вкрапленники плагиоклаза и более мелкие подчиненные по количеству кристаллы титаномагнетита, апатита и реликты оливина. Иногда наблюдаются гломеропорфировые сростки плагиоклаза и реликтов оливина. В отдельных случаях порфировидность структуры нарушается, и между вкрапленниками и микролитами плагиоклаза встречаются переходные по размеру разности.

Такого типа породы чаще всего имеют игнимбритоподобную структуру, в которой "фьямме" выполнены слабоскристаллизованным стеклом, замещенным в настоящее время коричнево-бурым агрегатом, напоминающим палагонит. Вкрапленники плагиоклаза изменены до 40% и замещены карбонатом, сильнодвупреломляющим смектитом или гидрослюдой. Оливин разложен полностью и определяется только по реликтовым формам. По краям реликтов обычно развивается рудный минерал, в центральной части слабодвупреломляющий смектит. Характер изменения породы позволяет предположить, что на участке Амдгай-Такыр извержение было подводным, и очень вязкая лава преобразовывалась еще в пластичном состоянии.

Находка данных вулканических построек имеет большое значение для расшифровки истории цаганцабского вулканизма региона. Становится несомненным, что эксплозивные извержения носили локальный характер и включали эффузивную стадию, приводящую к образованию в пределах наиболее мощных полей лакколитоподобных куполов щелочных риолито-дацитов, генетически связанных не только с пеплами, но и с подстилающими их базальтами. Эти три типа пород, по-видимому, должны рассматриваться как дифференциаты единой серии щелочного вулканизма региона, проявляющегося на границе верхней юры–нижнего мела.

Более мощная зона кислого вулканизма, относимого к верхнецаган-



**Рис. 36.** Общий вид и микроструктура вулканических построек, прорывающих цаган-цабские пеплы

*a* – экструзивный купол в центральной части проявления Амдгай-Такыр; *б, в* – структура кварцевых порфиров. Хорошо видны округлые формы вкрапленников кварца, окруженных характерной каймой, и в разной степени раскристаллизованная до кварца  $\pm$  плагиоклаза основная стекловатая масса. Николи X, увел. 96

**Таблица 5**  
Химический состав цеолитизированных пород участка Амдгай-Такыр, вес. %

| Компонент                       | 600/85 | 601/85 | 604/85' | 604/85' | 605   | 608   | 609   | 6096  | 611   | 611a   |
|---------------------------------|--------|--------|---------|---------|-------|-------|-------|-------|-------|--------|
| SiO <sub>2</sub>                | 67,68  | 70,68  | 64,96   | 66,30   | 65,32 | 65,24 | 66,98 | 66,04 | 66,62 | 63,86  |
| TiO <sub>2</sub>                | 0,34   | 0,29   | 0,22    | 0,16    | 0,27  | 0,29  | 0,37  | 0,36  | 0,43  | 0,26   |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>  | 14,90  | 11,61  | 12,39   | 13,97   | 13,97 | 14,28 | 14,37 | 13,95 | 14,63 | 14,27  |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>  | 0,92   | 1,36   | 1,14    | 1,10    | 1,21  | 1,67  | 1,43  | 1,32  | 1,45  | 0,84   |
| FeO                             | 0,11   | 0,03   | 0,19    |         | 0,03  | 0,03  | 0,05  | 0,17  | 0,03  | 0,19   |
| MnO                             | 0,02   | 0,01   | 0,02    | 0,00    | 0,02  | 0,02  | 0,02  | 0,04  | 0,02  | 0,04   |
| CaO                             | 2,09   | 1,49   | 1,99    | 0,88    | 1,73  | 3,40  | 2,01  | 2,89  | 2,27  | 2,37   |
| MgO                             | 0,69   | 0,99   | 2,38    | 1,00    | 0,83  | 0,76  | 0,63  | 0,52  | 0,86  | 1,56   |
| Na <sub>2</sub> O               | 2,78   | 2,98   | 3,78    | 3,98    | 5,15  | 2,78  | 4,54  | 3,68  | 3,95  | 4,78   |
| K <sub>2</sub> O                | 2,00   | 1,85   | 2,08    | 2,17    | 1,84  | 2,00  | 2,17  | 2,35  | 2,20  | 2,44   |
| H <sub>2</sub> O*               | -      | -      | -       | 8,80    | -     | -     | -     | -     | -     | -      |
| H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>   | -      | -      | -       | -       | -     | -     | -     | -     | -     | -      |
| П.п.п.                          | 7,82   | 8,02   | 10,36   | -       | 8,90  | 6,90  | 6,86  | 8,22  | 6,79  | 9,36   |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>   | 0,19   | 0,17   | 0,08    | 0,00    | 0,14  | 0,17  | 0,19  | 0,13  | 0,20  | 0,11   |
| Сумма                           | 99,54  | 99,48  | 99,58   | 98,36   | 99,41 | 97,54 | 99,62 | 99,67 | 99,96 | 100,08 |
| SO <sub>3</sub>                 | 0,09   | 0,14   | 0,07    | -       | 0,26  | 1,97  | 0,27  | 0,03  | 0,17  | 0,08   |
| F                               | 0,10   | 0,03   | -       | -       | 0,16  | 0,05  | 0,12  | -     | 0,16  | -      |
| CO <sub>2</sub>                 | 0,07   | 0,27   | 0,11    | 0,39    | 0,58  | 0,29  | 0,51  | 0,53  | 0,37  | 0,80   |
| H <sub>2</sub> O <sub>общ</sub> | 4,05   | 5,23   | -       | 8,80    | 4,89  | 4,14  | 3,48  | -     | 4,18  | -      |

Таблица 5 (окончание)

| Компонент                       | 613   | 613'  | 616   | 622   | 623   | 625    | 627   | 614   | 1092  | 1094  |
|---------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|--------|-------|-------|-------|-------|
| SiO <sub>2</sub>                | 65,30 | 68,97 | 65,24 | 73,04 | 62,12 | 62,60  | 62,24 | 37,46 | 66,40 | 66,31 |
| TiO <sub>2</sub>                | 0,25  | 0,24  | 0,28  | 0,27  | 0,32  | 0,26   | 0,22  | 0,36  | 0,80  | 0,72  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>  | 13,20 | 13,66 | 13,83 | 11,29 | 14,45 | 14,24  | 14,02 | 7,99  | 16,00 | 15,68 |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>  | 0,90  | 0,87  | 1,33  | 0,98  | 2,40  | 1,22   | 1,31  | 0,97  | 2,03  | 3,00  |
| FeO                             | 0,27  | 0,11  | 0,05  | 0,08  | 0,03  | 0,22   | 0,03  | 0,08  | 0,49  | 0,25  |
| MnO                             | 0,01  | 0,00  | 0,02  | 0,01  | 0,04  | 0,01   | 0,02  | 0,09  | 0,08  | 0,05  |
| CaO                             | 4,00  | 1,56  | 2,67  | 0,73  | 1,83  | 2,30   | 1,47  | 24,21 | 2,89  | 1,82  |
| MgO                             | 1,40  | 0,88  | 1,05  | 3,43  | 1,58  | 1,60   | 2,11  | 1,05  | 1,05  | 0,07  |
| Na <sub>2</sub> O               | 3,60  | 3,16  | 3,30  | 1,69  | 3,88  | 4,40   | 4,46  | 2,38  | 4,94  | 4,57  |
| K <sub>2</sub> O                | 1,80  | 2,00  | 1,85  | 0,76  | 1,80  | 2,20   | 1,53  | 1,38  | 4,37  | 5,21  |
| H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>   | -     | 7,10  | -     | -     | -     | -      | -     | -     | 0,88  | 0,80  |
| H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>   | 4,70  | -     | -     | -     | -     | 4,10   | -     | -     | 0,44  | 0,41  |
| П.п.п.                          | 4,30  | -     | 9,88  | 7,20  | 10,80 | 7,00   | 11,78 | 23,61 | -     | -     |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>   | 0,12  | 0,65  | 0,11  | 0,07  | 0,11  | 0,09   | 0,09  | 0,09  | 0,18  | 0,14  |
| Сумма                           | 99,85 | 99,20 | 99,61 | 99,55 | 99,32 | 100,24 | 99,28 | 98,30 | 99,65 | 99,73 |
| SO <sub>3</sub>                 | -     | -     | 0,27  | 0,06  | 0,34  | -      | 0,24  | 0,02  | -     | -     |
| F                               | -     | -     | 0,06  | 0,12  | 0,03  | -      | 0,03  | 0,02  | -     | -     |
| CO <sub>2</sub>                 | -     | 0,32  | 0,25  | 0,25  | 0,07  | -      | 0,07  | 18,53 | 0,00  | 0,00  |
| H <sub>2</sub> O <sub>общ</sub> | -     | 7,10  | 4,63  | 5,47  | 5,05  | -      | 5,45  | 2,48  | -     | -     |

Примечание. В обр. 604 и 613 обнаружено соответственно 0,27 и 0,26 вес.% SrO.

цабскому возрасту, была известна ранее в юго-восточной части массива Цаган-Субурга (см. рис. 21, № 9). Однако генетическое родство этих вулканитов и пеплов было не столь очевидно и не дискутировалось ранее.

Потоки и купола кварцевых порфиров, риолитоацитов, риолитов здесь прорывают и перекрывают окремненные пепловые отложения. Поле выходов этих пород в юго-восточной части массива занимает площадь  $6 \times 8$  км. Высота отдельных куполов 20–50 м, иногда выше. Породы белые или светло-серые, порфировидные. Количество порфировых вкрапленников колеблется в разных участках куполов от четверти до половины объема породы. Они представлены примерно равными количествами кварца и плагиоклаза и чуть меньшим биотита.

Кроме того, в 1–2% объема породы отмечаются значительно меньшие по размеру (до 0,2 мм), но отчетливо выделяющиеся на фоне основной массы зерна рудного минерала и апатита. Все минералы встречаются как в виде гломеропорфировых сростков, так и отдельных кристаллов. Порфировые вкрапленники кварца округлой, реже угловатой формы с заливками, содержат включения основной массы и апатита. Часто имеют оплавленный вид и окружены характерной сферолитовой каймой (см. рис. 36) из плохо раскристаллизованных микролитов кварца и плагиоклаза. Вкрапленники плагиоклаза по составу отвечают переходным разностям от альбита № 1 до олигоклаза № 20. Встречаются как однородные по составу кристаллы, так и зональные. В последнем случае состав внутренних зон более кислый, чем внешних. Сферолитовая основная масса состоит из кварца и плагиоклаза или только из кварца.

В некоторых куполах стекло почти не раскристаллизовано и имеет местами сферолитовую отдельность, в других – слабо раскристаллизовано до бесформенно округлых выделений кварца и мельчайших (0,01 мм) лейст плагиоклаза. На этом фоне выделяются разноразмерные вкрапленники кварца, в подчиненном количестве – плагиоклаза и более мелких (0,5–1 мм) лейст биотита. Иногда встречается калиевый полевой шпат. В пределах массива наблюдается некоторая дифференциация вещества: описанные породы приурочены к западной части массива, купола в восточной части сложены более раскристаллизованными породами, имеющими плагиоклазовую основную массу и содержащими во вкрапленниках, помимо кварца, плагиоклаза и биотита, еще оливин и пироксен.

Небольшие (высотой 5–10 м и площадью  $20 \times 20$  м, редко более) куполовидные постройки с зачатками лавовых потоков и с лавобрекчиями в центральных частях наблюдаются непосредственно в поле распространения пепловых туфов. В этом случае породы размыты, и сортированные окатанные обломки основной массы и вкрапленников кварцевых порфиров дугообразно растянуты вокруг центра извержения.

Пространственная сближенность и описанные взаимоотношения пепловых и эффузивных пород, характерный состав туфов, плохая окатанность в нем обломочного материала, наличие пепловых частиц стекла дают основания полагать, что туфогенные породы рассматриваемого разреза и эффузивные тела формировались в результате единого вулканического процесса, в котором образование экструзивных тел сопровождалось эксплозиями, выносившими в окружающее пространство не только кри-

талловитрокластический пепел, но и лапилли раскристаллизованной основной массы кварцевых порфиров. Образование куполов не было одноактным процессом, поэтому на фоне общего отставания эффузивной деятельности от эксплозивной часть пеплов могла быть синхронной и даже более поздней по сравнению с частью экструзий. О такой возможности свидетельствуют описанные размытые купола кварцевых порфиров, прорывающие центральную часть пепловой толщи.

Таким образом, в пределах Дзунбаинской системы прогибов полные разрезы пород цаганцабского возраста показывают, что большую часть этого времени регион был активной вулканической территорией. Вулканическая деятельность началась в раннецаганцабское время трещинными излияниями базальтов и андезитобазальтов. На этой стадии сформировались отдельные стратовулканы, потоки и покровы основных пород. Излияние основных лав приводило не только к кальдерообразным проседаниям в рельефе, связанным с застыванием магматических очагов, но и к дифференциации вещества в самих очагах, следствием чего в свою очередь стало раскисление субстрата [40, 41].

Это в сочетании с соответствующей тектонической обстановкой привело в позднецаганцабское время к излиянию кислых лав и образованию серии одиночных кислых вулканических построек. Извержения, по-видимому, относились к пелейскому типу и включали в себя эксплозивные стадии, приводившие к накоплению мощных толщ пеплов вблизи вулканических конусов, особенно в пониженных участках рельефа. Выбросы пеплов шли параллельно с излияниями кислых лав или опережали последние. Нижние части пепловых разрезов, как указывалось выше, могли быть связаны с эксплозиями, сопровождавшими андезитобазальтовый вулканизм. Об этом может свидетельствовать двучленность некоторых пепловых разрезов (например, участок Цаган-Цаб).

Возраст пепловой толщи может быть определен достаточно точно – от  $131-129 \pm 8$  до  $123 \pm 6$  млн лет, где первая цифра – возраст излияний трещинных базальтов, определенный К–Аг-методом [24, 43], вторая – то же для риолитодацитов [24]. Иногда эксплозивная стадия завершала процесс кислого вулканизма, и на ряде участков не встречается ни кислых лавовых потоков, ни куполов риолитодацитов. Они могли не только не проявляться, но и размываться, и в настоящее время бывшие пепловые конуса могут выглядеть как линзы грубого слоистого вулканогенно-осадочного материала, концентрически ориентированного вокруг единого центра, как это наблюдается на пепловом поле Цаган-Субурги.

Интересно отметить также свидетельства гидротермальной деятельности, проявляющейся не повсеместно на контактах лавовых потоков базальтов и перекрывающих их пеплов. Она выражается в наличии ряда высокотемпературных минералов в порых и кавернах базальтов (эпидот, хлорит на участке Цаган-Субурга), в интенсивной карбонатизации на границе базальтов и вулканогенно-осадочных пород (участки Амдгай-Такыр, Тушлег), в появлении высокотемпературной фауны (участок Амдгай-Такыр).

Таким образом, очевидно, что история геологического развития территории, заключенной в пределах Дзунбаинской системы прогибов, в цаган-

цабское время не отличается от таковой в сопряженных регионах, например в Мушугайском рудном поле [15, 19, 20, 40, 41], Чойбалсанской впадине [40] и др. В течение примерно 10 млн лет регион развивался как вулканическая страна, когда периоды вулканической активности перемежались с периодами затишья и преобладания осадочных процессов. Размеры площади, покрываемой пеплами, зависели от силы извержения, и в большинстве случаев пеплы распределялись вблизи вулканических аппаратов, т.е. для первичного материала, благодаря которому образовались цеолиты, на каждом участке был свой источник, и только отдельные пласты могли быть общими для всех проявлений и фиксировать наиболее мощные пеплопады, разносимые по всей территории.

## ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ЦЕОЛИТОЛИТОВ

### Цеолитопроявления Дзунбаинской системы прогибов

**Участок Цаган-Цаб.** В табл. 6, 7 приведены химические составы пород по трем профилям поверхностного разреза и по скв. 1 и 2 (рис. 37) участка Цаган-Цаб. Эти данные не совсем сопоставимы, так как анализы образцов по скважинам характеризуют только центральную и верхнюю части разреза, а образцы поверхностных выходов охватывают все типы пород на всей их площади. Однако если учесть, что анализировались только те породы, в которых содержание цеолитов выше 45%, и зная, что цеолит везде представлен клиноптилолитом, делать выводы о зависимостях в изменении состава цеолитолитов при их погружении, по-видимому, правомерно.

Данные анализов, из которых изъято количество Ca и CO<sub>2</sub>, израсходованное на формирование кальцита, представлены на серии гистограмм (рис. 38). Каждый узкий столбик на гистограмме соответствует одному анализу табл. 6, 7. Порядок расположения анализов в таблицах и на гистограммах одинаков. Из рисунков прежде всего следует, что колебания содержания отдельных компонентов в цеолитолитах как по площади месторождения, так и по глубине широки и незакономерны. Кроме того, состав пород поверхностного разреза отличается от состава пород в тех же пластах, но опробованных на некоторой глубине.

Содержания SiO<sub>2</sub> в поверхностном разрезе имеют более широкий интервал абсолютных значений – от 62 до 72% против 64–69,5% в скважинах. Объяснение этого состоит, по-видимому, не только в том, что поверхностный разрез охватывает более широкий спектр литологических разновидностей цеолитосодержащих пород, но и в слабом окремнении пород вблизи близповерхностных тектонических нарушений. В среднем содержания SiO<sub>2</sub> как на поверхности (24 анализа), так и на глубине (18 анализов) почти равное и составляет соответственно 66,15 и 66,27%.

Содержание Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> в поверхностных разрезах 11,9–14,5% при аномальных значениях 10,3; 11,0; 15,3%, в разрезе по скважинам – 13,8–15,3%, с аномалиями 12,2; 12,5; 17,0%. Нижние аномальные значения содержания Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> в какой-то мере прямо коррелируют с максимальными содержа-

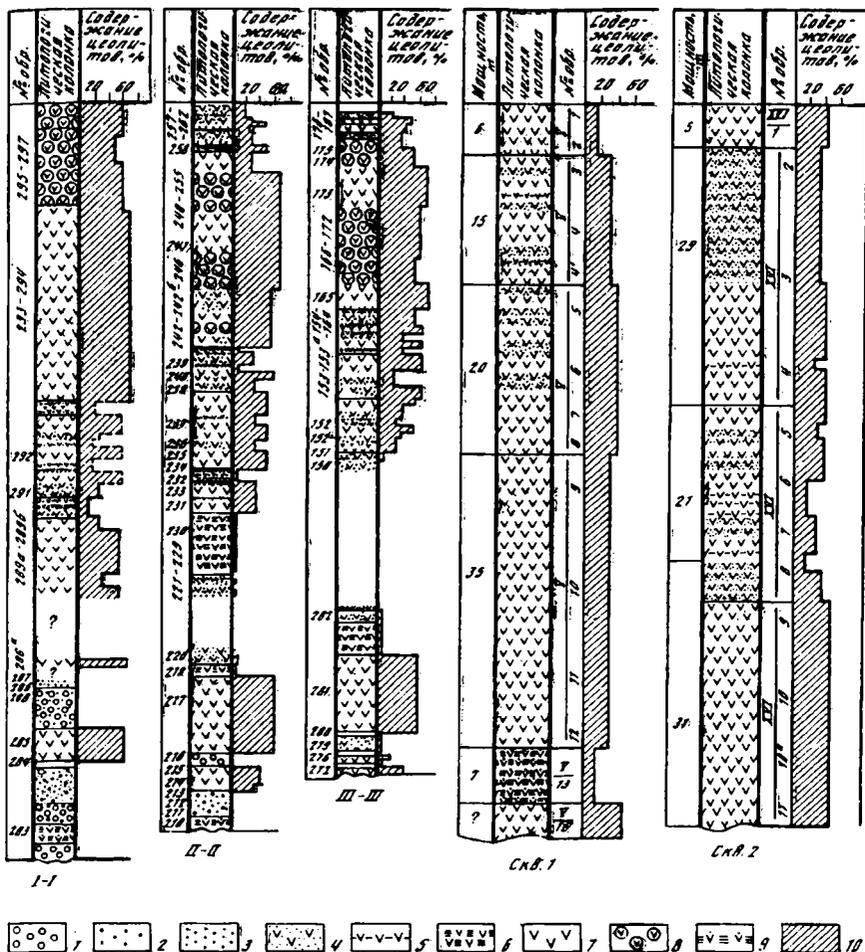


Рис. 37. Литограммы отложений участка Цаган-Цаб (положение профилей см. на рис. 10; отложения профилей I-I, II-II, III-III – поверхностные выходы, скв. 1 и 2 – отобранные по керну)

1 – конгломераты; 2 – гравелиты; 3 – песчаники; 4 – туфопесчаники; 5 – туфо-алевролиты; 6 – туфоаргиллиты; 7-9 – туфы и туффиты: 7 – полосчатой текстуры, 8 – шаровой и мелкоглыбовой отдельности, 9 – смектитизированные; 10 – содержание цеолитов (в процентах от общего объема породы)

ниями  $\text{SiO}_2$  и характеризуют зоны окремнения в породах. Верхние аномальные значения прямо коррелируют с количеством в породе  $\text{MgO}$  и, по-видимому, отвечают зонам повышенной смектитизации. Наблюдается некоторое уменьшение количества  $\text{Al}$  в поверхностных породах северной части цеолитопроявления (обр. 245–297), что близко к поведению  $\text{Ti}$ , двухвалентного  $\text{Fe}$ ,  $\text{Mg}$  и соответствует наиболее чистым цеолитолизам.

Таблица 6

Химический состав цеолитизированных пород участка Цаган-Цаб (по поверхностным выходам), вес. %

| Компонент                      | 215   | 217   | 218   | 230   | 231   | 235   | 237    | 238   | 242   | 242а  | 242б  | 242в  | 245   |
|--------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|--------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| SiO <sub>2</sub>               | 63,25 | 64,66 | 70,06 | 67,16 | 64,59 | 64,22 | 63,82  | 67,34 | 63,99 | 64,80 | 66,60 | 67,74 | 71,26 |
| TiO <sub>2</sub>               | 0,08  | 0,12  | 0,49  | 0,54  | 0,29  | 0,29  | 0,21   | 0,45  | 0,21  | 0,39  | 0,34  | 0,52  | 0,26  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 12,10 | 12,31 | 13,28 | 14,05 | 14,29 | 14,49 | 13,71  | 14,40 | 14,03 | 15,31 | 12,70 | 14,08 | 12,25 |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 1,28  | 0,85  | 1,77  | 2,42  | 0,44  | 0,77  | 1,57   | 1,49  | 1,16  | 1,86  | 1,09  | 2,17  | 1,34  |
| FeO                            | 0,12  | 0,27  | 0,50  | 0,34  | 0,35  | 0,26  | 0,16   | 0,47  | 0,16  | 0,12  | 0,40  | 0,53  | 0,36  |
| MnO                            | 0,01  | 0,01  | 0,04  | 0,04  | 0,01  | 0,02  | 0,01   | 0,09  | 0,01  | 0,04  | 0,05  | 0,06  | 0,04  |
| CaO                            | 2,10  | 3,30  | 1,17  | 1,09  | 2,45  | 2,89  | 2,34   | 2,48  | 3,06  | 2,44  | 1,45  | 3,06  | 1,63  |
| MgO                            | 1,26  | 1,49  | 1,88  | 1,82  | 0,92  | 1,17  | 1,77   | 0,78  | 1,18  | 1,30  | 2,60  | 1,10  | 0,71  |
| Na <sub>2</sub> O              | 3,07  | 3,25  | 1,00  | 1,81  | 4,70  | 3,48  | 3,70   | 3,31  | 3,25  | 2,83  | 2,86  | 3,40  | 2,83  |
| K <sub>2</sub> O               | 2,44  | 2,44  | 6,50  | 5,64  | 3,29  | 2,88  | 3,29   | 3,21  | 3,44  | 3,33  | 3,33  | 3,25  | 3,13  |
| H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>  | 6,93  | 6,46  | -     | -     | 4,88  | -     | 5,20   | -     | 4,86  | -     | -     | -     | -     |
| H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>  | 6,81  | 4,72  | -     | -     | 3,42  | -     | 4,34   | -     | 4,05  | -     | -     | -     | -     |
| П.п.п.                         | -     | -     | 3,16  | 4,64  | -     | 8,97  | -      | 5,38  | -     | 6,99  | 8,16  | 4,70  | 5,76  |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0,04  | 0,04  | 0,14  | 0,12  | 0,01  | 0,14  | 0,06   | 0,13  | 0,04  | 0,12  | 0,11  | 0,12  | 0,09  |
| Сумма                          | 99,45 | 99,88 | 99,99 | 99,67 | 99,64 | 99,59 | 100,28 | 99,53 | 99,44 | 99,53 | 99,69 | 99,75 | 99,66 |
| SO <sub>3</sub>                | -     | -     | 0,03  | 0,08  | -     | 0,05  | -      | 0,09  | -     | 0,31  | 0,01  | 0,06  | 0,07  |
| CO <sub>2</sub>                | н/о   | н/о   | 0,22  | 0,07  | н/о   | 0,87  | н/о    | 0,51  | н/о   | 0,22  | 0,11  | 0,07  | 0,04  |

Таблица 6 (окончание)

| Компонент                      | 248   | 253   | 254   | 259   | 276   | 286    | 2896  | 291   | 293   | 295   | 296   | 297    |
|--------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|--------|-------|-------|-------|-------|-------|--------|
| SiO <sub>2</sub>               | 65,13 | 69,26 | 69,05 | 64,58 | 67,28 | 60,26  | 62,43 | 63,80 | 67,47 | 63,27 | 64,72 | 62,23  |
| TiO <sub>2</sub>               | 0,17  | 0,24  | 0,17  | 0,21  | 0,13  | 0,42   | 0,30  | 0,30  | 0,13  | 0,17  | 0,25  | 0,21   |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 12,09 | 13,29 | 12,13 | 14,38 | 11,08 | 14,47  | 12,29 | 13,53 | 10,54 | 11,87 | 11,96 | 12,26  |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 1,21  | 1,07  | 0,79  | 0,64  | 0,66  | 4,38   | 0,89  | 2,69  | 1,28  | 3,18  | 2,24  | 4,68   |
| FeO                            | 0,26  | 0,09  | 0,18  | 0,24  | 0,15  | 0,77   | 0,24  | 0,14  | 0,23  | 0,28  | 0,12  | 0,24   |
| MnO                            | 0,01  | 0,05  | 0,00  | 0,25  | 0,00  | 0,01   | 0,01  | 0,00  | 0,00  | 0,00  | 0,00  | 0,01   |
| CaO                            | 1,52  | 1,99  | 2,31  | 3,96  | 1,27  | 1,03   | 2,57  | 2,66  | 1,67  | 2,12  | 1,44  | 2,23   |
| MgO                            | 1,69  | 0,78  | 0,50  | 1,34  | 0,50  | 3,47   | 1,34  | 0,86  | 0,32  | 0,92  | 0,52  | 0,88   |
| Na <sub>2</sub> O              | 2,89  | 3,29  | 3,61  | 4,16  | 3,98  | 1,35   | 3,07  | 3,43  | 2,88  | 2,43  | 3,61  | 3,07   |
| K <sub>2</sub> O               | 4,15  | 3,29  | 3,33  | 3,86  | 2,87  | 3,29   | 3,27  | 3,44  | 3,29  | 2,80  | 3,86  | 3,29   |
| H <sub>2</sub> O*              | 6,01  | –     | 3,52  | 3,84  | 6,91  | 4,87   | 6,87  | 4,09  | 5,13  | 5,58  | 4,90  | 5,21   |
| H <sub>2</sub> O*              | 4,79  | –     | 3,74  | 2,14  | 5,49  | 5,89   | 6,57  | 4,42  | 6,66  | 6,57  | 5,88  | 5,91   |
| П.п.п.                         | –     | 6,25  | –     | –     | –     | –      | –     | –     | –     | –     | –     | –      |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0,03  | 0,08  | 0,01  | 0,04  | 0,01  | 0,12   | 0,01  | 0,12  | 0,02  | 0,01  | 0,01  | 0,01   |
| Сумм.:                         | 99,75 | 99,68 | 99,44 | 99,64 | 99,33 | 100,33 | 99,88 | 99,50 | 99,51 | 99,20 | 99,51 | 100,23 |
| SO <sub>3</sub>                | –     | 0,02  | –     | –     | –     | –      | –     | –     | –     | –     | –     | –      |
| CO <sub>2</sub>                | н/о   | 0,11  | н/о   | н/о   | н/о   | н/о    | н/о   | н/о   | н/о   | н/о   | н/о   | н/о    |

Примечание. – элемент не определялся, н/о – не обнаружен.

**Таблица 7**  
Химический состав цеолитизированных пород в скв. 1 и 2 участка Цаган-Цаб, вес.%

| Компонент                      | Скв. 1 |       |                  |        |       |       | Скв. 2 |       |        |
|--------------------------------|--------|-------|------------------|--------|-------|-------|--------|-------|--------|
|                                | V-1    | V-4   | V-4 <sup>1</sup> | V-6    | V-12  | V-16  | XVI-1  | XVI-2 | XVI-3  |
| SiO <sub>2</sub>               | 65,70  | 64,20 | 64,24            | 65,74  | 65,62 | 68,52 | 64,34  | 68,64 | 63,88  |
| TiO <sub>2</sub>               | 0,31   | 0,45  | 0,37             | 0,30   | 0,31  | 0,20  | 0,50   | 0,29  | 0,53   |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 14,67  | 14,04 | 14,90            | 14,24  | 14,02 | 12,60 | 14,78  | 14,71 | 16,99  |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 2,38   | 2,64  | 3,13             | 2,20   | 2,98  | 1,24  | 2,76   | 1,33  | 3,23   |
| FeO                            | 0,31   | 0,54  | 0,59             | 1,15   | 0,70  | 0,28  | 0,39   | 0,31  | 0,34   |
| MnO                            | 0,11   | 0,07  | 0,05             | 0,04   | 0,08  | 0,03  | 0,10   | 0,03  | 0,04   |
| CaO                            | 1,50   | 2,71  | 1,73             | 1,45   | 1,63  | 1,54  | 3,17   | 2,17  | 1,81   |
| MgO                            | 1,61   | 1,49  | 1,59             | 1,30   | 1,30  | 0,65  | 1,95   | 1,17  | 2,08   |
| Na <sub>2</sub> O              | 2,57   | 2,14  | 2,64             | 3,13   | 3,43  | 2,69  | 2,16   | 3,06  | 1,70   |
| K <sub>2</sub> O               | 3,11   | 4,81  | 4,03             | 3,95   | 3,29  | 4,13  | 3,16   | 3,65  | 3,97   |
| П.п.п.                         | 7,37   | 6,56  | 6,30             | 6,63   | 6,22  | 7,85  | 5,98   | 4,51  | 5,92   |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0,06   | 0,13  | 0,07             | 0,07   | 0,09  | 0,09  | 0,16   | 0,07  | 0,09   |
| Сумма                          | 99,70  | 99,77 | 99,64            | 100,19 | 99,67 | 99,82 | 100,05 | 99,94 | 100,07 |
| SO <sub>3</sub>                | 0,02   | 0,03  | 0,01             | 0,05   | 1,09  | 0,15  | 0,05   | 0,03  | 0,02   |
| CO <sub>2</sub>                | 0,07   | 1,04  | 0,07             | 0,45   | 0,22  | 0,15  | 1,09   | 0,36  | 0,01   |

*Примечание.* Скв. 1 – образцы V-1–V-16; скв. 2 – образцы XVI-1–XVI-11.

Таблица 7 (окончание)

| Компонент                      | Скв. 2 |       |       |       |       |       |        |                     |        |
|--------------------------------|--------|-------|-------|-------|-------|-------|--------|---------------------|--------|
|                                | XVI-4  | XVI-5 | XVI-6 | XVI-7 | XVI-8 | XVI-9 | XVI-10 | XVI-10 <sup>д</sup> | XVI-11 |
| SiO <sub>2</sub>               | 64,24  | 69,54 | 68,20 | 68,38 | 65,40 | 65,70 | 65,34  | 65,85               | 69,30  |
| TiO <sub>2</sub>               | 0,45   | 0,34  | 0,34  | 0,24  | 0,46  | 0,37  | 0,30   | 0,30                | 0,31   |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 13,92  | 14,66 | 13,94 | 14,23 | 15,43 | 15,36 | 14,40  | 14,54               | 12,26  |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 1,73   | 0,96  | 1,11  | 1,23  | 2,29  | 2,33  | 1,76   | 1,48                | 1,41   |
| FeO                            | 0,99   | 0,45  | 0,50  | 0,47  | 0,65  | 0,72  | 0,68   | 0,59                | 0,65   |
| MnO                            | 0,03   | 0,06  | 0,03  | 0,05  | 0,03  | 0,01  | 0,15   | 0,07                | 0,04   |
| CaO                            | 2,29   | 2,35  | 2,62  | 2,53  | 2,08  | 2,89  | 2,31   | 1,81                | 1,63   |
| MgO                            | 1,10   | 1,43  | 1,05  | 0,91  | 1,63  | 0,33  | 0,78   | 0,91                | 0,78   |
| Na <sub>2</sub> O              | 2,46   | 3,00  | 3,20  | 3,23  | 2,40  | 2,81  | 3,10   | 2,98                | 2,81   |
| K <sub>2</sub> O               | 4,11   | 3,08  | 3,19  | 3,40  | 4,05  | 3,83  | 3,29   | 3,54                | 3,29   |
| П.п.п.                         | 8,07   | 3,65  | 5,32  | 4,83  | 5,15  | 5,32  | 7,50   | 7,37                | 7,01   |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0,12   | 0,08  | 0,11  | 0,07  | 0,08  | 0,10  | 0,09   | 0,15                | 0,17   |
| Сумма                          | 99,51  | 99,59 | 99,61 | 99,57 | 99,65 | 99,78 | 99,69  | 99,59               | 99,66  |
| SO <sub>3</sub>                | 0,46   | 0,13  | 0,06  | 0,13  | 0,07  | 0,04  | 0,13   | 0,04                | 0,09   |
| CO <sub>2</sub>                | 0,18   | 0,01  | 0,14  | 0,43  | 0,22  | 0,37  | 0,07   | 0,30                | 0,15   |

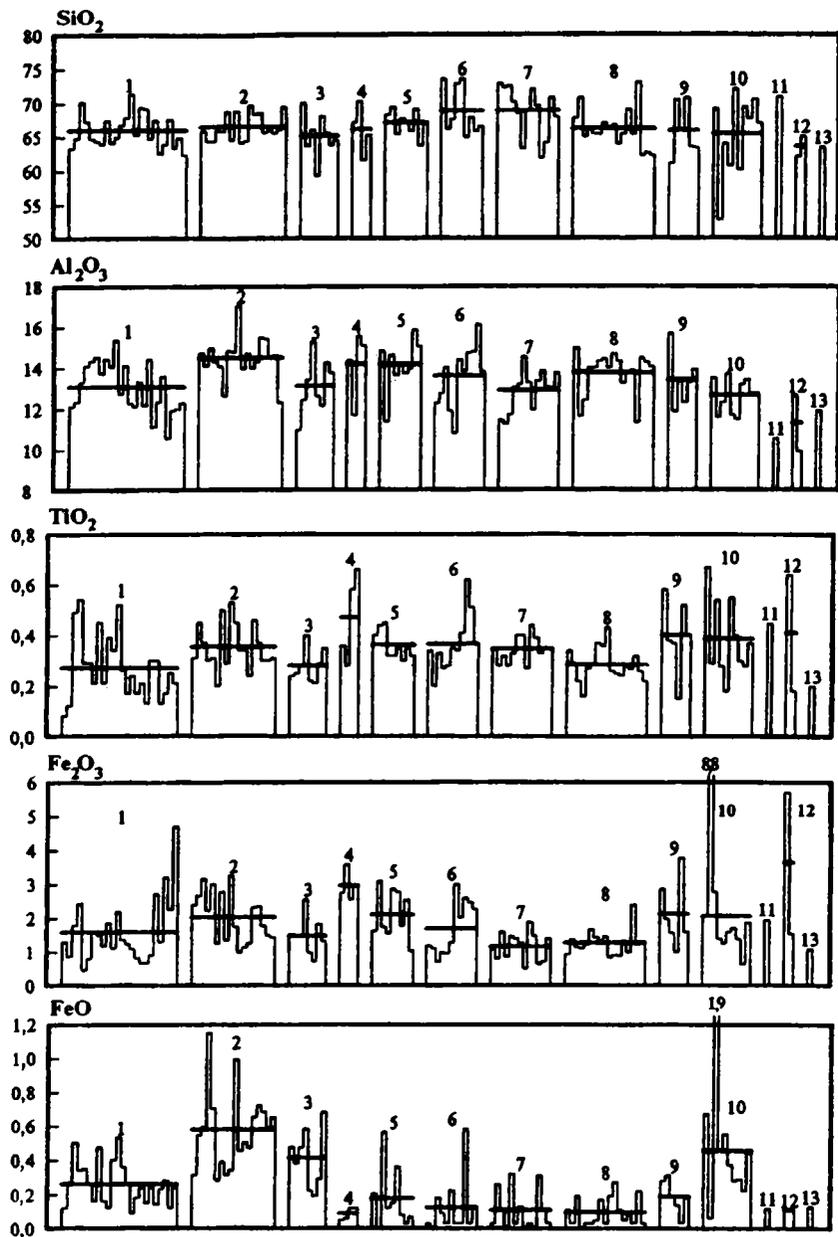
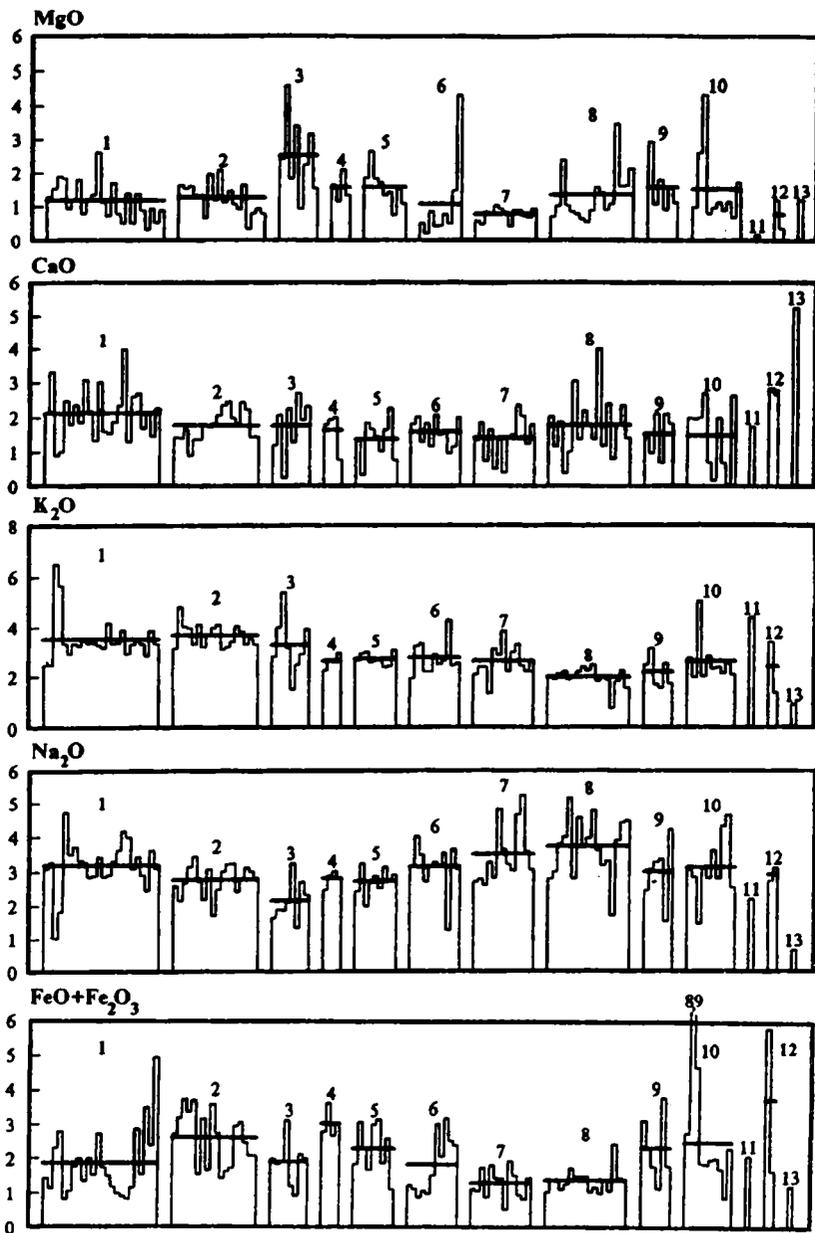


Рис. 38. Гистограммы распределения оксидов по разрезам отдельных цеолитопроявлений  
 На графиках: вертикальная ось – содержание оксида (в вес. %), горизонтальная ось – анализы (см. табл. 4–12, 14), жирная линия – среднее содержание оксида по цеолитопроявлению



1-13 - цеолитопоявления: 1 - Цаган-Цаб, поверхностные выходы отложений, 2 - Цаган-Цаб, отложения, вскрытые скважинами, 3 - Тушлег, 4 - Ургэн (40-й км), 5 - Баян-Мунх, 6 - Цаган-Субурга, 7 - Баян-Обо, 8 - Амдгай-Такыр, 9 - Хан-Богдо, 10 - Хара-Хутул, 11 - Ульдэй, 12 - гора Дурбэн-Дериту, 13 - гора Хайрхан-Ула

Среднее содержание  $\text{Al}_2\text{O}_3$  заметно меньше в поверхностных породах (13,02%) по сравнению с вскрытыми скважинами (14,43%), что, видимо, также связано с более высокими содержаниями смектита в породах, претерпевших диагенетические преобразования.

Во всех породах разреза содержание  $\text{TiO}_2$  низкое. В поверхностных выходах оно колеблется от 0,08 до 0,54% при среднем значении 0,27%; в породах из скважин амплитуда вариаций меньше – 0,20–0,53%, а среднее значение (0,35%) – выше. Как уже отмечалось, поведение  $\text{Ti}$  в цеолитолитах напоминает поведение  $\text{Al}$ .

Для  $\text{Fe}$  обнаруживается четкая тенденция обогащения погребенных частей разреза  $\text{FeO}$ , хотя в целом по разрезу это происходит на фоне главенствующего положения  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ . Колебания в содержании  $\text{FeO}$  в поверхностном разрезе от 0,09 до 0,53%, в скважинах – от 0,28 до 0,72% с аномальными значениями 1,0 и 1,5%, обусловленными присутствием аутигенного пирита. Средние значения содержания  $\text{FeO}$  показывают возрастание его количества от поверхности (0,26%) на глубину (0,57%).

Та же тенденция изменения наблюдается и для  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ . Средние значения  $\text{Fe}_2\text{O}_3(\text{пов}) = 1,56$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3(\text{скв}) = 2,01\%$  при разбросе данных от 0,5 до 4,7% в поверхностных выходах и от 0,9 до 3,2% в скважинах.

Содержание  $\text{CaO}$  в породах неравномерно. Отдельные части разреза (как поверхностные, так и в скважинах) довольно сильно карбонатизированы, и количество  $\text{CaO}$  в этих зонах может достигать 30% и более за счет развития вторичного кальцита. Такие анализы при построении графиков не учитывались. Из остальных данных, как указывалось выше, вычиталось количество кальция, связанного с приводимым в анализе  $\text{CO}_2$  (от долей процента до 2,5%, не более). Таким образом, поведение  $\text{CaO}$  на гистограмме отражает его содержание в исходных туфах и туффитах, т.е. обусловлено первоначальным количеством плагиоклаза, стекла и других  $\text{Ca}$ -содержащих силикатов. Вариации  $\text{CaO}$  в поверхностном разрезе от 1,2 до 3,0% с аномалиями 0,9; 3,3; 3,9%. В породах из скважин разброс значений меньше – от 0,4 до 2,4% с аномалией 0,8%. Среднее количество  $\text{CaO}$  выше в поверхностной зоне ( $\text{CaO}(\text{пов}) = 2,10$ ,  $\text{CaO}(\text{скв}) = 1,75\%$ ). Почти для всех образцов в поведении  $\text{CaO}$  отмечается прямая корреляция с  $\text{Na}_2\text{O}$ . По всей видимости, это может быть следствием того, что содержание этих элементов в породе зависит от количества в ней плагиоклаза – основного первичного концентратора  $\text{Ca}$  и  $\text{Na}$ , тем более, что цеолит на Цаган-Цабе содержит эти элементы в подчиненном количестве.

Среднее содержание  $\text{Na}_2\text{O}$  в поверхностном разрезе 3,16%, оно падает на глубине до 2,75%. Разброс значений в обоих случаях широк – от 2,7 до 3,5%  $\text{Na}_2\text{O}$  с аномалиями 1,0; 1,8; 2,3; 4,2%; 4,7%; в кернах скважин колебания содержаний  $\text{Na}_2\text{O}$  от 2,2 до 3,2% с аномалиями 1,6 и 3,4% (см. рис. 38).

В отличие от  $\text{CaO}$  и  $\text{Na}_2\text{O}$  содержание  $\text{K}_2\text{O}$  в поверхностном разрезе (2,5–3,2%) более стабильно, чем на глубине (3,1–4,1%). Аномально высокие значения (3,7; 3,8; 4,1; 5,5; 6,5% в поверхностном разрезе и 4,8% – в глубинном) могут быть следствием повышенного содержания в породе исходного биотита. Средние же значения связаны, видимо, с цеолитом

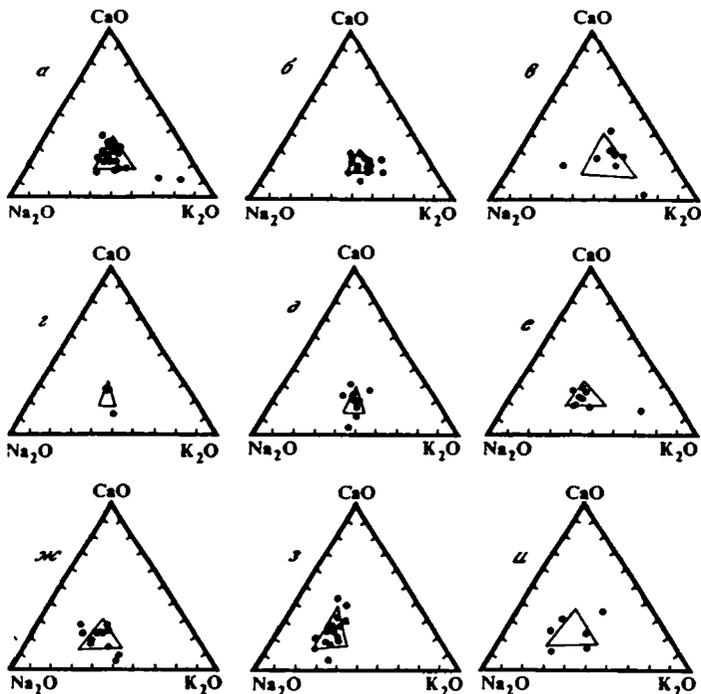


Рис. 39. Диаграммы содержания щелочей (в процентах от суммы  $K_2O + Na_2O + CaO$ )

Цеолитопоявления: *а* – Цаган-Цаб, поверхностные выходы отложений; *б* – Цаган-Цаб, отложения, вскрытые скв. 1 и 2; *в-и* – поверхностные выходы отложений: *в* – Тушлег, *г* – Ургэн (40 км), *д* – Баян-Мунх, *е* – Цаган-Субурга, *ж* – Баян-Обо, *з* – Амдгай-Такыр, *и* – Хан-Богдо

(или с цеолитизированным стеклом) и лишь чуть-чуть выше для пород из скважин (среднее значение  $K_2O(\text{пов}) = 3,48$ ;  $K_2O(\text{скв}) = 3,66\%$ ).

Количественные соотношения в породе между щелочами и щелочно-земельными элементами – важный предварительный оценочный критерий качества и выбора предпочтительных областей применения цеолитового сырья. В связи с этим данные по содержанию в цеолитолитах  $CaO$ ,  $K_2O$ ,  $Na_2O$  нанесены на диаграммы (рис. 39). Содержание  $MgO$  при этом не учитывалось, так как  $Mg$  в породе связан в основном в смектит, а присутствие его в цеолите незначительно. Из диаграмм видно, что площадь наиболее вероятных составов цеолитолитов поверхностного разреза заключена в треугольнике, отвечающем 30–59%  $Na_2O$ , 32–53%  $K_2O$ , 18–38%  $CaO$ . В породах вскрытого скважинами разреза эта площадь значительно суживается: до 30–42%  $Na_2O$ , 42–55%  $K_2O$ , 17–29%  $CaO$ . Некоторый сдвиг в сторону большей калиевости в породах глубинного разреза объясняется не изменением состава самого клиноптилолита, а изменением количественного соотношения между новообразованными клиноптилолитом и смектитом в сторону увеличения количества последнего. Это накладывает

**Таблица 8**  
Химический состав цеолитизированных пород участка Тушлег, вес. %

| Компонент                      | 89    | 97 <sup>г</sup> | 98    | 104    | 105   | 107    | 116   | 119   | 124   | 132   |
|--------------------------------|-------|-----------------|-------|--------|-------|--------|-------|-------|-------|-------|
| SiO <sub>2</sub>               | 69,98 | 63,55           | 65,84 | 65,54  | 70,66 | 59,20  | 58,86 | 66,72 | 68,50 | 71,86 |
| TiO <sub>2</sub>               | 0,24  | 0,25            | 0,28  | 0,36   | 0,48  | 0,40   | 0,38  | 0,58  | 0,44  | 0,55  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 10,95 | 12,39           | 13,37 | 12,60  | 12,19 | 15,23  | 8,38  | 14,78 | 11,61 | 12,15 |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 1,50  | 1,44            | 1,43  | 3,24   | 2,60  | 2,53   | 2,02  | 2,47  | 2,60  | 2,24  |
| FeO                            | 0,47  | 0,38            | 0,47  | 0,47   | 0,70  | 0,58   | 0,58  | 0,35  | 0,58  | 0,47  |
| MnO                            | 0,05  | 0,01            | 0,07  | 0,06   | 0,05  | 0,10   | 0,95  | 0,06  | 0,10  | 0,03  |
| CaO                            | 2,55  | 2,05            | 3,44  | 1,08   | 0,72  | 5,43   | 10,59 | 0,81  | 2,80  | 0,90  |
| MgO                            | 2,41  | 4,56            | 1,82  | 3,06   | 1,63  | 3,38   | 2,07  | 2,67  | 1,63  | 1,30  |
| Na <sub>2</sub> O              | 1,63  | 1,88            | 1,85  | 1,05   | 0,64  | 2,07   | 0,66  | 0,74  | 0,70  | 0,68  |
| K <sub>2</sub> O               | 2,75  | 4,00            | 5,40  | 9,32   | 7,70  | 3,13   | 3,40  | 6,48  | 5,94  | 6,34  |
| H <sub>2</sub> O <sup>*</sup>  | -     | 5,15            | -     | -      | -     | -      | -     | -     | -     | -     |
| H <sub>2</sub> O <sup>г</sup>  | -     | 3,61            | -     | -      | -     | -      | -     | -     | -     | -     |
| П.п.п.                         | 6,96  | -               | 5,37  | 3,17   | 2,48  | 7,80   | 11,48 | 3,72  | 4,44  | 2,85  |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0,08  | 0,06            | 0,20  | 0,10   | 0,11  | 0,17   | 0,20  | 0,13  | 0,25  | 0,14  |
| Сумма                          | 99,57 | 99,33           | 99,54 | 100,05 | 99,96 | 100,02 | 99,97 | 99,51 | 99,59 | 99,52 |
| SO <sub>3</sub>                | 0,04  | -               | 0,08  | 0,04   | 0,07  | 0,04   | 0,39  | 0,04  | 0,06  | 0,06  |
| CO <sub>2</sub>                | 1,07  | н/о             | 2,51  | 1,79   | 1,43  | 2,51   | 7,52  | 0,36  | 1,43  | 0,11  |

*Примечания:* 1. Обр. 488 отобран из туффитов участка Западный Тушлег. 2. Для построения графиков использовались анализы обр. 89, 97<sup>г</sup>, 98, 107, 135, 139, 144, 147, 488, отобранные в разрезе из туфогенных пород.

Таблица 8 (окончание)

| Компонент                      | 133   | 135   | 139   | 141   | 144   | 147   | 148   | 114   | 488    |
|--------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|--------|
| SiO <sub>2</sub>               | 75,10 | 67,90 | 65,52 | 63,39 | 69,14 | 63,64 | 63,98 | 67,38 | 64,40  |
| TiO <sub>2</sub>               | 0,36  | 0,22  | 0,21  | 0,30  | 0,29  | 0,29  | 0,47  | 0,70  | 0,35   |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 11,73 | 12,56 | 12,11 | 12,47 | 11,83 | 14,20 | 13,91 | 13,82 | 13,70  |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 1,00  | 0,96  | 0,70  | 2,14  | 2,60  | 1,82  | 1,80  | 2,94  | 1,30   |
| FeO                            | 0,59  | 0,22  | 0,19  | 0,49  | 0,21  | 0,29  | 0,40  | 0,45  | 0,68   |
| MnO                            | 0,04  | 0,04  | 0,04  | 0,12  | 0,01  | 0,01  | 0,07  | 0,04  | 0,03   |
| CaO                            | 1,26  | 1,92  | 2,69  | 4,52  | 1,99  | 1,90  | 4,07  | 1,09  | 2,30   |
| MgO                            | 1,82  | 0,91  | 2,22  | 2,08  | 1,65  | 3,13  | 1,50  | 1,43  | 1,53   |
| Na <sub>2</sub> O              | 2,00  | 3,22  | 1,35  | 1,75  | 1,05  | 2,70  | 1,12  | 1,05  | 2,30   |
| K <sub>2</sub> O               | 3,40  | 1,49  | 2,44  | 4,42  | 6,41  | 2,87  | 7,24  | 6,72  | 3,90   |
| H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>  | -     | -     | 5,99  | -     | 2,17  | 4,56  | -     | -     | -      |
| H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>  | -     | -     | 6,21  | -     | 1,82  | 3,91  | -     | -     | 3,40   |
| П.п.п.                         | 2,24  | 9,98  | -     | 7,74  | -     | -     | 4,78  | 3,89  | 6,00   |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0,12  | 0,09  | 0,04  | 0,17  | 0,03  | 0,02  | 0,18  | 0,21  | 0,12   |
| Сумма                          | 99,66 | 99,51 | 99,71 | 99,59 | 99,30 | 99,34 | 99,52 | 99,72 | 100,01 |
| SO <sub>3</sub>                | 0,03  | 0,11  | -     | 0,09  | -     | -     | 0,16  | 0,13  | -      |
| CO <sub>2</sub>                | 0,22  | 0,51  | н/о   | 2,54  | н/о   | н/о   | 2,54  | 0,07  | -      |

отпечаток и на поведение других элементов. В породах глубинного разреза накапливаются Al, Ti, Fe, тенденция в поведении Ca и Na обратная, количество Si и Mg почти не зависит от места отбора образца. Это явление в какой-то мере закономерно и объясняется увеличением степени изменения исходных пород в зависимости от глубины их погружения.

**Другие цеолитопроявления, расположенные в пределах Дзунбинской системы прогибов.** Среди этих цеолитопроявлений химический состав изучался исключительно по поверхностным разрезам для участков Тушлег, Ургэн (40-й км), Баян-Мунх, Цаган-Субурга, Баян-Обо, Амдгай-Такыр, Хан-Богдо (см. табл. 4, 5; табл. 8-12). Детали поведения всех породообразующих элементов видны из приведенных гистограмм (см. рис. 38). Основной вывод заключается в том, что для пород всех участков, так же как и для описанных разрезов Цаган-Цаба, видна неравномерность поведения всех породообразующих элементов по разрезам. На фоне этой неоднородности каждому участку свойственны свои особенности.

Выделяются два участка с высоким содержанием  $\text{SiO}_2$  и относительно низким  $\text{Al}_2\text{O}_3$ . Это Цаган-Субурга (средние  $\text{SiO}_2 = 68,05\%$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3 = 13,54\%$ ) и Баян-Обо (средние  $\text{SiO}_2 = 68,74\%$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3 = 12,84\%$ ). Соответственно для них среднее значение отношения  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3 = 5,03$  и  $5,35$ . Это отношение для Амдгай-Такыра (4,82), Хан-Богдо (4,91), Тушлега (4,98), Баян-Мунха (4,75), Ургэна (4,66) ниже и обусловлено как количеством кремнезема, которое колеблется от 65,0 до 66,9%, так и  $\text{Al}_2\text{O}_{3\text{cp}} = 13,06 + 14,13\%$  (см.

Таблица 9

Химический состав цеолитизированных пород участка Баян-Мунх, вес. %

| Компонент                         | 435   | 435 <sup>a</sup> | 436   | 437   | 439   | 440   | 442   | 446   | 447   |
|-----------------------------------|-------|------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| $\text{SiO}_2$                    | 68,16 | 69,36            | 65,26 | 67,50 | 67,22 | 65,70 | 68,95 | 63,56 | 66,76 |
| $\text{TiO}_2$                    | 0,40  | 0,44             | 0,45  | 0,32  | 0,32  | 0,35  | 0,30  | 0,35  | 0,32  |
| $\text{Al}_2\text{O}_3$           | 14,78 | 11,35            | 14,58 | 13,59 | 14,08 | 13,70 | 13,90 | 15,81 | 15,00 |
| $\text{Fe}_2\text{O}_3$           | 1,61  | 3,06             | 1,74  | 1,53  | 2,83  | 2,76  | 1,76  | 2,54  | 1,02  |
| FeO                               | 0,20  | 0,00             | 0,56  | 0,12  | 0,15  | 0,36  | 0,08  | 0,03  | 0,07  |
| MnO                               | 0,02  | 0,02             | 0,05  | 0,02  | 0,03  | 0,01  | 0,02  | 0,03  | 0,00  |
| CaO                               | 1,58  | 0,55             | 2,27  | 1,72  | 1,58  | 1,00  | 1,91  | 2,61  | 1,24  |
| MgO                               | 1,83  | 2,63             | 1,82  | 1,69  | 1,30  | 1,40  | 0,73  | 1,50  | 1,05  |
| $\text{Na}_2\text{O}$             | 2,40  | 3,23             | 1,96  | 2,65  | 2,85  | 2,50  | 3,12  | 2,68  | 2,89  |
| $\text{K}_2\text{O}$              | 2,60  | 2,87             | 2,95  | 2,54  | 2,60  | 2,60  | 2,33  | 2,37  | 3,03  |
| $\text{H}_2\text{O}^+$            | -     | -                | -     | -     | -     | -     | -     | -     | -     |
| $\text{H}_2\text{O}^-$            | -     | -                | -     | -     | -     | 4,20  | -     | -     | 7,46  |
| П.п.п.                            | 6,14  | 5,86             | 7,76  | 7,77  | 6,70  | 5,10  | 6,46  | 7,96  | 0,00  |
| $\text{P}_2\text{O}_5$            | 0,11  | 0,13             | 0,11  | 0,20  | 0,10  | 0,07  | 0,11  | 0,13  | 0,00  |
| Сумма                             | 99,83 | 99,50            | 99,51 | 99,65 | 99,76 | 99,75 | 99,67 | 99,57 | 98,84 |
| $\text{SO}_3$                     | 0,06  | 0,00             | 0,10  | 0,05  | 0,08  | -     | 0,07  | 0,05  | -     |
| F                                 | 0,02  | 0,04             | -     | -     | 0,05  | -     | 0,07  | 0,04  | -     |
| $\text{CO}_2$                     | 0,22  | 0,18             | 0,36  | 0,07  | -     | 0,11  | -     | 0,22  | 0,29  |
| $\text{H}_2\text{O}_{\text{общ}}$ | 6,28  | 8,69             | -     | -     | 5,41  | -     | 4,28  | 6,58  | 7,46  |

рис. 38). В содержании глинозема отмечается некоторая тенденция обогащения им пород цеолитопроявлений, расположенных вблизи аймачного центра Сайн-Шанд и обеднение им пород района Улугей.

Среди щелочей на всех участках преобладает  $\text{Na}_2\text{O}$  (см. рис. 38) и только на участке Тушлег содержание  $\text{K}_2\text{O}$  выше, чем  $\text{Na}_2\text{O}$  ( $\text{K}_2\text{O} = 3,23\%$ ,  $\text{Na}_2\text{O} = 2,125\%$ ). Следует отметить, что так же как и в случае с  $\text{SiO}_2$  и  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , по количеству щелочей территориально выделяются две зоны: район цеолитопроявлений, расположенных вблизи аймачного центра Сайн-Шанд, где  $\text{K}_2\text{O}$  преобладает над  $\text{Na}_2\text{O}$ , или разрыв между этими компонентами почти отсутствует (от сотых долей до  $0,2\%$  в пользу  $\text{Na}_2\text{O}$ ), и район Улугея, где количество  $\text{Na}_2\text{O}$  больше количества  $\text{K}_2\text{O}$  на  $0,4-1,7\%$ . Особенно высок этот разрыв на участке Амдгай-Такыр ( $3,69\%$   $\text{Na}_2\text{O}$  против  $1,94\%$   $\text{K}_2\text{O}$ ). Однако это относится к средним содержаниям щелочей по цеолитопроявлениям в целом. Если же обратиться к разбросу значений по отдельным пластам (см. рис. 39), то эта тенденция более сглажена (табл. 13). В то же время количество  $\text{CaO}$  в породах всех описываемых участков близко (разрыв в средних содержаниях  $\text{CaO}$  находится в пределах  $1,34-1,73\%$ ). В отношении  $\text{MgO}$ , повышенные содержания которого в большинстве случаев мы связываем с аутигенным смектитом, можно также говорить о равномерности его распределения. За исключением Тушлега ( $\text{MgO}_{\text{ср}} = 2,40\%$ ), его среднее содержание по участкам колеблется  $0,74-1,55\%$ .

Содержание  $\text{TiO}_2$  на всех участках довольно близкое и невысокое (около  $0,3\%$ ) с минимальными значениями на Амдгай-Такыре и Тушлеге. Суммарное содержание Fe в породах редко достигает  $3,0\%$ . Минимальные количества этого элемента наблюдаются в цеолитолитах, расположенных в Улугейском районе (см. рис. 21).

Таким образом, среди цеолитолитов, территориально расположенных в пределах Дзунбаинской системы прогибов, по химическому составу в поверхностных разрезах выделяется по крайней мере четыре группы.

Первая группа характеризуется относительно высокими значениями ( $5,08; 4,98$ ) отношений  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  и преобладанием  $\text{K}_2\text{O}$  над  $\text{Na}_2\text{O}$ . К этой группе относятся цеолитопроявления Цаган-Цаб и Тушлег. Вторая группа имеет примерно такие же значения отношений  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  ( $4,82; 4,91$ ), но  $\text{Na}_2\text{O}$  преобладает над  $\text{K}_2\text{O}$ . Примеры таких цеолитопроявлений – участки Амдгай-Такыр и Хан-Богдо, причем на последнем, как следует из рис. 39, присутствуют пласты как с калиевой, так и с натриевой спецификой. Для третьей группы характерны относительно низкие значения отношений  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  ( $4,66; 4,75$ ) при близком содержании щелочей (Ургэн, Баян-Мунх). И, наконец, в четвертой группе  $\text{Na}_2\text{O}$  преобладает над  $\text{K}_2\text{O}$  при высоких значениях отношений  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  ( $5,03; 5,35$ ) (Цаган-Субурга, Баян-Обо).

Если обратить внимание на карту расположения цеолитопроявлений, то станет ясно, что выделенные в группы участки связаны и территориально. Учитывая, что на всех участках, за исключением участка Ургэн, анализировались только поверхностные породы с содержанием цеолитов более

Таблица 10

Химический состав цеолитизированных пород участка Баян-Обо, вес. %

| Компонент                       | 535   | 535'  | 538   | 542   | 542'   | 545   |
|---------------------------------|-------|-------|-------|-------|--------|-------|
| SiO <sub>2</sub>                | 72,86 | 72,14 | 72,44 | 70,06 | 68,40  | 63,12 |
| TiO <sub>2</sub>                | 0,35  | 0,28  | 0,32  | 0,28  | 0,33   | 0,40  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>  | 11,42 | 11,22 | 11,69 | 13,00 | 13,14  | 14,47 |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>  | 1,07  | 0,80  | 1,60  | 0,85  | 1,47   | 1,39  |
| FeO                             | 0,03  | 0,26  | 0,12  | 0,01  | 0,32   | 0,03  |
| MnO                             | 0,02  | 0,03  | 0,02  | 0,04  | 0,03   | 0,04  |
| CaO                             | 1,79  | 2,48  | 0,80  | 1,63  | 0,50   | 1,43  |
| MgO                             | 0,57  | 0,46  | 0,81  | 0,77  | 1,00   | 0,91  |
| Na <sub>2</sub> O               | 2,70  | 2,78  | 2,58  | 3,26  | 2,80   | 4,80  |
| K <sub>2</sub> O                | 2,05  | 2,35  | 2,33  | 1,31  | 3,10   | 2,83  |
| H <sub>2</sub> O*               | –     | –     | –     | –     | –      | –     |
| H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>   | –     | –     | –     | –     | 4,10   | –     |
| П.п.п.                          | 6,74  | 6,75  | 6,60  | 7,92  | 4,80   | 9,80  |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>   | 0,17  | 0,12  | 0,20  | 0,14  | 0,02   | 0,13  |
| Сумма                           | 99,77 | 98,67 | 98,78 | 90,27 | 100,01 | 99,35 |
| SO <sub>3</sub>                 | 0,08  | 0,04  | 0,08  | 0,40  | –      | 0,19  |
| F                               | 0,05  | –     | 0,07  | 0,08  | –      | 0,08  |
| CO <sub>2</sub>                 | 0,37  | 0,51  | 0,07  | 0,01  | –      | 0,07  |
| H <sub>2</sub> O <sub>общ</sub> | 4,32  | –     | 4,42  | 4,88  | –      | 5,26  |

Таблица 11

Химический состав цеолитизированных пород участка Цаган-Субурга, вес. %

| Компонент                       | 562   | 565    | 565'  | 566   | 567   |
|---------------------------------|-------|--------|-------|-------|-------|
| SiO <sub>2</sub>                | 73,48 | 66,00  | 67,49 | 72,76 | 73,42 |
| TiO <sub>2</sub>                | 0,34  | 0,20   | 0,33  | 0,27  | 0,28  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>  | 12,23 | 12,70  | 13,97 | 11,85 | 10,77 |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>  | 1,18  | 1,10   | 0,69  | 0,97  | 0,94  |
| FeO                             | 0,03  | 0,00   | 0,18  | 0,09  | 0,03  |
| MnO                             | 0,02  | 0,01   | 0,00  | 0,02  | 0,02  |
| CaO                             | 1,79  | 2,00   | 2,23  | 2,45  | 1,61  |
| MgO                             | 0,50  | 0,20   | 0,83  | 0,40  | 0,43  |
| Na <sub>2</sub> O               | 3,13  | 4,00   | 3,46  | 2,70  | 3,13  |
| K <sub>2</sub> O                | 1,90  | 3,20   | 3,32  | 2,17  | 2,17  |
| H <sub>2</sub> O*               | –     | –      | 5,79  | –     | –     |
| H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>   | –     | 4,00   | –     | –     | –     |
| П.п.п.                          | 5,04  | 7,00   | –     | 5,46  | 6,50  |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>   | 0,15  | 0,20   | 0,07  | 0,25  | 0,12  |
| Сумма                           | 99,79 | 100,61 | 98,36 | 98,99 | 99,42 |
| SO <sub>3</sub>                 | 0,05  | –      | –     | 0,12  | 0,21  |
| F                               | 0,18  | –      | –     | 0,09  | 0,04  |
| CO <sub>2</sub>                 | 0,01  | –      | 0,75  | 0,51  | 0,37  |
| H <sub>2</sub> O <sub>общ</sub> | 3,57  | –      | 5,79  | 3,01  | 4,08  |

| 545   | 547   | 544   | 552   | 554   | 555   | 558   | 548   |
|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| 68,95 | 71,96 | 69,50 | 61,76 | 64,00 | 70,66 | 67,86 | 34,58 |
| 0,40  | 0,27  | 0,44  | 0,39  | 0,33  | 0,35  | 0,35  | 0,23  |
| 13,25 | 11,93 | 13,31 | 13,80 | 13,00 | 13,95 | 13,70 | 8,03  |
| 1,28  | 0,50  | 1,88  | 1,43  | 0,63  | 0,71  | 1,39  | 1,86  |
| 0,13  | 0,01  | 0,03  | 0,01  | 0,31  | 0,11  | 0,03  | 0,08  |
| 0,00  | 0,02  | 0,03  | 0,03  | 0,04  | 0,02  | 0,02  | 0,04  |
| 0,85  | 1,91  | 1,49  | 3,16  | 2,01  | 1,31  | 1,85  | 19,00 |
| 0,81  | 0,40  | 0,86  | 0,87  | 0,70  | 0,66  | 0,91  | 0,84  |
| 3,63  | 3,20  | 3,00  | 4,63  | 5,23  | 3,58  | 3,04  | 1,59  |
| 3,83  | 2,17  | 2,94  | 3,28  | 2,38  | 2,17  | 2,60  | 1,74  |
|       | -     | -     | -     | -     | -     | -     | -     |
| 4,45  | -     | -     | -     | -     | -     | -     | -     |
| 0,88  | 6,96  | 5,18  | 10,00 | 9,98  | 6,80  | 7,82  | 9,18  |
| 0,00  | 0,05  | 0,17  | 0,15  | 0,16  | 0,16  | 0,13  | 0,13  |
| 98,46 | 99,38 | 98,83 | 99,56 | 977   | 99,48 | 99,70 | 75,67 |
| -     | 0,14  | 0,14  | 0,03  | 0,13  | 0,11  | 0,07  | 22,35 |
| -     | 0,10  | 0,08  | 0,08  | 0,04  | 0,03  | 0,12  | 0,10  |
| 0,36  | 0,37  | 0,01  | 0,66  | 0,01  | 0,07  | 0,07  | 0,73  |
| 4,45  | 4,53  | 4,13  | 4,77  | 3,61  | 4,28  | 4,11  | 10,81 |

| 569   | 571   | 572   | 573    | 580   | 582   |
|-------|-------|-------|--------|-------|-------|
| 64,84 | 67,69 | 65,68 | 66,46  | 64,70 | 66,28 |
| 0,35  | 0,34  | 0,41  | 0,62   | 0,51  | 0,37  |
| 14,35 | 13,78 | 14,67 | 14,75  | 16,06 | 13,77 |
| 1,28  | 2,98  | 2,01  | 2,59   | 2,47  | 2,26  |
| 0,22  | 0,03  | 0,03  | 0,58   | 0,03  | 0,12  |
| 0,05  | 0,02  | 0,02  | 0,02   | 0,05  | 0,07  |
| 3,53  | 1,49  | 1,70  | 1,31   | 1,43  | 3,28  |
| 0,77  | 0,49  | 1,46  | 4,29   | 1,97  | 1,09  |
| 3,26  | 3,13  | 3,52  | 1,27   | 3,62  | 3,07  |
| 2,84  | 2,45  | 2,58  | 4,25   | 2,40  | 2,50  |
| -     | -     | -     | -      | -     | -     |
| -     | -     | -     | -      | -     | -     |
| 7,86  | 6,94  | 7,28  | 3,36   | 6,02  | 6,08  |
| 0,16  | 0,13  | 0,19  | 0,50   | 0,27  | 0,15  |
| 99,51 | 99,47 | 99,55 | 100,00 | 99,46 | 99,04 |
| 0,10  | 0,04  | 0,02  | 0,05   | 0,14  | 0,71  |
| 0,07  | 0,03  | 0,18  | 0,18   | 0,11  | 0,06  |
| 0,17  | 0,01  | 0,07  | 0,29   | 0,22  | 1,02  |
| 3,96  | 4,46  | 5,09  | 3,50   | 5,55  | 4,08  |

Таблица 12

Химический состав цеолитизированных пород участка Хан-Богдо, вес. %

| Компонент                       | 642   | 645    | 647   | 647   | 652   | 655    | 650    | 651   | 654   |
|---------------------------------|-------|--------|-------|-------|-------|--------|--------|-------|-------|
| SiO <sub>2</sub>                | 60,99 | 70,40  | 65,66 | 70,66 | 63,40 | 63,30  | 53,00  | 23,44 | 45,56 |
| TiO <sub>2</sub>                | 0,58  | 0,38   | 0,37  | 0,15  | 0,52  | 0,40   | 0,62   | 0,34  | 0,42  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>  | 15,65 | 11,86  | 13,34 | 12,27 | 13,25 | 13,90  | 15,25  | 5,94  | 9,73  |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>  | 2,85  | 1,98   | 1,57  | 1,00  | 3,76  | 1,60   | 4,60   | 1,73  | 3,22  |
| FeO                             | 0,28  | 0,31   | 0,19  | 0,14  | 0,03  | 0,18   | 1,12   | 0,28  | 0,05  |
| MnO                             | 0,02  | 0,03   | 0,03  | 0,00  | 0,06  | 0,01   | 0,24   | 0,10  | 0,19  |
| CaO                             | 2,57  | 1,10   | 2,17  | 1,09  | 4,03  | 1,80   | 7,70   | 28,62 | 15,24 |
| MgO                             | 2,90  | 1,05   | 1,78  | 0,86  | 1,58  | 1,10   | 2,80   | 2,64  | 1,84  |
| Na <sub>2</sub> O               | 2,42  | 3,04   | 3,26  | 3,34  | 1,53  | 4,20   | 1,80   | 1,53  | 3,94  |
| K <sub>2</sub> O                | 2,43  | 3,11   | 1,66  | 1,53  | 2,49  | 1,70   | 3,05   | 1,43  | 1,79  |
| H <sub>2</sub> O*               | -     | -      | -     | -     | -     | -      | -      | -     | 7,75  |
| H <sub>2</sub> O                | -     | -      | -     | -     | 3,80  | -      | -      | -     | -     |
| П. п. п.                        | 8,69  | 7,00   | 9,46  | -     | 8,40  | 8,20   | 9,60   | 33,52 | 16,70 |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>   | 0,27  | 0,07   | 0,11  | 0,02  | 0,17  | 0,05   | 0,44   | 0,13  | 0,16  |
| Сумма                           | 99,65 | 100,33 | 99,60 | 98,83 | 99,22 | 100,24 | 100,22 | 99,70 | 98,84 |
| SO <sub>3</sub>                 | 0,10  | 0,18   | 0,07  | -     | 0,49  | -      | 0,08   | 0,17  | 1,11  |
| F                               | 0,32  | 0,03   | -     | -     | 0,18  | -      | 0,24   | 0,56  | 0,11  |
| CO <sub>2</sub>                 | 0,91  | 0,11   | 0,07  | 0,33  | 1,53  | -      | 5,16   | 5,05  | 9,81  |
| H <sub>2</sub> O <sub>общ</sub> | 5,51  | 4,18   | -     | 7,75  | 3,96  | -      | 1,91   | 2,10  | 4,01  |

Таблица 13

Вариации содержания Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O, CaO (% от их суммы)

| Цеолилопроявление | Na <sub>2</sub> O | K <sub>2</sub> O | CaO   |
|-------------------|-------------------|------------------|-------|
| Тушлег            | 22-47             | 37-65            | 15-41 |
| Ургэн             | 40-47             | 35-45            | 17-41 |
| Баян-Мунх         | 38-50             | 38-48            | 12-30 |
| Цаган-Субурга     | 35-54             | 30-49            | 17-31 |
| Баян-Обо          | 39-62             | 28-48            | 11-30 |
| Амдгай-Такыр      | 40-66             | 23-39            | 12-38 |
| Хан-Богдо         | 36-60             | 25-49            | 15-36 |

45%, можно сделать предварительный вывод о том, что каждой из этих групп отвечал свой источник пеллового стекла, являющегося матрицей для формирования цеолитов.

Дальнейшее изучение строения участков на глубину и учет большего объема аналитического материала, по всей видимости, поможет детализировать и развить сделанный вывод. В частности, имеющиеся данные позволяют предположить, что конкретный источник вещества был для каждого цеолитопроявления, а объединенные группы участков отражали характер и эволюцию вулканизма региона в целом. Этот вывод важен главным образом для реконструкции истории геологического развития

региона в мезозое, но он важен также и для оценки цеолитового сырья, его катионной специфики, которая определяет перспективные направления использования цеолитов.

Заканчивая описание химизма пород этой группы цеолитопроявлений, отметим такой важный для промышленного использования цеолитов факт, как почти полное отсутствие в них вредных примесей. Содержание таких компонентов, как Cr, Ni, V, Cu, Co, Pb, Ga, Mo, As, Cd, равны средним содержаниям этих элементов в кислых породах или в большинстве случаев значительно ниже (табл. 14 см. стр. 84–85).

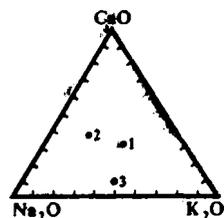
### Цеолитолиты Мушутай-Худужского рудного поля

Химический состав цеолитолитов, опробованных в разрезе под горой Дурбэн-Дериту, и исходного для них неизмененного онгонитового стекла приведен в табл. 15. Обр. 1057-1 характеризует туф с содержанием цеолитов (клиноптилолита с подчиненным количеством феррьерита, эрионита и шабазита) около 35%; в обр. 1057-5 – тот же туф, но с меньшим содержанием литокластов, цеолитизирован на 75%. Как видим, по степени преобразования исходной породы эти анализы не совсем сопоставимы, тем более, что во втором случае отличается и ассоциация аутигенных минералов – среди цеолитов преобладает шабазит, в подчиненном количестве отмечен эрионит, очень мало (на рентгенограмме фиксируются только единичные пики) клиноптилолита и феррьерита, к характерным нецеолитовым вторичным минералам, развивающимся по стеклу, относится калиевый полевоый шпат.

Однако несмотря на эти различия, говорить о направленности процесса все-таки можно. Из данных табл. 15 видно, что в результате преобразования из исходного стекла выносятся значительные количества Si, Na, K, в меньшей степени Al, привносятся  $Fe^{3+}$ , Ca, Mg. Как следует из треугольной диаграммы (рис. 40), по сравнению со стеклом в клиноптило-

Рис. 40. Диаграмма содержания щелочей в отложениях у подножия горы Дурбэн-Дериту (в процентах от суммы  $K_2O + Na_2O + CaO$ )

1 – обр. 1057-1, клиноптилолитовый туф; 2 – обр. 1057-5, шабазитовый туф; 3 – обр. 1059 – неизмененное онгонитовое стекло



литизированном и в шабазитизированном туфах резко возрастает количество CaO, соотношение же щелочей сдвигается в сторону обогащения натрием, причем для клиноптилолитизированного туфа этот сдвиг меньше, чем для шабазитового. Кроме того, при клиноптилолитизации породы интенсивнее, чем при ее шабазитизации, выносятся Si и привносятся  $Fe^{3+}$  и Ti. В целом клиноптилолитизированный туф отличается от шабазитизированного более высоким содержанием  $Al_2O_3$ ,  $Fe_2O_3$ ,  $TiO_2$ ,  $K_2O$  и низким –  $SiO_2$  и  $Na_2O$ , содержания CaO и FeO примерно одинаковы.

При сравнении с цеолитизированными породами, описанными для Дзун-

Таблица 14

Содержание редких элементов в цеолитолитах Монголии (в п · 10<sup>-4</sup>%)

| № обр.     | Цеолитопоявление | Cu      | Zn      | Pb      | Rb     |
|------------|------------------|---------|---------|---------|--------|
| 900/87     | Хайрхан-Ула      | 70      | 60      | 20      | 200    |
| 903/87     | "                | 70      | 60      | 20      | 22     |
| 955-979    | Замын-Улан       | Не опр. | Не опр. | Не опр. | 70-150 |
| У-338-142  | Ургэн            | 70      | 60      | 20      | 120    |
| 611а/85    | Амдгай-Такыр     | 70      | 60      | 20      | 94     |
| 647/85     | Хан-Богдо        | 70      | 60      | 20      | 79     |
| 254/84     | Цаган-Цаб        | 70      | 60      | 22      | 100    |
| 89/84      | Тушлег           | 70      | 60      | 20      | 130    |
| 98/84      | "                | 70      | 60      | 20      | 140    |
| 135/84     | "                | 70      | 60      | 29      | 62     |
| 10578-1/88 | Дурбан-Дериту    | 70      | 88      | 20      | 340    |
| 1057-5/88  | "                | 70      | 60      | 410     | 110    |
| 1059/88    | "                | 70      | 60      | 59      | 390    |
| 1078-2/88  | Ульдэй           | 70      | 60      | 41      | 610    |
| 1078-5/88  | "                | 70      | 72      | 20      | 200    |
| 1078-8/88  | "                | 70      | 60      | 51      | 400    |

Таблица 15

Химический состав цеолитолитов и стекла в разрезе у горы Дурбан-Дериту, вес. %

| Компонент                      | Туф                               |                             | Онгонитовое стекло,<br>обр. 1059 |
|--------------------------------|-----------------------------------|-----------------------------|----------------------------------|
|                                | клиноптилолитовый,<br>обр. 1057-1 | шабазитовый,<br>обр. 1057-5 |                                  |
| SiO <sub>2</sub>               | 62,06                             | 64,98                       | 72,47                            |
| TiO <sub>2</sub>               | 0,64                              | 0,18                        | 0,20                             |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 12,62                             | 9,92                        | 12,12                            |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 5,71                              | 1,55                        | 1,27                             |
| FeO                            | 0,11                              | 0,11                        | 0,28                             |
| MnO                            | 0,04                              | 0,10                        | 0,07                             |
| CaO                            | 2,83                              | 2,64                        | 0,82                             |
| MgO                            | 1,15                              | 0,33                        | 0,25                             |
| Na <sub>2</sub> O              | 2,70                              | 3,08                        | 4,09                             |
| K <sub>2</sub> O               | 3,40                              | 1,34                        | 4,15                             |
| H <sub>2</sub> O               | 4,02                              | 9,27                        | 0,36                             |
| H <sub>2</sub> O*              | 3,96                              | 6,02                        | 3,44                             |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0,31                              | 0,01                        | Не обн.                          |
| Сумма                          | 99,56                             | 99,57                       | 99,52                            |

Примечание. CO<sub>2</sub> и CO не обнаружены.

| Sr       | Y     | Zr     | Nb | Ba       | La      | Ce      | Cs      |
|----------|-------|--------|----|----------|---------|---------|---------|
| 250      | 10    | 130    | 10 | 1200     | 50      | 50      | He опр. |
| 380      | 10    | 96     | 10 | 810      | 50      | 50      | "       |
| 190-1400 | 10-19 | 86-220 | 10 | 959-1400 | 10-86   | 10-120  | 15-36   |
| 800      | 22    | 200    | 10 | 160      | 61      | 76      | He опр. |
| 1800     | 12    | 170    | 10 | 720      | 50      | 50      | "       |
| 1600     | 10    | 230    | 10 | 800      | 50      | 50      | "       |
| 350      | 26    | 170    | 10 | 30       | He опр. | He опр. | "       |
| 920      | 10    | 170    | 10 | 410      | 50      | 61      | "       |
| 530      | 41    | 170    | 10 | 410      | 67      | 79      | "       |
| 1500     | 13    | 40     | 10 | 890      | 50      | 50      | "       |
| 740      | 38    | 280    | 71 | 830      | 50      | 85      | "       |
| 440      | 14    | 96     | 83 | 580      | 50      | 76      | "       |
| 10       | 72    | 110    | 73 | 47       | 50      | 50      | "       |
| 62       | 31    | 110    | 13 | 77       | 50      | 50      | "       |
| 640      | 12    | 130    | 10 | 140      | 50      | 85      | "       |
| 41       | 26    | 73     | 10 | 88       | 50      | 67      | "       |

баинской системы прогибов, видно, что клиноптилолитизированный туф цеолитопроявления Мушугай резко обогащен Ti и Fe<sup>3+</sup>, а шабазитовый туф обеднен Al.

К особенностям туфогенных пород мушугайского рудного поля относятся повышенное содержание в них редких компонентов, таких, как Li, Ta, Nb и других (см. табл. 14). Эта редкометальная нагрузка сохраняется и при цеолитизации пород. Кроме того, в цеолитолитах отмечены высокие концентрации Sr, V, Pb, что необходимо учитывать при возможном использовании шабазитовых пород. По-видимому, их применение в животноводстве и растениеводстве должно сопровождаться значительными ограничениями.

### Цеолитолиты Северо-Чойбалсанского района

Химический состав пород четырех участков этой зоны приведен в табл. 16. Литологические разрезы на участках Их-Дзос-Нур (см. рис. 33) показывают близость условий цеолитизации этих пород к описанным для цеолитопроявлений Дзунбаинской системы прогибов. Об этом же свидетельствует и их химический состав (рис. 41, № 7, 8). Более богатые цеолитолиты, расположенные в 6 км от оз. Их-Дзос-Нур, имеют высокое содержание SiO<sub>2</sub> и отношение SiO<sub>2</sub>/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, равное 5,95. Среди щелочных компонентов количество Na<sub>2</sub>O преобладает над K<sub>2</sub>O, содержание CaO занимает промежуточное положение (см. табл. 16). Такое поведение химических элементов сближает этот участок с цеолитопроявлением Цаган-Цаб (см. рис. 39, а, б, рис. 41, № 8), описанным на юге Монголии.

Таблица 16

Химический состав неизмененных и цеолитизированных пород, локализованных в пределах Чойбалсанской впадины, вес %

| № обр. | Цеолитопроявление                     | Порода                         | SiO <sub>2</sub> | TiO <sub>2</sub> | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | FeO  | CaO  |
|--------|---------------------------------------|--------------------------------|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|------|
| 139    | Оз. Их-Дэс-Нур, западный берег        | Цеолитизированный туф          | 64,60            | 0,33             | 13,40                          | 2,00                           | 0,36 | 2,05 |
| 33     | В 6 км к юго-западу от оз. Их-Дэс-Нур | То же                          | 69,70            | 0,16             | 11,70                          | 1,00                           | 0,11 | 1,36 |
| 1043   | Гора Улан-Ширэт                       | Риолит                         | 71,78            | 0,75             | 13,69                          | 1,06                           | 0,33 | 1,86 |
| 1044   | Там же                                | Риолит с цеолитами по трещинам | 71,43            | 0,79             | 13,31                          | 2,64                           | 0,12 | 1,64 |
| 1047a  | "                                     | То же                          | 47,62            | 0,72             | 13,74                          | 1,68                           | 0,11 | 0,84 |
| 1048   | "                                     | "                              | 72,16            | 0,76             | 12,86                          | 2,55                           | 0,13 | 1,11 |
| 1061   | Гора Хар-Обо                          | Липарит                        | 78,36            | 0,60             | 9,51                           | 2,11                           | 0,13 | 0,63 |
| 1057   | "                                     | Цеолитизированный туф          | 68,84            | 0,63             | 11,51                          | 1,78                           | 0,24 | 2,55 |
| 1055   | "                                     | "                              | 68,38            | 0,74             | 11,70                          | 1,87                           | 0,13 | 1,44 |
| 1067   | "                                     | "                              | 66,54            | 0,62             | 11,50                          | 2,41                           | 0,13 | 3,26 |

| № обр. | MgO  | MnO  | Na <sub>2</sub> O | K <sub>2</sub> O | H <sub>2</sub> O <sup>+</sup> | H <sub>2</sub> O <sup>-</sup> | P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> | Сумма  | Содержание цеолитов, (%) |
|--------|------|------|-------------------|------------------|-------------------------------|-------------------------------|-------------------------------|--------|--------------------------|
| 139    | 2,75 | 0,02 | 1,70              | 3,30             | 5,80                          | 3,70                          | 0,11                          | 100,12 | 60                       |
| 33     | 1,30 | 0,01 | 1,80              | 1,20             | 6,90                          | 4,70                          | 0,02                          | 99,96  | 70                       |
| 1043   | 0,10 | 0,03 | 3,89              | 5,12             | 0,14                          | 0,79                          | 0,10                          | 99,72  | 5                        |
| 1044   | 0,11 | 0,02 | 3,63              | 4,90             | 0,05                          | 1,47                          | 0,06                          | 100,17 | Меньше 1                 |
| 1047a  | 0,74 | 0,04 | 4,06              | 5,23             | 0,02                          | 0,87                          | 0,03                          | 99,69  | "                        |
| 1048   | 0,38 | 0,04 | 3,97              | 4,90             | 0,05                          | 0,82                          | 0,04                          | 99,77  | 5                        |
| 1061   | 0,17 | 0,07 | 1,27              | 6,78             | 0,03                          | 0,32                          | н/обн.                        | 99,98  | 0                        |
| 1057   | 0,78 | 0,04 | 0,93              | 3,51             | 6,07                          | 2,75                          | 0,03                          | 99,66  | 27                       |
| 1055   | 2,24 | 0,04 | 0,85              | 4,04             | 4,15                          | 3,84                          | 0,07                          | 99,50  | 31                       |
| 1067   | 1,16 | 0,04 | 1,35              | 2,44             | 4,62                          | 5,45                          | 0,01                          | 99,53  | 33                       |

Состав цеолитолитов, обнаруженных непосредственно на берегу оз. Их-Дзос-Нур, более основной. Отношение  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  равно 4,82, а среди щелочей преобладает  $\text{K}_2\text{O}$  (см. рис. 41). Это сближает по составу данный участок с цеолитопроявлением юга – Тушлег (см. рис. 41, № 7, рис. 39, в).

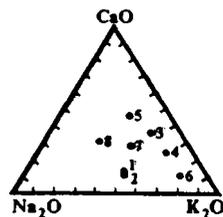
Полученные результаты дают основание предполагать, что цеолитизация на этих двух территориально сближенных проявлениях происходила на основе различных матриц, т.е. для каждого участка имелся свой источник исходного пеплового материала.

О химическом составе цеолитолитов участков Улан-Ширэт и Хар-Обо судить трудно, так как содержание цеолитов в проанализированных образцах (максимальное из встреченных и опробованных нами) составляло 5% для первого проявления и 27–33% для второго. Эти цифры явно недостаточны, чтобы называть породы цеолитолитами.

Для цеолитопроявления Улан-Ширэт, где цеолиты наблюдаются только в трещинных пространствах, валовый состав слабоизмененной и неизменной породы почти не отличается. Наблюдается слабая тенденция к привносу в зону изменения  $\text{Si}$ ,  $\text{Fe}^{3+}$  и выносу  $\text{Al}$ . Содержание остальных компонентов близко к фоновым значениям. Это хорошо видно по положению фигуративных точек щелочей на рис. 41, № 1, 2.

Рис. 41. Диаграмма содержания щелочей в цеолитолитах Северо-Чойбалсанского района (в процентах от суммы  $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} + \text{CaO}$ )

1, 2 – участок Улан-Ширэт: 1 – риолит, содержащий около 5% цеолитов, 2 – неизменный риолит; 3–6 – участок Хар-Обо, содержание цеолитов в липарите, %: 3 – 27; 4 – 31; 5 – 33; 6 – неизменный липарит; 7 – туф из берегового разреза оз. Их-Дзос-Нур, содержащий около 70% цеолитов; 8 – туф из разреза, расположенного в 6 км к юго-западу от оз. Их-Дзос-Нур, содержащий около 60% цеолитов



Цеолитизация липаритов горы Хар-Обо интенсивнее (до 33% объема породы), поэтому подвижность компонентов в процессе изменения пород более очевидна. Из породы при ее цеолитизации выносятся  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{MnO}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  и привносятся  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{MgO}$ .

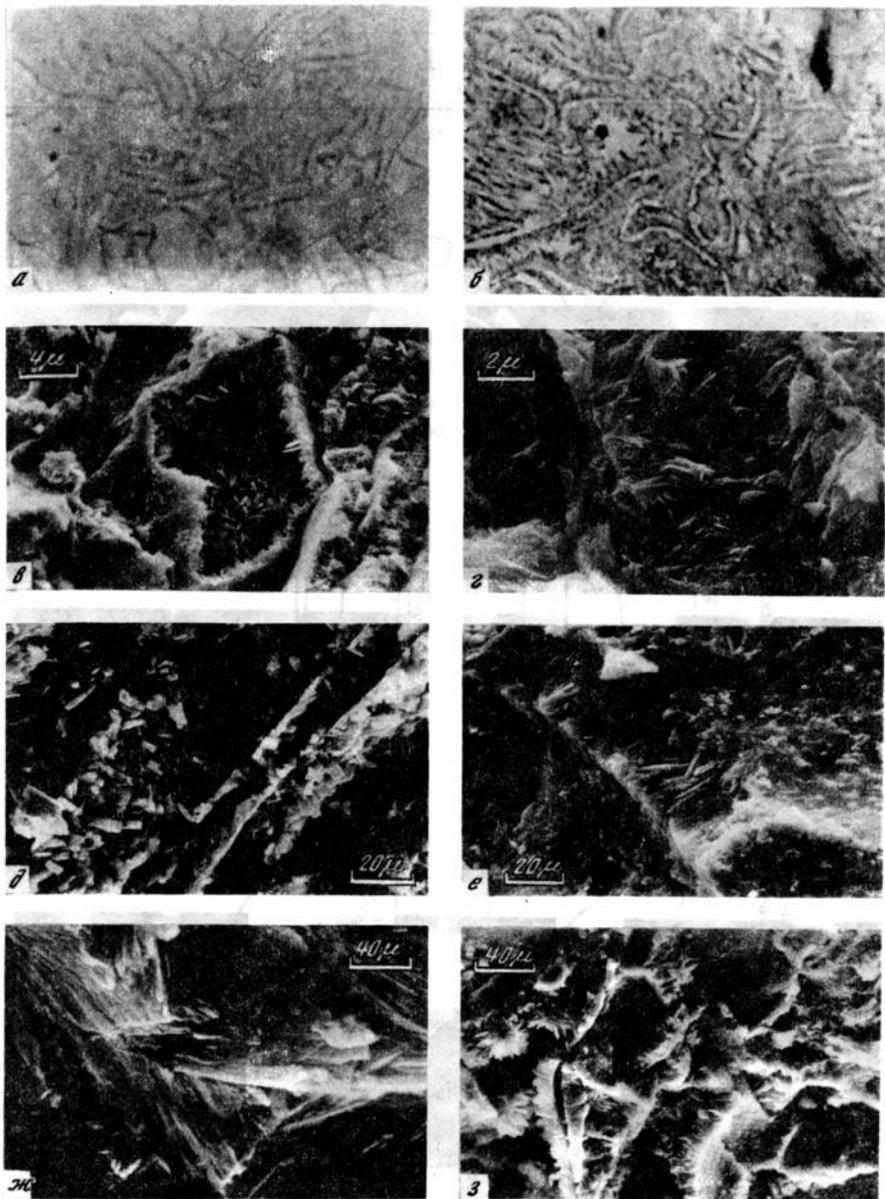
Обращает на себя внимание неравномерное распределение компонентов в отдельных частях породы. При практически одинаковой степени изменения колебания в содержании отдельных компонентов значительны. Особенно это заметно в поведении щелочей (см. рис. 41, № 3–6). Такая неоднородность наряду с распределением участков изменения вдоль проницаемых зон в порода обычно является следствием действия на породу гидротермальных растворов. Это отличает цеолитопроявления Улан-Ширэт и Хар-Обо от находящегося в этом же районе разреза вблизи оз. Их-Дзос-Нур и особенно от цеолитопроявлений, описанных на юге и юго-востоке Монголии.

## Цеолииты

**Клиноптилолит–гейландит.** Ранее (см. гл. 1) было показано, что минералы изоморфного ряда клиноптилолит–гейландит рационально классифицировать по изменениям в структурах минералов при их медленном нагревании [5, 49]. По этому принципу выделяют: собственно гейландит, кристаллическая решетка которого разрушается при температурах 450°C и ниже (обычно это Са-разности минерала); собственно клиноптилолит, выдерживающий без разрушения структуры температуру 750°C и выше (преимущественно К- и Na-разновидности минерала); и промежуточный клиноптилолит–гейландит, кристаллическая структура которого при температурах 280–400°C претерпевает изменения, а примерно к 750°C разрушается [5, 49]. Придерживаясь этой классификации, можно заключить, что для цаганцабского возраста на всех цеолитопроявлениях, расположенных в пределах Дзунбаинской системы прогибов, основным и часто единственным цеолитом является собственно клиноптилолит. Он же встречен в Мушугайском рудном поле в разрезе у горы Дурбэн-Дериту. В цеолитопроявлениях северо-востока Монголии термостойкий клиноптилолит характерен для разрезов, расположенных вблизи оз. Их-Дзос-Нур, на остальных проявлениях Северо-Чойбалсанского региона термостойкость клиноптилолита резко понижена. Здесь же в измененных риолитах горы Улан-Ширэт встречен гейландит.

**Клиноптилолит.** На всех цеолитопроявлениях по морфологии и генезису выделяются две генерации клиноптилолита. Первая – скрытокристаллические агрегаты, образующие псевдоморфозы по стеклу (рис. 42), и вторая – пластинчатые, коротко- и длинностолбчатые кристаллы (рис. 43), образующиеся в условиях свободного роста в микропоровых пространствах. И те, и другие дают четкие клиноптилолитовые рентгенограммы, но диффрактограммы скрытокристаллических разностей содержат большее количество пространственных рефлексов. В зависимости от морфологических особенностей кристаллов сильно изменяется интенсивность отражений рефлексов [020] с  $d = 8,9 \text{ \AA}$  и плохо разрешающейся группы рефлексов с индексами [132], [004], [042], сливающихся в один широкий максимум с  $d = 3,93 \text{ \AA}$ . Наивысшая интенсивность отражения [020] характерна для клиноптилолитов с пластинчатой формой кристаллов, в то время как у скрытокристаллических или короткопризматических разностей интенсивности рефлексов [020] и усредненного отражения с  $d = 3,93 \text{ \AA}$  могут быть равными, или последний становится наиболее интенсивным (рис. 44).

Клиноптилолит термостойчив. Отобранные кристаллы клиноптилолита на участке Тушлег имеют идентичные рентгенограммы как для природного состояния, так и после прокаливания в течение 17 ч при температуре 550°C (рис. 45, 46). Они практически не изменяются (уменьшение площади пика [020] менее 10%) при такой же обработке цеолитизированных туфов участков Цаган-Цаб, Амдгай-Такыр, Хан-Богдо, Северный Улугей, Манлай (см. рис. 45, 46). Для цеолитолитов участков Западный Тушлег, Баян-Обо, Цаган-Субурга, Аргалант после прокаливания образцов кли-



**Рис. 42.** Замещение вулканического стекла цеолитами

*а, б* – микрофото: *а* – исходный неизменный туф, без анализатора, увел. 96; *б* – цеолитизированный туф, без анализатора, увел. 96; *в-з* – снимки с РЭМ: *в, г* – пепловые частички стекла, замещенные скрытокристаллическими агрегатами клиноптилолита, *д-з* – реликты пепловых частичек стекла в оторочках из мелких кристаллов клиноптилолита, растущих вовнутрь поровых пространств

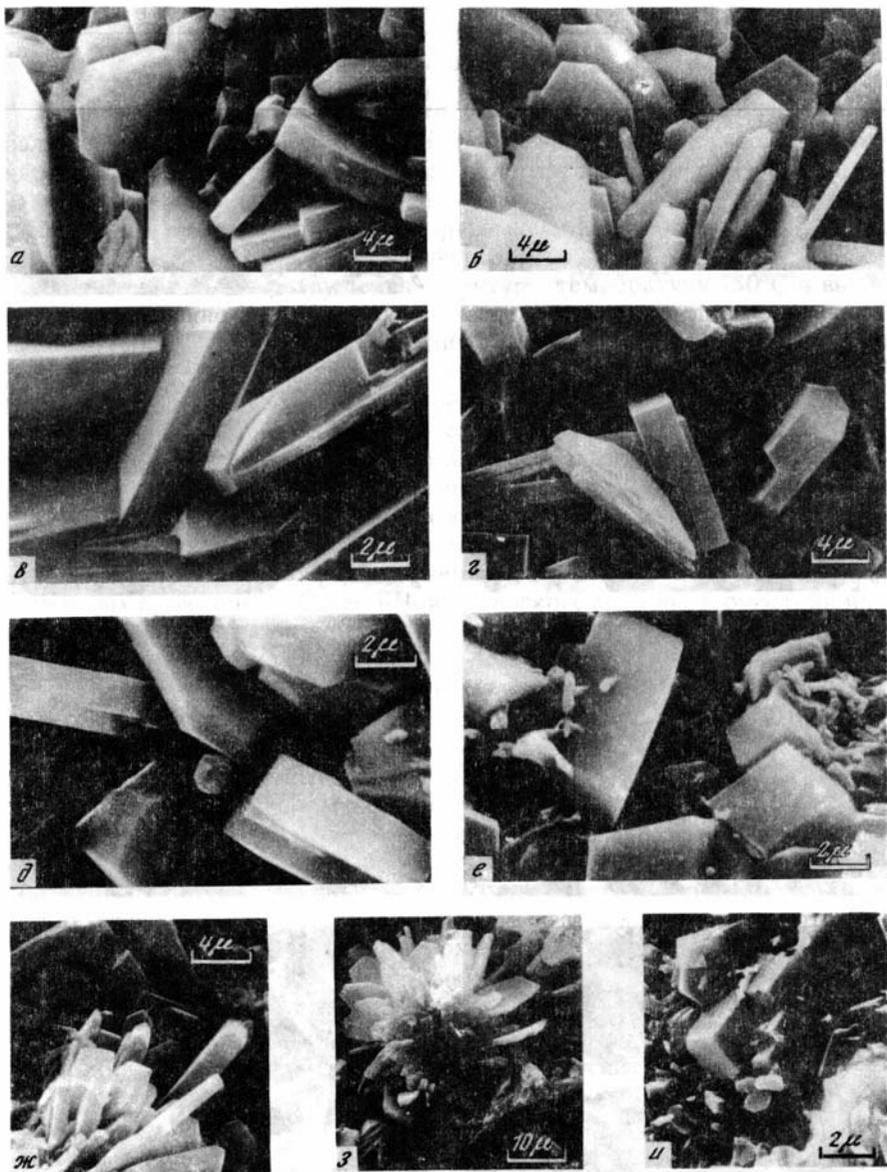
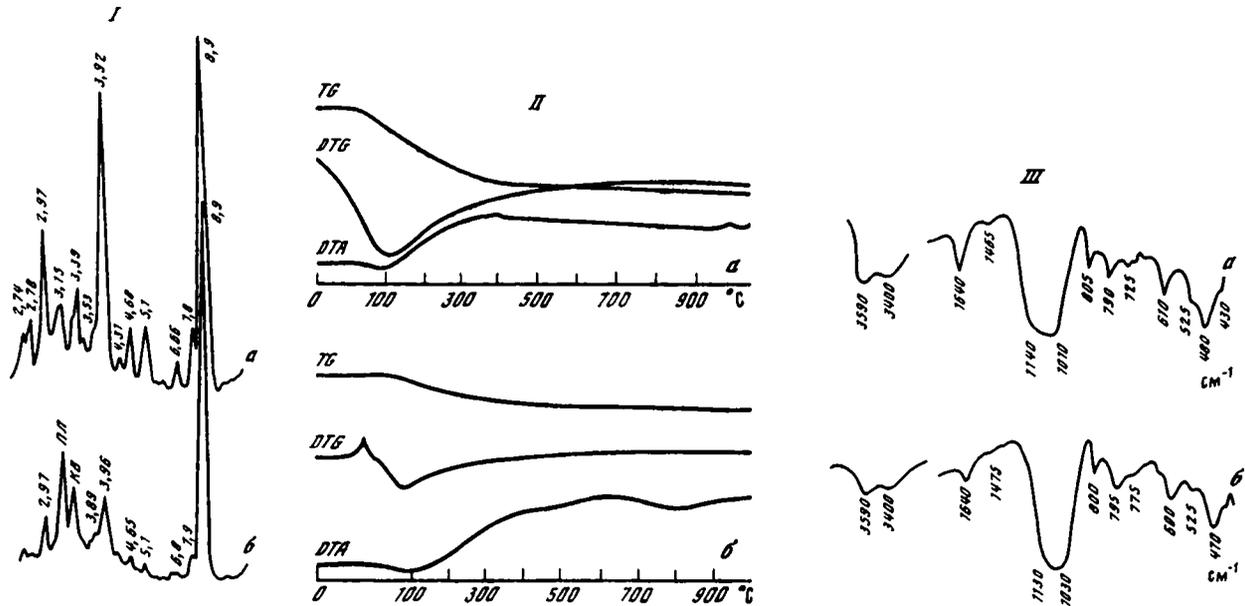


Рис. 43. Морфология клиноптилолита (a-u – снимки со сканирующего электронного микроскопа)



**Рис. 44.** Физические свойства клинфтилолита (обр. 276, Цаган-Цаб)  
 I – дифрактограммы; II – термограммы; III – ИК-спектры. Разновидности клинфтилолита: а – скрытокристаллические агрегаты, б – полнокристаллические выделения (пл – плагиоклаз, кв – кварц)

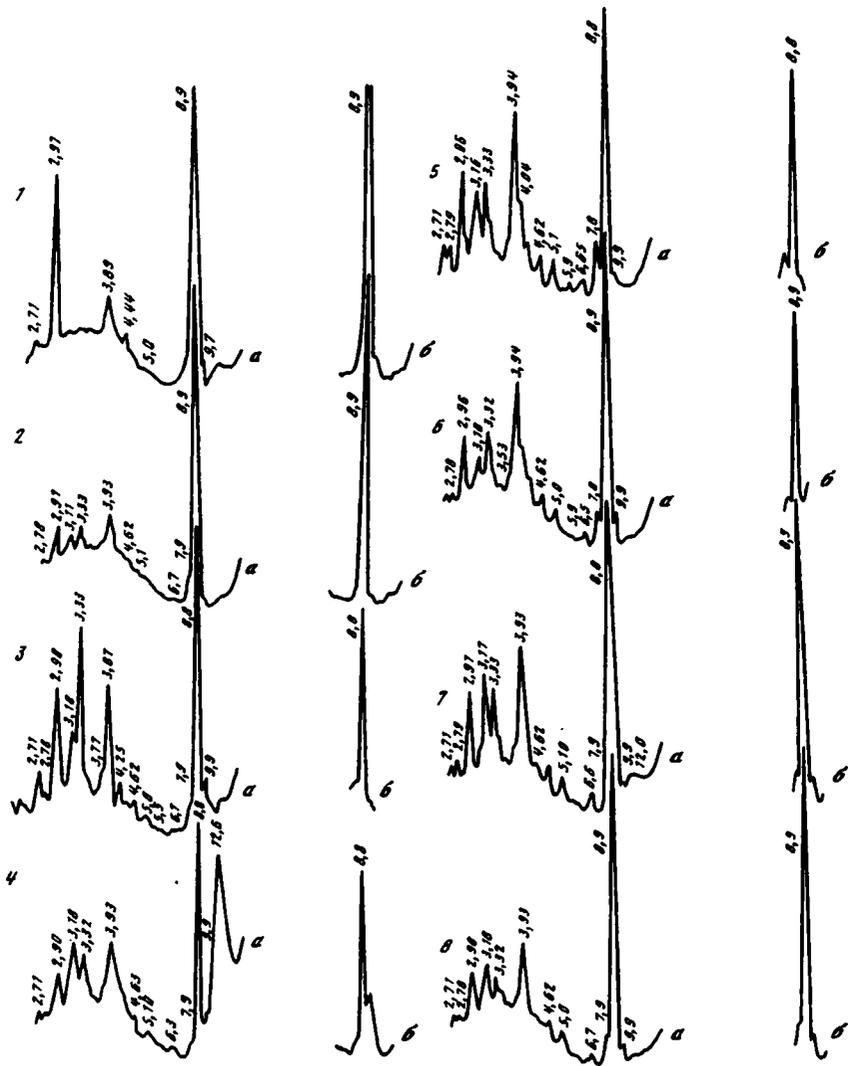


Рис. 45. Рентгеновая характеристика состава цеолитолитов и термического поведения клиноптилолита из цеолитопроявлений, расположенных в пределах Дзунбаннской системы прогибов

*a* – природное состояние; *b* – тот же образец, прокаленный в течение 15 ч при 550°C. Цеолитопроявления: 1 – Тушлег, отобранные крупные кристаллы клиноптилолита; 2–8 – цеолитолиты: 2 – Цаган-Цаб, обр. 276, 3 – Западный Тушлег, обр. 488, 4 – Баян-Мунх, обр. 440, 5 – Баян-Обо, обр. 542, 6 – Цаган-Субурга, обр. 565, 7 – Амдгай-Такыр, обр. 613, 8 – Хан-Богдо, обр. 655

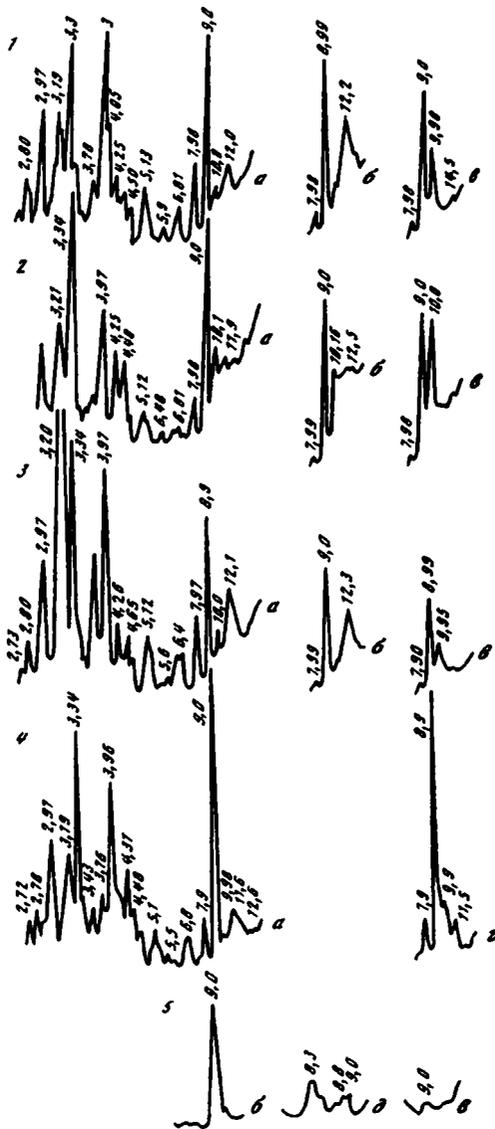


Рис. 46. Рентгеновская характеристика состава цеолитолитов и термического поведения клиноптилолита из цеолитопоявлений, расположенных в пределах юго-западной части Дзунбайнской системы прогибов и Чойбалсанской впадины

*a, б* – природное состояние; *в, г* – тот же образец, прокаленный в течение 15 ч при 550°C; *а, з* – порошок; *е* – ориентированный препарат. Цеолитопоявления: 1 – Аргалант, обр. 849-1, 2 – Северный Улугей, обр. 864-1, 3 – Манлай, обр. 885-5, 4 – гора Дурбэн-Дершту, обр. 1057-1, 5 – Улан-Ширэт, обр. 1048

ноптилолитового туфа наблюдается уменьшение пика [020] на 35–40%, для клиноптилолита участка Мушугай эта цифра около 20% (см. рис. 32). Однако ни в одном случае уменьшение интенсивности пика [020] не сопровождалось образованием промежуточных фаз клиноптилолита – А или В. Такое термическое поведение характерно для собственно клиноптилолита.

Анализ химических составов цеолитизированных пород (см. предыдущий раздел) дает достаточно подробную оценку цеолитового сырья в целом для каждого отдельного цеолитопроявления. В настоящем разделе оценивается химический состав отдельных кристаллов из наиболее полярных по составу цеолитопроявлений: Цаган-Цаб, Тушлег, Баян-Обо. Выделить отдельные кристаллы из общей массы породы в силу их морфологических особенностей чрезвычайно трудно, поэтому для определения химизма собственно клиноптилолита был применен микронзондовый анализ (табл. 17), дополненный определениями  $H_2O$ , количество которой по данным термического анализа колеблется в разных образцах от 5,5 до 11%, причем, как видно из ИК-спектров и термических кривых (см. рис. 44), это связано и с кристаллизационной, и с сорбционной водой.

Пересчет средних составов (см. табл. 17) приводит к следующим структурным формулам клиноптилолитов разных цеолитопроявлений:

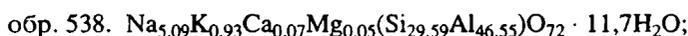
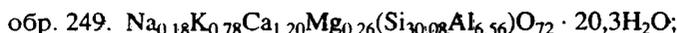
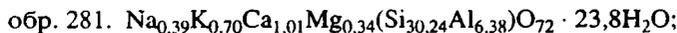


Таблица 17

Химический состав клиноптилолитов разных цеолитопроявлений (микронзонд, вес. %)

| Компонент                      | Цаган-Цаб              |              | Тушлег       |                       | Баян-Обо |                       |         |
|--------------------------------|------------------------|--------------|--------------|-----------------------|----------|-----------------------|---------|
|                                | Пределы колебаний (12) | Среднее      |              | Пределы колебаний (8) | Среднее  | Пределы колебаний (3) | Среднее |
|                                |                        | Обр. 281 (8) | Обр. 249 (4) |                       |          |                       |         |
| SiO <sub>2</sub>               | 62,7–72,5              | 67,54        | 68,69        | 60,04–66,04           | 63,63    | 69,5–71,3             | 70,16   |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 11,5–13,4              | 12,08        | 12,68        | 11,6–13,0             | 12,35    | 12,9–13,4             | 13,20   |
| FeO*                           |                        |              |              |                       |          |                       |         |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 0,15–0,20              | 0,18         | 0,16         | 0,0–0,16              | 0,08     | 0,02–0,10             | 0,06    |
| CaO                            | 1,63–2,80              | 2,10         | 2,57         | 2,34–3,47             | 2,76     | 0,13–0,20             | 0,08    |
| MgO                            | 0,31–0,61              | 0,51         | 0,40         | 0,87–1,58             | 1,10     | 0,0–0,16              | 0,16    |
| Na <sub>2</sub> O              | 0,08–0,68              | 0,45         | 0,22         | 0,45–1,58             | 0,88     | 5,57–7,53             | 6,24    |
| K <sub>2</sub> O               | 0,76–2,06              | 1,24         | 1,40         | 1,06–2,62             | 1,95     | 1,64–1,95             | 1,74    |
| Сумма                          | 78,5–90,6              | 84,13        | 86,13        | 80,1–85,5             | 82,75    | 90,0–92,8             | 91,64   |

Примечание. В скобках – количество анализов.

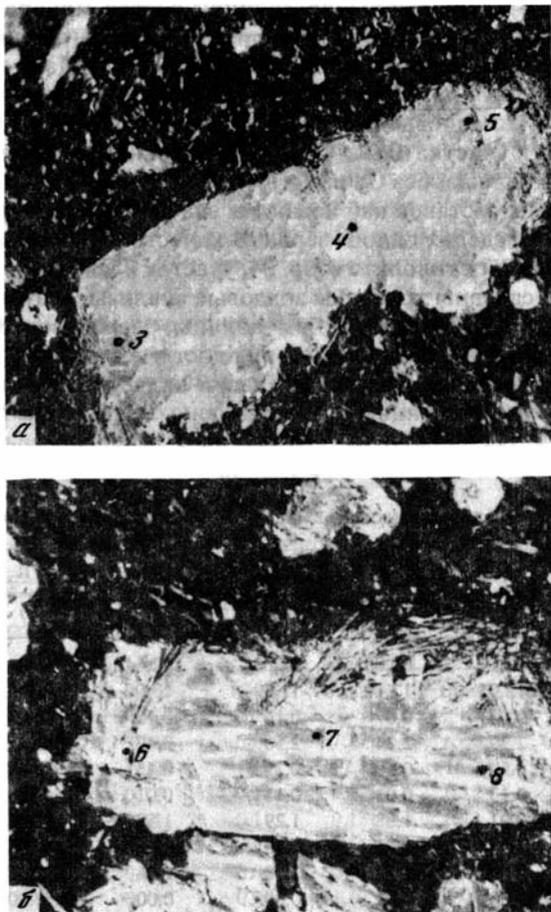


Рис. 47. Точки микрозондовых анализов (3–8) на кристаллах клиноптилолита  
 а, б – кристаллы; увел.: а – 140, б – 280. Результаты анализов см. в табл. 18

Следует отметить, что чем более совершенны по морфологии кристаллы клиноптилолита (т.е. если они растут в свободных пространствах), тем более сбалансированы по значениям зарядов кремнеалюминиевого каркаса и суммы обменных катионов их формулы (обр. 84, участок Тушлег, 538, участок Баян-Обо); клиноптилолит, замещающий вулканическое стекло (обр. 281 и 249, участок Цаган-Цаб), имеет нестабильный химический состав, или его отдельные кристаллы столь малы, что примененный микрозондовый анализ имеет недостаточную степень разрешения для правильного определения состава.

Приведенные химические составы (см. табл. 17) и термическое поведение позволяют заключить, что минерал несомненно относится к собственно клиноптилолиту. Отношение Ca/Al составляет для участков Цаган-Цаб и Тушлег 0,18, а для участка Баян-Обо 0,01. При количестве

Al = 6,36 + 6,56 на формульную единицу состав минерала попадает в центральную часть поля собственно клиноптилолита (см. рис. 5).

Таким образом, клиноптилолит участка Цаган-Цаб – калиевая или калиево-кальциевая разность минерала. Клиноптилолит участка Тушлег имеет калиево-кальциевый состав с довольно высоким количеством Mg. Клиноптилолит участка Баян-Обо – натровый, с подчиненным количеством K и практически без Ca и Mg.

В рамках этих составов наблюдаются значительные колебания компонентов даже в пределах одного зерна. В качестве примера на рис. 47 приведены зерна клиноптилолита (обр. 84, участок Тушлег), в разных местах которых были сделаны точечные зондовые анализы, результаты которых приведены в табл. 18. Как видно из таблицы, разрыв содержаний компонентов в разных участках одного зерна достигает 1–2%, а составы зерен меняются от калий-кальциевых до кальций-калиевых. Кроме того, можно отметить слабую тенденцию к увеличению количества SiO<sub>2</sub> наиболее

Таблица 18

Химический состав клиноптилолита в пределах отдельных зерен (микронзонд, вес. %)

| Компонент                          | I     |       |       | II    |       |       |
|------------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
|                                    | 3     | 4     | 5     | 6     | 7     | 8     |
| SiO <sub>2</sub>                   | 62,17 | 60,06 | 62,85 | 62,64 | 64,41 | 65,41 |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>     | 12,05 | 12,19 | 11,59 | 13,00 | 12,52 | 12,45 |
| FeO+Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 0,03  | 0,07  | 0,16  | 0,15  | 0,07  | 0,14  |
| CaO                                | 2,39  | 2,34  | 2,50  | 3,47  | 2,74  | 2,90  |
| SrO                                | 0,52  | 0,50  | 0,29  | 0,45  | 0,54  | 0,55  |
| BaO                                | 0,13  | 0,03  | 0,11  | 0,01  | 0,05  | 0,04  |
| MgO                                | 0,91  | 1,08  | 1,29  | 1,58  | 1,17  | 0,87  |
| Na <sub>2</sub> O                  | 1,58  | 1,31  | 0,59  | 0,45  | 0,84  | 0,79  |
| K <sub>2</sub> O                   | 2,62  | 2,52  | 2,08  | 1,06  | 2,07  | 2,01  |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>      | 0,00  | 0,02  | 0,00  | 0,00  | 0,00  | 0,00  |
| Сумма                              | 82,44 | 80,13 | 81,46 | 82,84 | 84,42 | 85,15 |

Количество ионов в пересчете на 72 атома кислорода

|             |       |       |       |       |       |       |
|-------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| Si          | 29,23 | 29,03 | 29,56 | 28,93 | 29,32 | 29,47 |
| Al          | 6,68  | 6,94  | 6,42  | 7,08  | 6,72  | 6,61  |
| Fe          | –     | –     | 0,06  | 0,05  | 0,02  | 0,05  |
| Ca          | 1,20  | 1,21  | 1,26  | 1,72  | 1,33  | 1,40  |
| Sr          | 0,14  | 0,14  | 0,08  | 0,12  | 0,14  | 0,14  |
| Ba          | 0,02  | –     | 0,02  | –     | 0,01  | 0,01  |
| Mg          | 0,64  | 0,77  | 0,90  | 1,09  | 0,79  | 0,58  |
| Na          | 1,44  | 1,22  | 0,54  | 0,41  | 0,74  | 0,69  |
| K           | 1,57  | 1,55  | 1,24  | 0,62  | 1,20  | 1,15  |
| Si+Al+Fe    | 35,90 | 35,97 | 36,05 | 36,06 | 36,06 | 36,13 |
| Ca+Mg+Sr+Ba | 2,0   | 2,12  | 2,26  | 2,93  | 2,27  | 2,13  |
| Na+K        | 3,01  | 2,77  | 1,78  | 1,03  | 1,94  | 1,84  |

Примечание. I, II – номера зерен, 3–8 – номера точек (см. рис. 48).

крупных и хорошо образованных разностей клиноптилолита, а в отдельных случаях обратную корреляцию между содержанием в элементарной ячейке Са и (Na + К).

Полученные данные по химическому составу и термическому поведению клиноптилолита юга и юго-востока Монголии подтверждают сделанный ранее вывод о том, что каждое цеолитопроявление имеет свои особенности, обусловленные спецификой состава исходного пеплового материала (см. раздел "Химический состав цеолитов"). Выделяются Na-клиноптилолиты зоны, территориально примыкающей к Улугейскому массиву, и К- или Са-К-клиноптилолиты проявлений района Сайн-Шанда.

**Промежуточный клиноптилолит-гейландит.** Минерал, с некоторой натяжкой отнесенный нами к промежуточному клиноптилолиту-гейландиту (или клиноптилолиту II или гейландиту II), встречен только на северо-восточных цеолитопроявлениях Хар-Обо и Улан-Ширэт. Его изометричные почти квадратные, бесцветные прозрачные кристаллы встречены в порых

Таблица 19

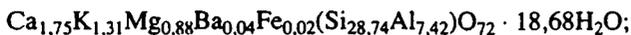
Химический состав клиноптилолита из цеолитопроявления Улан-Ширэт

| Компонент                          | Длиннопризматические кристаллы, обр. 1043-д |           |       |         |       |       |       |
|------------------------------------|---|-----------|-------|---------|-------|-------|-------|
|                                    | 1   | 2         |       | 3       |       | 4     |       |
|                                    | Центр                                       | Основание | Центр | Вершина | Центр | Край  | Центр |
| SiO <sub>2</sub>                   | 68,14                                       | 70,20     | 68,90 | 70,71   | 67,03 | 66,14 | 69,33 |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>     | 16,85                                       | 16,95     | 16,62 | 17,81   | 16,23 | 15,73 | 17,14 |
| FeO+Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 0,16  | 0,18      | 0,17  | 0,23    | 0,12  | 0,09  | 0,16  |
| MgO                                | 0,11  | 0,14      | 0,11  | 0,13    | 0,11  | 0,14  | 0,16  |
| CaO                                | 8,28  | 8,56      | 8,22  | 8,56    | 8,19  | 8,51  | 8,20  |
| Na <sub>2</sub> O                  | 0,11  | 0,03      | 0,01  | 0,06    | 0,09  | 0,02  | 0,16  |
| K <sub>2</sub> O                   | 1,09  | 0,78      | 0,99  | 1,17    | 1,00  | 0,77  | 1,07  |
| Сумма                              | 94,69                                       | 96,85     | 95,02 | 98,67   | 92,77 | 90,43 | 96,51 |

Примечание. 1-4 – анализируемые зерна

| Компонент                          | Короткопризматические кристаллы, обр. 1043-к |       |       |            |  |       |
|------------------------------------|--|-------|-------|------------|--|-------|
|                                    | 1  |       | 2     | 3          |  | 4     |
|                                    | Центр  | Край  | Центр | Край       |  | Центр |
| SiO <sub>2</sub>                   | 65,22  | 65,63 | 65,36 | 64,77      |  | 65,42 |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>     | 13,66  | 14,00 | 13,41 | 14,60      |  | 15,90 |
| FeO+Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 0,00   | 0,20  | 0,01  | 0,11, 0,03 |  | -     |
| MgO                                | 1,17   | 1,25  | 1,44  | 1,28       |  | 1,58  |
| CaO                                | 1,97   | 3,93  | 3,68  | 4,14       |  | 4,87  |
| Na <sub>2</sub> O                  | 0,00   | 0,00  | 0,00  | 0,00       |  | 0,00  |
| K <sub>2</sub> O                   | 1,87   | 1,61  | 2,18  | 1,52       |  | 1,05  |
| Сумма                              | 85,99  | 86,62 | 86,09 | 86,43      |  | 88,45 |

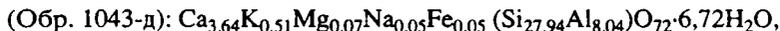
и трещинах измененных риолитов. По химическому составу (обр. 1043, табл. 19):



он относится к К–Са-разности с довольно высоким содержанием Mg. Сочетание отношения  $\text{Ca}/\text{Al} = 0,24$  и количество Al, равное 7,42 ф.е., нанесенное на диаграмму (см. рис. 5) попадает в поле промежуточных составов ближе к границе с клиноптилолитом. Термическую обработку минерал выдерживает плохо. Нагревание образца до 350°C приводит к потере 51% площади пика [020], а дальнейший прогрев в течение 6 ч при 550°C уменьшает ее до 80%. Прокаливания в 750°C минерал не выдерживает. Однако образования промежуточных фаз *A*, *B* и *I* на рентгенограммах не наблюдается. Поэтому мы относим данный минерал к клиноптилолиту II с некоторой долей условности.

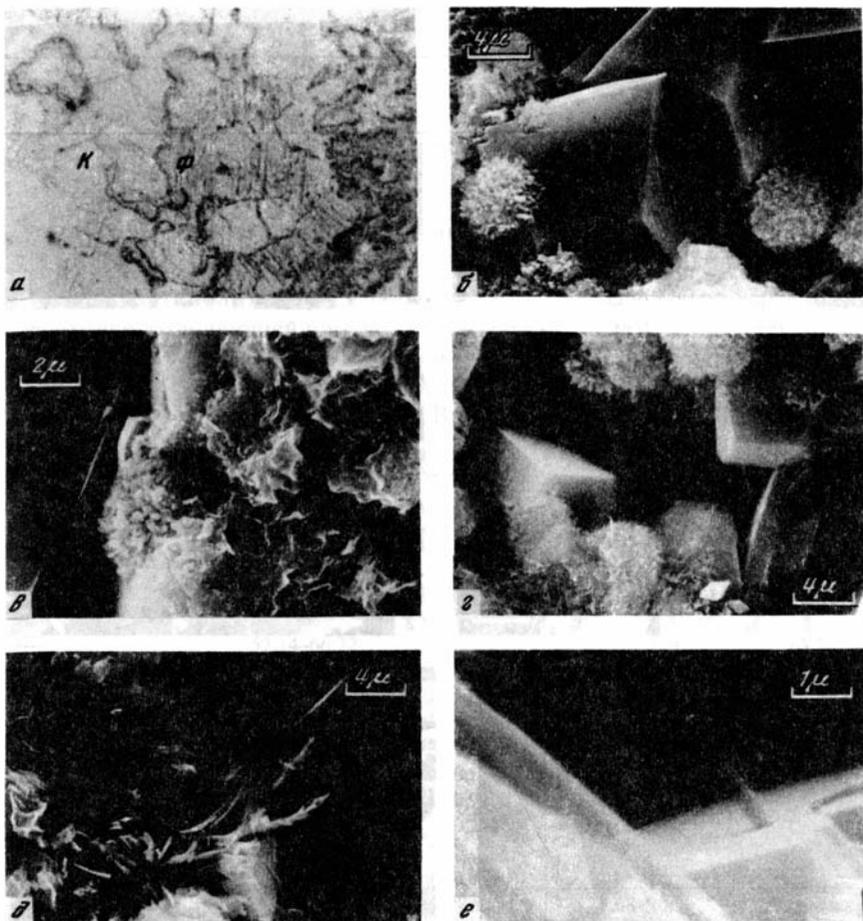
**Гейландит.** Встречен только один раз на участке Улан-Ширэт. На серии рентгенограмм гейландита (рис. 46, 5) отчетливо видно, что нагревание минерала до 350°C приводит к резкому уменьшению интенсивности отражения от плоскости [020] и появлению фаз *A* ( $d_{020} = 9,0 \text{ \AA}$ ), *B* ( $d_{020} = 8,3 \text{ \AA}$ ), *I* ( $d_{020} = 8,8 \text{ \AA}$ ). Прокаливание до 550°C практически уничтожает кристаллическую структуру минерала.

Гейландит совместно с клиноптилолитом II выполняет свободные пространства. При этом клиноптилолит II образуется первым и выстилает участки пор и каверн, прилегающие к породе. Затем какое-то время клиноптилолит II и гейландит растут совместно и, наконец, центр пустоты выполняется одним гейландитом. Граница между прозрачными псевдоизометричными кристаллами клиноптилолита II и непрозрачными белыми шестоватыми выделениями гейландита четкая. Смена одного минерала другим подчеркивается различиями в их химическом составе (см. табл. 19). Пересчет состава гейландита дает его формулу:



т.е. в гейландите почти в 2 раза больше, чем в находящемся в той же каверне клиноптилолите II (см. обр. 1043-к), Са и значительно меньше К и Mg. Последовательность выделения минералов показывает, что химический состав минералообразующих сред в поровых пространствах меняется в сторону увеличения в них к концу процесса минералообразования Si, Al, Fe, Са, Na и уменьшения Mg и К. Подобное поведение компонентов и само присутствие гейландита и клиноптилолита II позволяют предполагать участие гидротермальных растворов в изменении риолитов горы Улан-Ширэт, что существенно отличает условия образования цеолитолитов северо-востока Монголии от аналогичных пород на юге и юго-востоке.

**Феррьерит.** Этот редкий Mg-цеолит в незначительном количестве присутствует в большинстве цеолитопроявлений. Особенно часто он встречается в разрезах участков Тушлег, Амдгай, Северный Улугей и в погребенных зонах (керны скважин) участка Цаган-Цаб, где его максимальные количества приурочены к местам интенсивно карбонатизированных и



**Рис. 48.** Взаимоотношения клиноптилолита и феррьерита

*a* – прозрачный шлиф, без анализатора, увел. 96 (к – клиноптилолит, ф – феррьерит); *б–е* – снимки с РЭМ: *б, в* – замещение клиноптилолита: *б* – шаровидными агрегатами мелких кристаллов феррьерита, *в* – феррьеритом и смектитом; *г–е* – клиноптилолит-феррьеритовая ассоциация в поровом пространстве, в которой феррьерит представлен: *г* – шаровидными агрегатами, *д* – волокнисто-игольчатыми кристаллами, *е* – тонкостолбчатыми кристаллами

смектитизированных туффитов. Кроме кальцита и смектита, феррьерит постоянно ассоциирует с клиноптилолитом, инкрустирующим зальбанды трещин и пор, выделяется позже него и нарастает на его кристаллы. Изредка наблюдаются обратные соотношения. Часто феррьерит в виде мельчайших одиночных тонкоигольчатых кристаллов растет в свободных пространствах микропор (рис. 48, 49). Но форма выделений феррьерита бывает и шаровидной. При этом отдельные шары состоят из агрегатов мельчайших изометричных пластинчатых кристаллов (рис. 49). Такие шары частично замещают сформировавшийся ранее клиноптилолит или выполняют микропространства между кристаллами последнего. В туффитах

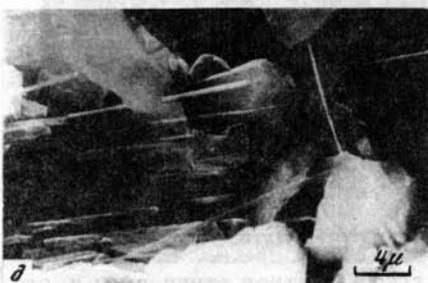
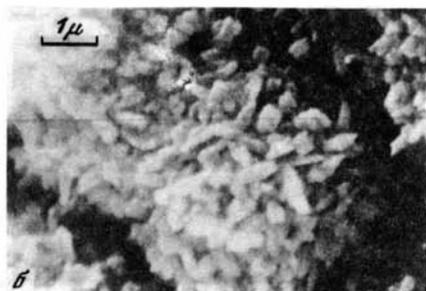


Рис. 49. Морфология феррьерита  
а-з – снимки с РЭМ

участка Тушлег феррьерит встречен в мелких (от долей до 3 мм) трещинках, которые он заполняет в виде белых спутанно-волоконистых или радиально-лучистых ватовидных агрегатов (см. рис. 49). Увеличения электронного микроскопа позволяют видеть, что эти агрегаты состоят из тончайших уплощенных кристаллов, в которых длина в 10 раз и более превышает ширину.

В шлифах феррьерит довольно легко отличим по относительно высокому для цеолитов двупреломлению 0,004, показателям преломления ( $N_g = 1,486 + 1,483$ ,  $N_p = 1,482 + 1,483$ ), превышающим таковые окружающего клиноптилолита ( $N_g = 1,479$ ,  $N_p = 1,477$ ), и главное – по характерной штриховке, отделяющей плотно спрессованные мелкие кристаллы феррьерита друг от друга и напоминающей двойниковые швы (см. рис. 48).

Химический состав феррьерита приведен в табл. 20. Наиболее подробно изучавшие этот минерал В. Вайз и Р. Чернич [56] отмечают сле-

**Таблица 20**  
Химический состав феррьерита (микронзонд, вес.%)

| Компонент  | Обр. 84 (8)       |         | Обр. 97 (4)       |         |
|--|-------------------|---------|-------------------|---------|
|  | Пределы колебаний | Среднес | Пределы колебаний | Среднес |
| SiO <sub>2</sub>                                   | 57,14–66,22       | 61,89   | 62,06–77,03       | 68,84   |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>                     | 10,33–12,07       | 11,21   | 7,49–15,67        | 10,31   |
| Fe <sub>3</sub> O <sub>3</sub>                     | 0,23–1,46         | 1,04    | 0,99–3,94         | 1,76    |
| CaO  | 0,45–0,73         | 0,60    | 0,42–0,79         | 0,56    |
| MgO  | 2,39–3,75         | 2,84    | 1,90–4,23         | 2,50    |
| Na <sub>2</sub> O                                  | 0,03–0,34         | 0,15    | 0,03–0,28         | 0,11    |
| K <sub>2</sub> O                                   | 0,71–1,13         | 0,92    | 0,19–1,92         | 0,67    |
| SrO  | 0,21–0,25         | 0,23    | Не опр.           | Не опр. |
| BaO  | 0,00–0,05         | 0,03    | "                 | "       |
| Сумма  | 72,65–84,41       | 78,91   | 74,68–90,32       | 84,75   |
| Количество ионов в пересчете на 72 атома кислорода |                   |         |                   |         |
| Si   | 29,34–30,62       | 29,58   | 27,12–31,63       | 29,58   |
| Al   | 6,04–8,58         | 6,32    | 4,56–8,02         | 5,22    |
| Fe   | 0,07–0,46         | 0,31    | 0,30–1,29         | 0,56    |
| Ca   | 0,24–0,38         | 0,31    | 0,18–0,37         | 0,26    |
| Mg   | 1,71–2,59         | 2,02    | 1,16–2,75         | 1,60    |
| Na   | 0,03–0,31         | 0,14    | 0,02–0,24         | 0,09    |
| K  | 0,45–0,74         | 0,56    | 0,10–1,06         | 0,37    |
| Sr   | 0,05–0,07         | 0,06    | Не опр.           | Не опр. |
| Ba   | 0,00–0,01         | 0,01    | "                 | "       |
| Si+Al+Fe   | 35,45–37,66       | 36,21   | 31,98–40,94       | 35,36   |
| Ca+Mg+Ba+Sr  | 2,0–3,05          | 2,40    | 1,34–3,12         | 1,86    |
| Na+K   | 0,48–1,05         | 0,70    | 0,12–1,30         | 0,46    |
| Si/Al  | 4,45–5,06         | 4,68    | 3,38–6,93         | 5,66    |
| Na+K/Ca+Mg·100                                     | 13,60–34,43       | 23      | 3,70–49,24        | 19,8    |
| Ca/Ca+Mg   | 0,08–0,19         | 0,13    | 0,06–0,28         | 0,14    |

*Примечание.* В скобках – количество анализов.

Таблица 21

Рассчитанные (I) и наблюдаемые (II) рентгеновские данные для феррьеритов

| Британская Колумбия [54] |              |           |          | Монголия   |              |           |          |
|--------------------------|--------------|-----------|----------|------------|--------------|-----------|----------|
| <i>hkl</i>               | <i>d</i> (Å) |           | <i>I</i> | <i>hkl</i> | <i>d</i> (Å) |           | <i>I</i> |
|                          | <i>I</i>     | <i>II</i> |          |            | <i>I</i>     | <i>II</i> |          |
| 110                      | 11,38        | 11,33     | 2        | —          | —            | —         | —        |
| 200                      | 9,56         | 9,61      | 10       | 200        | 9,48         | 9,4       | 10       |
| 020                      | 7,07         | 7,00      | 3        | 020        | 7,04         | —         | —        |
| 101                      | 6,97         | —         | —        | 101        | 7,0          | 6,98      | 2        |
| 011                      | 6,61         | 6,61      | 2        | 011        | 6,65         | —         | —        |
| 310                      | 5,81         | 5,84      | 5        | 310        | 5,76         | 5,75      | 2        |
| 220                      | 5,68         | —         | —        | 220        | 5,65         | —         | —        |
| 211                      | 5,44         | —         | —        | 211        | 5,44         | —         | —        |
| 121                      | 4,96         | 4,96      | 1        | 121        | 4,96         | 4,94      | 1        |
| 301                      | 4,85         | 4,80      | 1        | 301        | 4,84         | —         | —        |
| 400                      | 4,78         | —         | —        | 400        | 4,74         | 4,74      | 2        |
| —                        | —            | —         | —        | 311        | 4,58         | 4,58      | 1        |
| 130                      | 4,57         | 4,58      | 1        | 130        | 4,55         | —         | —        |
| 321                      | 4,00         | —         | —        | 321        | 3,99         | —         | —        |
| 031                      | 3,99         | 3,99      | 9        | 031        | 3,98         | —         | —        |
| 420                      | 3,96         | —         | —        | 420        | 3,93         | 3,93      | 3        |
| 411                      | 3,87         | 3,88      | 1        | 411        | 3,86         | —         | —        |
| 330                      | 3,79         | 3,79      | 2        | 002        | 3,77         | 3,77      | 2        |
| 002                      | 3,74         | —         | —        | 330        | 3,77         | —         | —        |
| 510                      | 3,69         | 3,69      | 5        | 231        | 3,67         | 3,67      | 2        |
| 231                      | 3,68         | —         | —        | 510        | 3,66         | —         | —        |
| 112                      | 3,55         | 3,54      | 8        | 112        | 3,57         | —         | —        |
| 040                      | 3,53         | —         | —        | 040        | 3,52         | 3,52      | 4        |
| 202                      | 3,48         | 3,49      | 8        | 202        | 3,50         | —         | —        |
| 501                      | 3,41         | 3,42      | 2        | 501        | 3,39         | —         | —        |
| 240                      | 3,32         | 3,31      | 2        | 240        | 3,30         | 3,30      | 2        |
| 600                      | 3,19         | 3,20      | 1        | 600        | 3,16         | 3,17      | 3        |
| 141                      | 3,15         | 3,15      | 3        | 312        | 3,15         | —         | —        |
| 312                      | 3,14         | —         | —        | 141        | 3,14         | —         | —        |
| —                        | —            | —         | —        | 610        | 3,08         | 3,06      | 1        |
| 521                      | 3,07         | 3,07      | 3        | 521        | 3,05         | —         | —        |
| 431                      | 3,06         | —         | —        | —          | —            | —         | —        |
| 530                      | 2,97         | 2,97      | 3        | —          | —            | —         | —        |
| 402                      | 2,95         | —         | —        | 402        | 2,95         | 2,97      | 1        |
| —                        | —            | —         | —        | 322        | 2,94         | —         | —        |
| 620                      | 2,905        | 2,90      | 2        | 620        | 2,90         | 2,89      | 1        |
| 132                      | 2,896        | —         | —        | 132        | 2,88         | —         | —        |
| 341                      | 2,85         | —         | —        | 341        | 2,85         | 2,85      | 1        |
| 422                      | 2,719        | 2,72      | 2        | 422        | 2,72         | 2,72      | 1        |
| 051                      | 2,645        | 2,64      | 2        | —          | —            | —         | —        |
| 502                      | —            | —         | —        | 502        | 2,67         | 2,68      | 1        |
| 042*                     | 2,57         | 2,58      | 3        | —          | —            | —         | —        |
| —                        | —            | —         | —        | 540        | 2,58         | 2,58      | 1        |
| —                        | —            | —         | —        | 602        | 2,42         | 2,43      | 1        |

Таблица 21 (окончание)

| Британская Колумбия [54] |       |    | Монголия |     |       |       |   |
|--------------------------|-------|----|----------|-----|-------|-------|---|
| hkl                      | d (Å) |    | I        | hkl | d (Å) |       | I |
|                          | I     | II |          |     | I     | II    |   |
|                          |       |    |          | 640 | 2,35  | 2,36  | 2 |
|                          |       |    |          | 632 | 2,15  | 2,14  | 2 |
|                          |       |    |          | 603 | 1,967 | 1,967 | 1 |
|                          |       |    |          | 533 | 1,913 | 1,910 | 2 |
|                          |       |    |          | 723 | 1,782 | 1,786 | 2 |
|                          |       |    |          | 643 | 1,717 | 1,721 | 1 |
|                          |       |    |          | 534 | 1,588 | 1,592 | 2 |

\* Далее данные в первоисточнике не приводятся.

дующие особенности его химического состава: а) отношение Si/Al может колебаться от 3,2 до 6,2; количество одновалентных катионов (Na + K + ...) по отношению к двухвалентным (Mg + Ca + Ba + ...) может составлять от 21 до 85%; б) среди двухвалентных катионов Mg резко преобладает над Ca, при этом отношение Ca/Ca + Mg < 0,4; вариации в составе катионов обычно протекают без большого изменения в концентрации Si, однако при низкой концентрации Si преобладают двухвалентные катионы. Данные табл. 20 подтверждают эти положения и позволяют предположить, что феррьерит подобно клиноптилолит-гейландиту представляет собой изоморфный ряд, характеризующийся различными композициями катионов в структуре.

Среднее содержание SiO<sub>2</sub> в двух образцах составляет 61,9 и 68,8 вес.%, причем второе значение получено благодаря двум точкам с аномально высоким (до 77%) содержанием SiO<sub>2</sub>. Большинство же замеров отвечало низкремнистой разности минерала. Количество одновалентных щелочных катионов и Ca очень низкое, содержание K<sub>2</sub>O резко выше Na<sub>2</sub>O. Это является спецификой состава описываемого минерала. Пересчет средних составов на кристаллохимические формулы феррьерита показывает некоторый дефицит в них катионов. Лучшие результаты получаются при пересчете единичных анализов с максимальным содержанием MgO. В этом случае формула:

Mg<sub>2,58</sub>K<sub>0,56</sub>Ca<sub>0,34</sub>Na<sub>0,16</sub>(Si<sub>29,29</sub>Al<sub>6,28</sub>Fe<sub>0,46</sub>)O<sub>72</sub>·28H<sub>2</sub>O, по-видимому, наиболее вероятно отражает состав описываемого минерала.

Параметры элементарной ячейки феррьерита: a = 18,96; b = 14,08; c = 75,4 Å – несколько отличаются от эталонных; параметры a, b занижены, c завышен. Отличие параметров элементарной ячейки объясняет и отдельные отклонения в значениях d рефлексов на дифрактограмме минерала (табл. 21). В частности, уменьшение параметра a предопределяет уменьшение значения d наиболее сильного отражения [002] до 9,4 Å по сравнению с приводимыми в справочниках (9,6 Å).

**Шабазит.** Большие скопления шабазита встречены в туффитах только одного разреза, расположенного у подножия горы Дурбэн-Дериту (см. рис. 30, 31). Единичные кристаллы этого минерала отмечены в туффитах разрезов в 6 и 12 км к востоку от горы Дурбэн-Дериту.

Шабазит развивается по онгонитовому стеклу. Замещение стекла, судя по характеру псевдоморфоз, происходит стадийно. Первоначально это растворение, разуплотнение, гидратация исходного стекла и образование гелевой фазы, а затем перекристаллизация геля в ассоциацию цеолитов, калиевого полевого шпата и опала А. О таком механизме свидетельствуют расплывшиеся контуры реликтов стекла, замещенных округлыми, кристаллографически не оформленными сростками новообразованных минералов, обладающих характерным мозаичным погасанием.

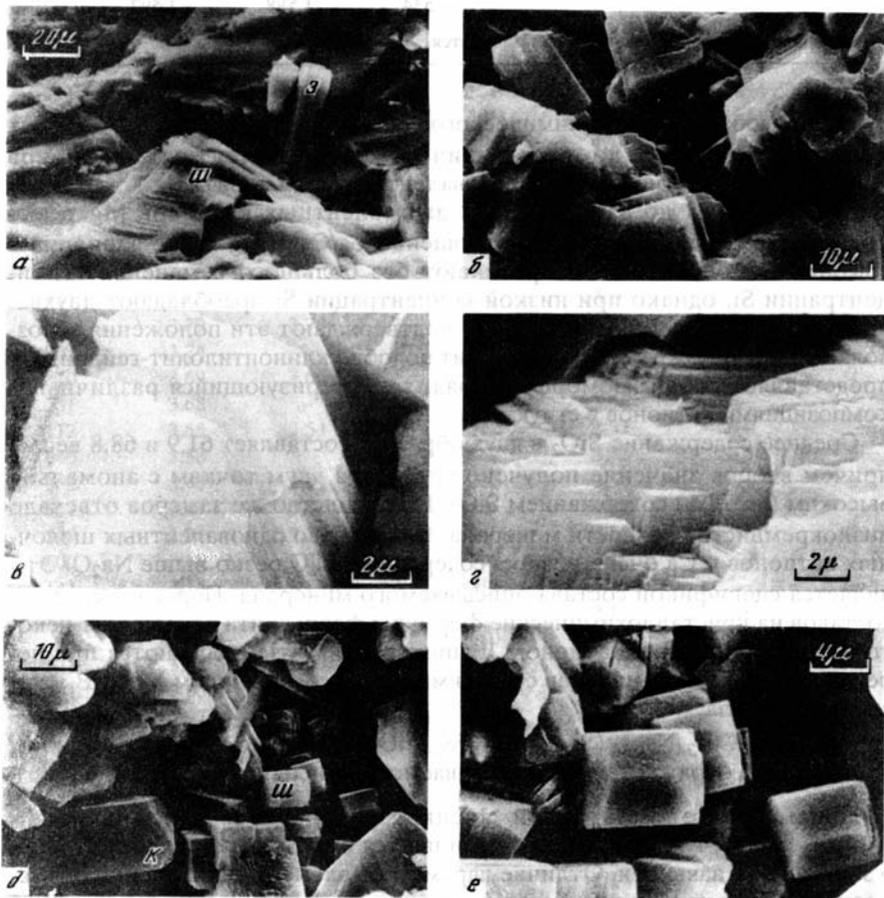


Рис. 50. Морфология шабазита

Замещение стекла: а – шабазитом (ш) и эрионитом (э), б – шабазитом; в, г – редко встречающиеся формы выделений шабазита; д – шабазит (ш)-клиноптилолитовая (к) ассоциация; е – редко встречающиеся хорошо ограниченные кристаллы шабазита

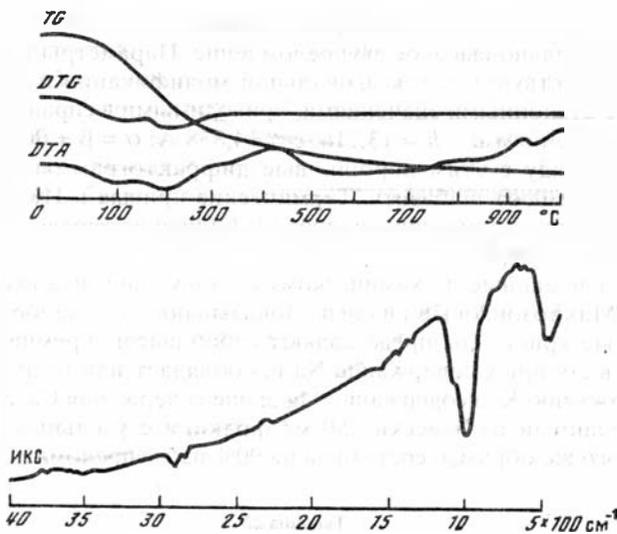
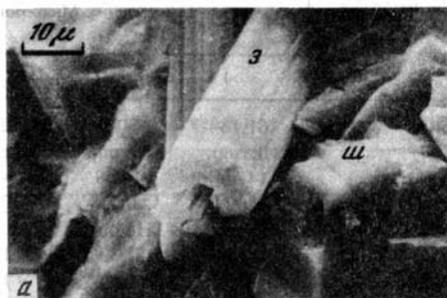


Рис. 51. Термические кривые и ИК-спектр шабазита

Рис. 52. Морфология эрионита

а, б – снимки с РЭМ (э – эрионит, ш – шабазит)

Взаимоотношения шабазита и клиноптилолита неясны. Можно сказать только, что эти два минерала в одном разрезе образуются в несколько различных условиях, так как с увеличением количества шабазита падает содержание клиноптилолита и наоборот. Эрионит образуется в тех же условиях, что и шабазит, но он растет параллельно с конечной стадией кристаллизации шабазита и после ее завершения (рис. 50). Правильных кристаллографических форм у выделений шабазита практически не встречается. Обычны округлые зерна, форма которых обусловлена, по-видимому, не только особенностями условий образования, но и спецификой химического состава минерала. Из литературных данных [48] известно, что отсутствие правильных кристаллов характерно для Na-форм шабазита.



Специфичны оптические свойства – отмечены не характерные для

шабазитов низкие показатели преломления:  $N_o = 1,455$  и  $N_e = 1,460 \div 1,463$  и относительно высокое двупреломление. Параметры элементарной ячейки соответствуют ее гексагональной модификации и занижены по сравнению с эталонными значениями, приводимыми в справочниках. Они отвечают значениям  $a = b = 13,716$ ;  $c = 14,838 \text{ \AA}$ ;  $\alpha = \beta = 90^\circ$ ;  $\gamma = 120^\circ$ ;  $V = 2417,69$ . Наряду с этим порошковые дифрактограммы (см. рис. 32) полностью отвечают шабазиту. Термические кривые и ИК-спектр монгольского шабазита приведены на рис. 51. Общая потеря воды при нагревании составляет 16,3%.

Полученные данные по химическому составу шабазита неоднозначны (табл. 22). Микронзондовые анализы показывают, что наиболее хорошо образованные кристаллы представляют собой высококремнистые K-Na-шабазиты, в которых содержание Na преобладает или (в одном случае) равно содержанию K, а содержание Mg выше содержания Ca. Химический анализ, сделанный из навески 250 мг фракции с удельным весом 2,0–2,2 г/см<sup>3</sup> этого же образца, состоящей на 90% из двупреломляющих зерен

**Таблица 22**  
Химический состав шабазита (обр. 1075-5, вес.%)

| Компонент  | Микронзонд «Самебах» |         |         |         |         | Силикатный анализ |
|--|----------------------|---------|---------|---------|---------|-------------------|
|  | 1                    | 2       | 3       | 4       | 5       | 6                 |
| SiO <sub>2</sub>                                   | 61,18                | 61,15   | 65,18   | 59,11   | 65,85   | 65,20             |
| TiO <sub>2</sub>                                   | Не опр.              | Не опр. | Не опр. | Не опр. | Не опр. | 0,11              |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>                     | 14,56                | 14,59   | 14,52   | 12,76   | 13,40   | 11,99             |
| FeO+Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>                 | 0,00                 | 0,00    | 0,00    | 0,00    | 0,00    | 0,58              |
| MnO  | Не опр.              | Не опр. | Не опр. | Не опр. | Не опр. | 0,37              |
| CaO  | 0,88                 | 1,30    | 1,55    | 0,89    | 0,88    | 1,69              |
| MgO  | 2,23                 | 1,57    | 1,42    | 1,38    | 1,70    | 0,92              |
| Na <sub>2</sub> O                                  | 5,76                 | 3,09    | 2,21    | 3,59    | 2,21    | 0,61              |
| K <sub>2</sub> O                                   | 2,11                 | 1,81    | 1,87    | 2,94    | 0,86    | 2,52              |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>                      | Не опр.              | Не опр. | Не опр. | Не опр. | Не опр. | 0,04              |
| Сумма  | 86,72                | 83,51   | 86,68   | 80,68   | 84,92   | 83,71             |
| Количество ионов в пересчете на 72 атома кислорода |                      |         |         |         |         |                   |
| Si   | 27,65                | 28,23   | 28,68   | 28,53   | 29,35   | 29,90             |
| Al   | 7,77                 | 7,92    | 7,53    | 7,26    | 7,03    | 6,48              |
| Ca   | 0,42                 | 0,63    | 0,72    | 0,46    | 0,42    | 0,83              |
| Mg   | 1,50                 | 1,08    | 0,93    | 0,99    | 1,13    | 0,63              |
| Na   | 5,04                 | 2,76    | 1,89    | 3,36    | 1,91    | 0,54              |
| K  | 1,20                 | 1,05    | 1,02    | 1,81    | 0,49    | 1,47              |
| Si+Al  | 35,42                | 36,15   | 36,21   | 35,79   | 36,38   | 36,38             |
| Si/Al  | 3,56                 | 3,56    | 3,81    | 3,93    | 4,17    | 4,61              |
| Ca+Mg  | 1,92                 | 1,71    | 1,65    | 1,45    | 1,55    | 1,46              |
| K+Na   | 6,24                 | 3,81    | 2,91    | 5,17    | 2,40    | 2,01              |

*Примечание.* Единичные кристаллы: 1–3 – крупные, 4,5 – мелкие, 6 – навеска (250 мг) из фракции, на 90% состоящей из шабазита.

шабазита, показал состав с такой же высокой, как у единичных кристаллов, кремнистостью, но с более низким содержанием Al и Na при значительном преобладании K над Na и Ca над Mg. Причина такой неоднозначности, возможно, состоит в том, что микрозондом анализировались наиболее хорошо образованные кристаллы, сформировавшиеся в микропространствах из поровых растворов, а основным объектом валового химического анализа были зерна, псевдоморфно замещающие исходное стекло. Различия в количественном распределении щелочей между твердой фазой и поровым раствором могли обусловить и разный состав аутигенного шабазита.

Несмотря на это, можно определенно говорить, что описываемый шабазит является высококремнистой разновидностью минерала, в которой сумма (Na + K) значительно превосходит сумму (Ca + Mg). Выделения шабазита имеют неустойчивый состав, и, по-видимому, обменные катионы могут распределяться неравномерно даже в пределах небольшого объема. Наиболее сбалансированные по зарядам формулы обеих разновидностей шабазита отвечают составам:

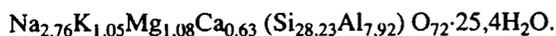
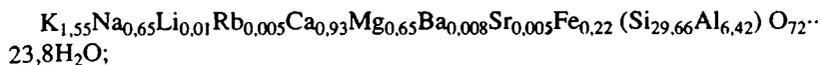


Таблица 23

Химический состав эрионита(?) (микрозонд, вес.%)

| Компонент  | Обр. 1057-5 |       | Обр. 1057-13 |       |
|--|-------------|-------|--------------|-------|
| SiO <sub>2</sub>                                   | 67,60       | 72,95 | 71,96        | 73,52 |
| TiO <sub>2</sub>                                   | He опр.     | 0,17  | 0,02         | 0,00  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>                     | 12,99       | 12,32 | 11,71        | 12,27 |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>                     | 0,00        | 0,08  | 0,12         | 0,25  |
| MnO  | He опр.     | 0,00  | 0,00         | 0,00  |
| CaO  | 1,19        | 0,72  | 1,00         | 1,04  |
| MgO  | 1,17        | 0,39  | 0,53         | 0,26  |
| Na <sub>2</sub> O                                  | 0,21        | 1,30  | 1,51         | 0,45  |
| K <sub>2</sub> O                                   | 0,63        | 2,86  | 2,37         | 1,95  |
| Сумма  | 83,80       | 90,65 | 89,23        | 89,74 |
| Количество ионов в пересчете на 72 атома кислорода |             |       |              |       |
| Si   | 30,09       | 30,46 | 30,57        | 30,42 |
| Al   | 6,81        | 6,06  | 5,88         | 6,48  |
| Ca   | 0,57        | 0,32  | 0,45         | 0,50  |
| Mg   | 0,78        | 0,21  | 0,33         | 0,17  |
| Na   | 0,18        | 1,05  | 1,24         | 0,39  |
| K  | 0,36        | 1,53  | 1,28         | 1,11  |
| Si+Al  | 36,90       | 36,52 | 36,43        | 36,90 |
| Si/Al  | 4,42        | 5,03  | 5,22         | 4,69  |
| Ca+Mg  | 1,35        | 0,53  | 0,78         | 0,67  |
| K+Na   | 0,54        | 2,58  | 2,52         | 1,50  |

Таблица 24

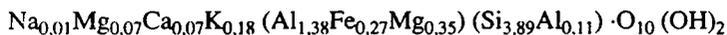
Химический состав слоистых силикатов (микронзонд, вес.%)

| Компонент                          | Тушлег                 |       |                   |       |       | Гора<br>Дурбэн-<br>Дериту                   |
|------------------------------------|------------------------|-------|-------------------|-------|-------|---|
|                                    | Лейкофиллит (обр. 136) |       | Смектит (обр. 99) |       |       | Смектит-<br>гидрослюда<br>(обр.<br>1057-13) |
| SiO <sub>2</sub>                   | 55,07                  | 55,66 | 54,53             | 65,14 | 64,27 | 49,46                                       |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>     | 12,24                  | 12,40 | 12,37             | 17,34 | 16,29 | 11,64                                       |
| FeO+Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 4,78                   | 5,17  | 4,99              | 4,36  | 4,39  | 11,65                                       |
| CaO                                | 0,04                   | 0,01  | 0,04              | 0,90  | 0,96  | 1,02  |
| MgO                                | 5,27                   | 5,30  | 5,70              | 3,82  | 4,14  | 3,84  |
| Na <sub>2</sub> O                  | 0,04                   | 0,06  | 2,01              | 0,07  | 0,04  | 0,18  |
| K <sub>2</sub> O                   | 7,95                   | 8,24  | 7,84              | 1,94  | 2,10  | 4,01  |
| Сумма                              | 85,39                  | 86,91 | 87,49             | 93,57 | 92,26 | 85,29                                       |

Примечание. В обр. 1057-13 определено также (в вес.%) 2,73 TiO<sub>2</sub> и 0,15 MnO.

углового базального отражения [001] варьирует в пределах 11,6–15 Å, что соответствует K-Na, Ca-Na, Mg и Ca-формам смектита.

Максимальные количества смектита наблюдаются в разрезе участка Тушлег, где он исследован наиболее тщательно. Самой распространенной здесь является K–Ca–Mg-форма смектита с  $d$  [001] = 14,7 Å. Химический состав фракции <0,001 мм, содержащей такой смектит с примесью рентгеноаморфного вещества (стекло) и кристобалита, приведен в табл. 24. Если учесть, что в обоих анализах примерно 12% SiO<sub>2</sub> относится к свободному SiO<sub>2</sub>, то структурные формулы смектитов для анализов, приведенных в табл. 24, соответственно имеют вид:



В соответствии с классификацией [12], смектит можно определить как высокозарядный Al–Fe-монтмориллонит, так как его состав удовлетворяет условию:  $x < 0,2$ ;  $0,2 < y < 0,5$  и  $0,2 < z < 0,5$ , где  $x = \text{Al}^{4+}$ ;  $y = \text{R}^{2+}$ ;  $z = \text{Fe}^{3+}$ .

**Гидрослюда.** Отмечается часто, но в небольших количествах. Наличие гидрослюда фиксируется на дифрактограммах по серии отражений [001] с  $d$  [001] = 10,1–9,9; 9,8; 9,9 Å, соответствующих воздушно-сырому, насыщенному глицерином и прокаленному до 550° С состоянием образца, что дает основание предполагать наличие в структуре слюдястого минерала от 5 до 20% разбухающих межслоев. Гидрослюда этого типа развивается по первичному флогопиту и плаггиоклазу, причем если в породе встречается значительное количество плаггиоклаза, то на рентгенограмме фракции <0,001 мм фиксируется относительно большая интенсивность отражения [002] гидрослюда, что дает основание предполагать высокое содержание Al в структуре гидрослюда, развивающейся по плаггиоклазу. Следует отметить, что флогопит и плаггиоклаз псефитовых разностей

туффитов изменены значительно интенсивнее таковых в псаммитовых породах. Так, на рентгенограммах фракции <0,001 мм образца из псаммитовых пород зарегистрирована принадлежащая слюдистому минералу серия отражений [001] с  $d$  [001], равными 10,0; 9,94; 9,9 Å (соответственно для воздушно-сухого, насыщенного глицерином и прокаленного при 550° С состояний образца), свидетельствующая о незначительном внутрикристаллическом набухании слюдистого минерала (около 5%), что в свою очередь говорит о слабой измененности исходного минерала.

В разрезе у горы Дурбэн-Дериту смешанослойный смектит-гидрослюдистый минерал встречен и в поровых пространствах. Слюдистая часть минерала в этом случае соответствует по составу разновидности ряда глауконита–селадонита. Об этом свидетельствует формула минерала, рассчитанная по анализу, приведенному в табл. 24 (обр. 1057-13):



Светло-зеленый селадонит отмечен также в кернах скважин на участке Цаган-Цаб.

**Лейкофиллит.** Этот редкий минерал группы слюд состава  $KMgAlSi_4O_{10}(OH)_2$  встречен только один раз в разрезе горы Тушлег, где широко распространен как заполнитель в конгломератах. В породе лейкофиллит представляет собой скрытокристаллические агрегаты голубовато-зеленого цвета, иногда с жирным блеском. Во влажном состоянии окраска лейкофиллитовой породы становится синей. Мономинеральность состава фракции <0,001 мм позволила получить качественную порошковую дифрактограмму минерала, а также дифракционные кривые от ориентированных препаратов в воздушно-сухом, насыщенном глицерином и прокаленном при 550° С состояниях (рис. 55). Установлено, что изучаемый минерал относится к диоктаэдрической слюде политипа 1 М с параметрами ячейки:  $a = 5,207$ ;  $b = 9,018$ ;  $c = 10,06$  Å;  $\beta = 100,56^\circ$ . При насыщении препарата глицерином наблюдается смещение первого базального отражения с  $d = 9,8$  Å (воздушно-сухое состояние) до 9,7 Å, что связано с присутствием в минерале около 10% разбухающих 2 : 1 слоев.

Термическая кривая лейкофиллита (см. рис. 55) отличается от приводимых в литературе. Эндотермические эффекты при температурах 85 и 610° С несколько смещены и проявлены очень слабо. Общая потеря веса при нагревании составляет 6%. Смещение эффектов наблюдается и на кривой ИК-спектра. Особенно это относится к глубококому максимуму в области 3571 см<sup>-1</sup>, отражающему валентные колебания ОН групп.

Отмеченные особенности тушлегского лейкофиллита, по всей видимости, объясняются спецификой его химического состава (см. табл. 24). Пересчет химического анализа приводит к структурной формуле:



Структура минерала характеризуется ничтожно малым замещением Si и Al в тетраэдрах, присутствием значительного количества Fe<sup>2+</sup> в октаэдрах и высоким содержанием Na в межслоях.

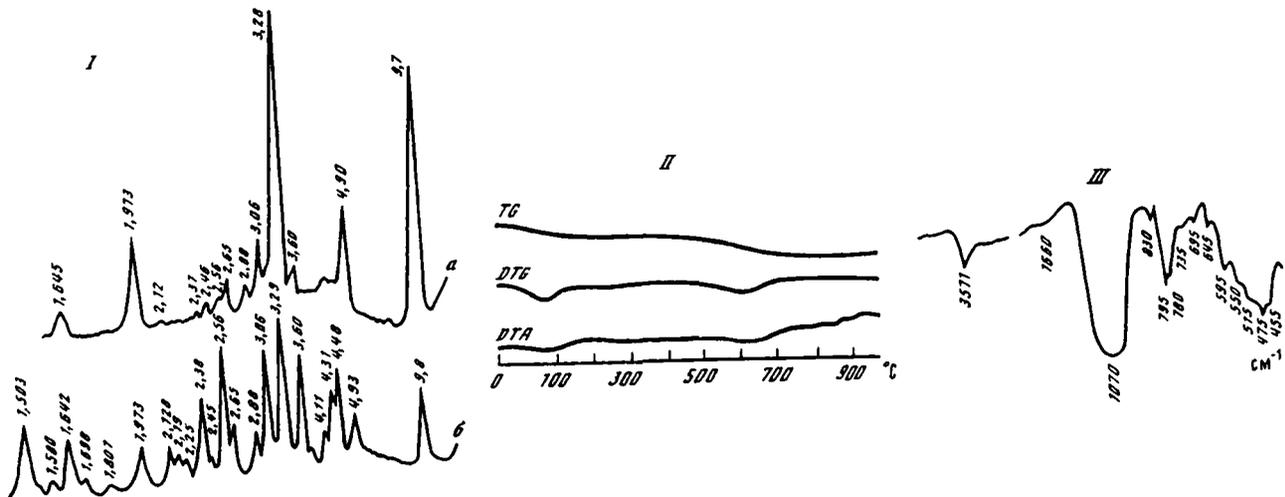


Рис. 55. Физические свойства лейкофиллита (обр. 136, Тушлег)

I - дифрактограммы: а - природный образец, б - тот же препарат, но насыщенный глицерином, II - термические кривые, III - ИК-спектр

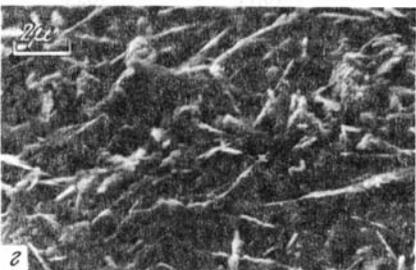
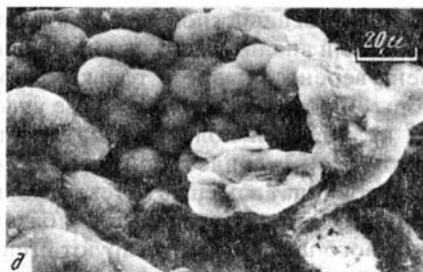
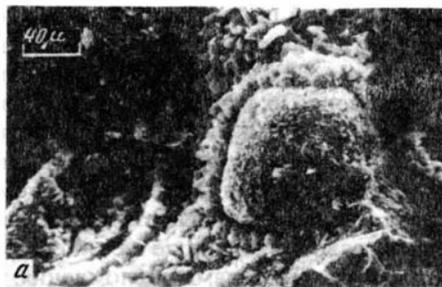
**Полевой шпат.** Аутигенный полевой шпат чрезвычайно трудно диагностировать в цеолитолитах в связи с тем, что большинство изученных туффитов содержит в своем составе первичные калиевый полевой шпат и плагиоклазы, и соответственно их рефлексы практически всегда присутствуют на дифрактограммах. Об аутигенности полевого шпата можно судить только по его положению в породе – по замещению стекла или выполнению поровых пространств и пустот. Но в этом случае возникает большая сложность его оптической диагностики, так как слабодвупреломляющие, прозрачные несдвоенные мелкие его выделения, обладающие довольно низкими показателями преломления, трудно отличаются от цеолитов.

Единственный способ относительно достоверного определения – микронзондовый анализ. С его использованием аутигенный полевой шпат определен уверенно в разрезе только одного цеолитопоявления – у подножия горы Дурбэн-Дериту. В разрезе участка Тушлег некоторые зерна похожи на аутигенный полевой шпат, но пересчет их химического состава на формулу неудовлетворителен (табл. 25). В том и в другом случаях полевой шпат замещает стекло, но, кроме этого, в шабазитовом разрезе в поровых пространствах галек базальтов кристаллы новообразованного полевого шпата инкрустируют стенки пустот, в центральной части которых отмечены сноповидные выделения эрионита, а в промежутках между эрионитом и калиевым полевым шпатом развит смешанослойный смектит-селадонит.

**Таблица 25**

**Химический состав аутигенного полевого шпата (микронзонд, вес.%)**

| Компонент   | Тушлег  |             | Гора Дурбэн-Дериту |       |
|---|---------|-------------|--------------------|-------|
|   | Обр. 84 | Обр. 1057-5 | Обр. 1057-13       |       |
| SiO <sub>2</sub>  | 76,22   | 59,26       | 63,06              | 63,94 |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>                            | 14,49   | 19,98       | 16,11              | 16,68 |
| FeO+Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>                        | 0,04    | 0,26        | 3,19               | 2,24  |
| CaO   | 2,07    | 0,08        | 1,98               | 2,68  |
| MgO   | 0,00    | 0,00        | 0,21               | 0,70  |
| Na <sub>2</sub> O   | 0,10    | 5,81        | 5,40               | 5,32  |
| K <sub>2</sub> O  | 2,83    | 10,36       | 6,31               | 5,69  |
| Сумма   | 95,12   | 95,76       | 97,83              | 98,68 |
| <b>Количество ионов в пересчете на 8 атомов кислорода</b> |         |             |                    |       |
| Si  | 3,35    | 2,81        | 2,90               | 2,96  |
| Al  | 0,76    | 1,17        | 0,89               | 0,91  |
| Fe  | –       | –           | 0,11               | 0,08  |
| Ca  | 0,10    | –           | 0,10               | 0,13  |
| Mg  | –       | –           | 0,01               | 0,05  |
| Na  | 0,01    | 0,56        | 0,49               | 0,51  |
| K   | 0,16    | 0,66        | 0,38               | 0,31  |
| Si+Al+Fe  | 4,11    | 3,98        | 3,96               | 3,95  |
| Ca+Mg+Na+K  | 0,27    | 1,22        | 0,98               | 1,00  |



**Рис. 56.** Морфология обломочного кварца и аутигенных кристобалита и опала А

*a-z* – участок Цаган-Цаб: *a* – песчинка кварца в окружении перекристаллизованных до клиноптилолита пепловых частичек стекла; *b-z* – то же, но стекло замещено не полностью; *b* – увел. 500, отчетливо видна частичка кварца в окружении цеолитизированного стекла, *в* – увел. 2000, хорошо видны кристаллы цеолита и измененная поверхность частички кварца, *г* – увел. 10 000, формы кристобалита, развивающегося по поверхности кварца; *д-ж* – участок у горы Дурбэн-Дериту: *д*, *е* – замещение стекла с образованием ассоциации шабазита (ш) и опала А(0), *ж* – морфология выделений опала А

Химический состав новообразованных полевых шпатов приведен в табл. 25. Стехиометрия рассчитанных формул довольно хорошо отвечает взаимоотношениям компонентов в элементарной ячейке полевого шпата (за исключением обр. 84, где наблюдается дефицит щелочей). Но при этом на участке Тушлег отмечена высококремнистая Са–К-разновидность минерала, а в районе участка Мушугай – Na–К. В том и другом случаях соотношения катионов вызывают удивление, так как обычно низкотемпературные полевые шпаты при своем формировании не дают изоморфных смесей [52], а кристаллизуются в виде чистых Na- или К-разновидностей. Хотя теоретически существование таких смесей для низкотемпературного полевого шпата возможно. Поэтому дальнейшее изучение монгольского аутигенного полевого шпата представляет большой интерес, однако оно затруднено чрезвычайно малым содержанием его в породе и большой сложностью в выделении его мономинеральных фракций.

**Кристобалит (опал СТ).** Он встречается преимущественно в трещиноватых участках разрезов, в зальбандах трещин, заполненных кварцем. В отдельных случаях наблюдаются оторочки кристобалита на поверхности зерен терригенного кварца (рис. 56). В нижней части разреза участка Тушлег вместе с клиноптилолитом и феррьеритом кристобалит в виде белых непрозрачных фарфоровидных выделений с характерным раковистым изломом заполняет поздние трещинки. Регистрируемое на дифрактограммах отражение [101] с  $d = 4,04 + 4,08 \text{ \AA}$  отвечает низкотемпературной разновидности минерала.

В разрезе горы Дурбэн-Дериту, помимо кристобалита, отмечен опал А, который в виде шаров и сфер развивается по стеклу совместно с шабазитом (см. рис. 56).

Помимо перечисленных минералов, в отдельных участках многих разрезов встречен кальцит, который замещает клиноптилолитизированную ранее породу, заполняет мелкие трещинки или играет роль цемента в туфопесчаниках, туфогравелитах и конгломератах. Совместно с кальцитом иногда развивается доломит. Поздние трещины в цеолитизированных туффитах часто бывают выполнены кварцем и гидроксидами марганца. Характерным аутигенным рудным минералом является пирит. Его крупные (до 2 см) неизменные кристаллы часто присутствуют в керне скважин участка Цаган-Цаб. В поверхностных выходах пирит окислен, имеет бурый цвет и рыхлую, корродированную поверхность.

## ГЛАВА 5

### ЦЕОЛИТОЛИТЫ В СОСТАВЕ НИЖНЕМЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Цеолитолиты этого возраста описаны в составе двух свит – шинхудукской ( $K_1sh$ ), отложения которой накапливались сразу вслед за породами цаганцабской свиты ( $J_3-K_1cc$ ), и в более молодых вулканогенно-осадочных отложениях ульдзейской свиты ( $K_1ul$ ), которые по стратиграфической схеме юга Монголии следуют за манлайской свитой ( $K_1mn$ ), перекрывающей в свою очередь отложения шинхудукской свиты ( $K_1sh$ ).

## ЦЕОЛИТОНОСНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ШИНХУДУКСКОЙ СВИТЫ (K<sub>1</sub>sh)

Эти отложения встречены нами в пределах Дзунбаинской системы прогибов и в какой-то мере уже представлены при описании верхней части разреза у горы Тушлег (см. рис. 14). В большей степени они распространены вблизи горы Хара-Хутул (см. рис. 1, № 25), где разрез состоит из однородной, возможно, ритмичной туфогенно-осадочной толщи переслаивающихся серых, коричневатато-серых, красноватых разнозернистых туфопесчаников, туфоаргиллитов, песчаников, аргиллитов, реже туффитов и слабоуплотненных песков, присутствуют прослои конгломератов.

Разрез очень мощный (более 500 м) и требующий более подробного изучения. На рис. 57 представлена только нижняя его часть, состоящая из переслаивания крупно-, средне- и мелкозернистых аркозовых песчаников, алевролитов, аргиллитов, слабоуплотненных песков, туфоалевролитов, туфопесчаников, реже туффитов. Мощность отдельных прослоев от нескольких сантиметров до 3 м. В обломочной составляющей пород преобладают кварц и халцедон, присутствуют плагиоклаз, пироксен, биотит, роговая обманка, магнетит, эпидот и эпидотизированные обломки метаморфитов, обломки кварцевых порфиров и трахитов, андезитов и базальтов. Как акцессории встречаются апатит и циркон. В туфогенных разностях, помимо перечисленных минералов и пород, отмечаются пепловые частички кислого стекла, которое иногда выполняет роль цемента. Обычно цемент гидрослюдистый или карбонатный, причем карбонат местами замещает и обломочную часть породы.

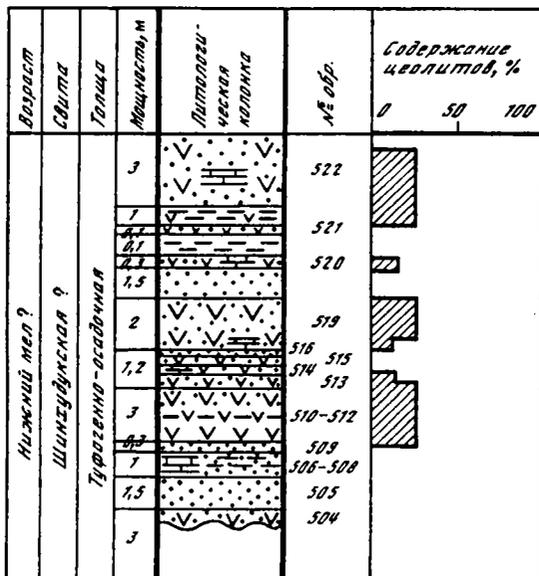


Рис. 57. Литограмма фрагмента поверхностных выходов отложений участка Хара-Хутул  
Условные обозначения см. на рис. 14

**Таблица 26**  
**Химический состав цеолитизированных пород участка Хара-Хутул, вес. %**

| Компонент                       | 505   | 507   | 511   | 512   | 519   | 520   | 522   | 525   | 525   | 528   | 531   |
|---------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| SiO <sub>2</sub>                | 69,09 | 52,70 | 63,92 | 60,64 | 72,04 | 60,08 | 69,40 | 67,60 | 70,59 | 66,96 | 70,32 |
| TiO <sub>2</sub>                | 0,67  | 0,29  | 0,54  | 0,28  | 0,18  | 0,55  | 0,40  | 0,30  | 0,28  | 0,37  | 0,42  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>  | 13,47 | 11,56 | 12,28 | 13,67 | 11,68 | 11,46 | 13,15 | 13,40 | 12,70 | 12,75 | 14,08 |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>  | 2,08  | 8,82  | 2,77  | 1,41  | 1,27  | 1,60  | 1,73  | 1,40  | 0,64  | 1,87  | 1,39  |
| FeO                             | 0,67  | 0,06  | 1,90  | 0,45  | 0,55  | 0,37  | 0,28  | 0,29  | 0,22  | 0,44  | 0,70  |
| MnO                             | 0,06  | 0,08  | 0,08  | 0,05  | 0,04  | 0,72  | 0,05  | 0,01  | 0,00  | 0,08  | 0,03  |
| CaO                             | 2,89  | 6,68  | 2,62  | 2,74  | 1,81  | 8,65  | 3,45  | 0,68  | 0,64  | 3,98  | 2,54  |
| MgO                             | 0,96  | 2,58  | 4,29  | 0,78  | 0,94  | 1,09  | 0,86  | 1,10  | 0,66  | 1,69  | 1,11  |
| Na <sub>2</sub> O               | 3,03  | 2,82  | 1,46  | 3,07  | 2,77  | 3,58  | 2,77  | 4,30  | 4,63  | 2,53  | 3,23  |
| K <sub>2</sub> O                | 2,72  | 1,95  | 5,03  | 1,98  | 2,78  | 2,28  | 2,33  | 2,10  | 2,48  | 2,06  | 2,89  |
| H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>   | -     | -     | -     | -     | -     | -     | -     | -     | 4,83  | -     | -     |
| H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>   | -     | -     | -     | -     | -     | -     | -     | 3,40  | -     | -     | -     |
| П.п.п.                          | 3,71  | 11,82 | 4,69  | 6,38  | 5,21  | 9,04  | 5,16  | 5,10  | 0,78  | 6,71  | 2,68  |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>   | 0,20  | 0,38  | 0,17  | 0,12  | 0,17  | 0,19  | 0,11  | 0,08  | 0,03  | 0,10  | 0,13  |
| Сумма                           | 99,55 | 99,74 | 99,92 | 91,57 | 97,44 | 99,61 | 99,69 | 99,76 | 99,48 | 99,54 | 99,52 |
| SO <sub>3</sub>                 | 0,03  | 0,21  | 0,17  | 0,21  | 0,18  | 0,09  | 0,04  | -     | -     | 0,03  | 0,03  |
| F                               | 0,07  | 0,20  | -     | 0,03  | 0,03  | 0,07  | 0,07  | -     | -     | -     | -     |
| CO <sub>2</sub>                 | 0,73  | 3,73  | 0,51  | 0,07  | 0,88  | 6,66  | 1,17  | -     | 0,46  | 1,09  | 0,22  |
| H <sub>2</sub> O <sub>обн</sub> | 2,86  | 5,25  | -     | 2,81  | 2,04  | 1,60  | 2,62  | -     | 4,83  | -     | -     |

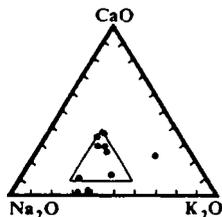


Рис. 58. Диаграмма поведения щелочей в породах участка Хара-Хутул (в % от суммы  $K_2O + Na_2O + CaO$ )

Внутренний треугольник – достоверный интервал содержания оксидов в породах

Цеолитоносны только туфогенные разности. Цеолиты развиваются по пепловым частичкам стекла, реже (особенно в туфопесчаниках) присутствуют в зальбандовых частях поровых пространств.

Иногда они замещены кальцитом. Содержание цеолитов в отдельных пластах очень неравномерное, максимально до 40%, в среднем по туфогенным породам около 20%. Цеолит – термостойкий клиноптилолит. После прокаливания образца в течение 6 ч при  $550^{\circ}C$  на его рентгенограмме площадь пика [020] уменьшается всего на 5%.

Химический состав цеолитолитов нижней части разреза Хара-Хутул приведен в табл. 26, а поведение отдельных элементов показано на серии гистограмм (см. рис. 38). Так же как и для цеолитолитов цаганцабского возраста, для разреза Хара-Хутул характерно очень неравномерное распределение всех компонентов по отдельным пластам. Средние содержания  $SiO_2$  и  $Al_2O_3$  близки к таковым в поверхностном разрезе Цаган-Цаба. Суммарное содержание Fe довольно высокое, причем колебание его по отдельным пластам значительно – от долей процента до ~9%. Обогащенные Fe пласты, как правило, окрашены в красный цвет. Вполне четко отмечается прямая корреляция в поведении Fe и Mg (см. рис. 38). Среди одновалентных щелочей в среднем  $Na_2O$  преобладает над  $K_2O$ , но разброс их содержаний в различных пластах довольно широк, что хорошо видно на диаграмме (рис. 58). При этом выделяются как существенно калиевые пласты, так и высоконатровые без кальция. Такой разброс значений в содержании основных породообразующих компонентов зависит не от вариаций в составе цеолитов, а от типа первичной породы.

Таким образом, цеолитизация нижней части разреза Хара-Хутул похожа на таковую, описанную для цаганцабского возраста, но содержание основного цеолита (клиноптилолита) значительно ниже. Несмотря на это, разрез благодаря его большой мощности может быть перспективным для использования особенно для производства строительных материалов.

### ЦЕОЛИТОНОСНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ УЛЬДЗЕЙСКОЙ СВИТЫ ( $K_1u1$ )

Эти отложения – самые западные и самые молодые из изученных нами цеолитопроявлений. Они расположены на склонах горы Ульдзей (или – Булганту), находящейся в 20 км к северо-западу от сомона Богд (см. рис. 1, № 21). Массив Ульдзей-Ула локализован в пределах Богдинской впадины Гобийского Алтая и по данным работы [40] представляет собой экстрозивно-интрузивную постройку, сложенную липаритами, трахилипаритами и их туфами. В его крутых тектонических или интрузивных эндоконтактах отмечаются лавобрекчии, перлиты, а также кислые туфы, туфопесчаники, туфоконгломераты, переслаивающиеся с подчиненным количеством собственно осадочных образований (рис. 59). Цеолитизированы

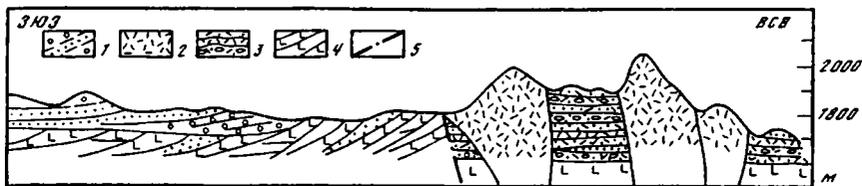


Рис. 59. Схематический разрез интрузивно-экструзивной постройки Ульдзеи (Булганту). Составили Д.И. Фрих-Хар и А.И. Лучицкая в 1978 г. [40]

1 – отложения верхнего мела; 2–4 – позднемезозойские магматические образования: 2 – липариты и трахилипариты, 3 – кислые туфы и туфопесчаники, 4 – базальты с прослоями красно- и сероцветных отложений; 5 – разрывные нарушения

именно эти породы. Их разрез, сделанный в запад-юго-западной части массива, представлен на рис. 60.

В нижней части разреза на дневной поверхности обнажается толща лавобрекчии, видимая мощность ее 50–60 м. Порода представляет собой отдельные глыбы, блоки, валуны (занимающие около 50% объема выхода) измененной стекловатой флюидальной лавы, сцементированные рыхлой дресвой того же состава. Порода интенсивно трещиновата, цеолитизирована, смектитизирована, окварцована и ожелезнена. Из-за вторичных изменений она окрашена в белые, розовые и зеленые тона, зависящие от преобладания кристобалита (халцедона, опала), цеолита, смектита или гидроксидов железа. Лавобрекчия местами прорвана выходами поздних плотных серых, иногда трещиноватых неизмененных перлитов. Максимальная цеолитизация (до 60%) наблюдается в наиболее трещиноватых участках, где порода имеет розовый цвет, благодаря цеолитам (клиноптилолит и морденит), окрашенным тонкодисперсно рассеянными гидроксидами железа. В более плотных участках лавобрекчии количество цеолитов уменьшается, и они представлены клиноптилолитом с небольшой, определяемой только рентгеном примесью эрионита (рис. 61).

Средняя часть разреза – переслаивание мелкогалечных туфокогломератов и туфолов с подчиненным по объему количеством туфопесчаников и туфоалевролитов. Содержание галечного материала и зернистость отдельных пластов уменьшаются в пределах пачки снизу вверх. Мощность отдельных прослоев от 1 до 50 см, общая мощность пачки 15 м. Породы розовато-серого цвета с отдельными зеленоватыми прослоями. Среди обломочного материала присутствуют гальки трахитов различного состава, обломки кислых флюидальных стекловатых лав, стекло перлитовых потоков, обломки кислых туфов и пепловых частиц стекла, а также зерна кварца, халцедона, плагиоклаза. Крупные обломки сцементированы мелкообломочной массой того же состава. Цеолитизированы как пепловые частички стекла, так и пузырчатые стекла потоков лав и перлитов. Материала, пригодного для цеолитизации, около 60% объема породы. Однако некоторые слои в пачке его почти не содержат. Цеолит представлен клиноптилолитом. Его среднее содержание около 50%.

Верхние 12 м разреза представляют собой рыхлый серовато-белый измененный перлит с редкими островками более плотного и менее измененного перлита. По стеклу перлита, не нарушая его первичную флюидальность и шаровую отдельность, развивается ассоциация кристобалита, смектита и клиноптилолита (см. рис. 61). Кроме того, клиноптилолит заполняет пустоты. Его содержание колеблется от 20 до 50%.

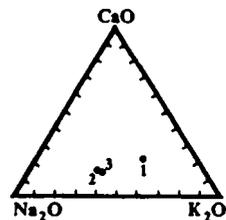
Зона изменения по перлиту довольно резко обрывается, и верхние 1,5 м пласта представляют собой поток темно-серого перлита не цеолитизированного, но содержащего на фоне неизмененного стекла характерные шаровидные халцедоновые желваки, достигающие в диаметре 5 см. Формирование таких желваков в перлите, по мнению С.Е. Борисовского [4], может происходить в результате быстрого переохлаждения изливающейся кислой лавы.

Венчает разрез 1,5-метровый поток перлита с отчетливо выраженной сферолитовой структурой. Стекло почти полностью замещено халцедоном и кристобалитом, образующими перистые псевдоморфозы.



Рис. 62. Диаграмма поведения щелочей в породах участка Ульдзей (в процентах от суммы  $K_2O + Na_2O + CaO$ )

1 – цеолитолит; 2, 3 – перлит (слои: 2 – нижний, 3 – верхний)



Таким образом, в строении описанного разреза отчетливо выражены три толщи – нижняя и верхняя вулканогенные и центральная – вулканогенно-осадочная. Все они, за исключением самых верхов разреза, цеолитоносны. Основной цеолит – клиноптилолит, но его состав непостоянен по разрезу, что хорошо видно на рис. 61. Если прокаливание образцов клиноптилолита в течение 6 ч при  $550^{\circ}C$  из нижней части разреза приводит к уменьшению пика [020] на рентгенограмме от 10 до 30%, то в образцах из центральной и верхней частей эта цифра возрастает до 50% и более. Такое термическое поведение обычно связывают с изменением катионного состава клиноптилолита (см. рис. 5).

К настоящему времени проследить эту закономерность в разрезе Ульдзей мы не можем, так как не располагаем химическими анализами выделенных из разных частей разреза зерен клиноптилолита. Судя по общему анализу клиноптилолитизированной на 70% породы, представленному в табл. 27, в центральной части разреза присутствует существенно калиевая высококремнистая и низкоалюминиевая разность минерала. По сравнению с неизменным перлитовым стеклом цеолитовая порода обеднена Na и обогащена K и Ca (рис. 62). Содержание Si, Al, Fe в цеолитолите лишь чуть ниже, чем в исходном стекле (см. табл. 27). Высокое содержание  $K_2O$ ,  $SiO_2$  и низкое  $Al_2O_3$  (и соответственно высокое значение  $SiO_2/Al_2O_3 \sim 6,7$ ) отличает нижнемеловые цеолитолиты горы Ульдзей от цеолитолитов остальных участков (см. рис. 38). Кроме того, в них почти отсутствует Mg.

Другая особенность цеолитолитов горы Ульдзей – присутствие в нижней части разреза наряду с клиноптилолитом значительных количеств морденита, который совершенно отчетливо фиксируется на рентгенограммах (см. рис. 61). Максимальное содержание морденита отмечается в наиболее проницаемых зонах, где в распределении вторичных минералов отмечается некоторая околотрещинная зональность. Менее проницаемые участки стекла только смектитизированы, или по ним развивается ассоциация смектита, клиноптилолита и ( $\pm$ ) эрионита. В более проницаемых зонах клиноптилолит ассоциирует с морденитом, причем последний, как правило,

Рис. 60. Литограмма поверхностных выходов отложений на запад-юго-западном склоне горы Ульдзей

1 – мелкогалечные конгломераты; 2 – тонкое переслаивание туфогравелитов и туфопесчаников; 3 – туфоалевролиты; 4 – липариты и трахилипариты; 5, 6 – перлитовые потоки: 5 – цеолитизированные, 6 – неизменные

Рис. 61. Рентгеновская характеристика цеолитсодержащих пород района Ульдзей, их поведение при насыщении и прокаливании

a – природное состояние; d – тот же образец, прокаленный в течение 6 ч при  $550^{\circ}C$ ; б – природное состояние, тот же образец; в – насыщенный этиленгликолем; z – прокаленный в течение 6 ч при  $550^{\circ}C$  (a, d – порошок; б, z – ориентированный препарат)

Таблица 27

Химический состав цеолитолита и неизмененного перлита участка Ульдзей, вес. %

| Компонент                      | Цеолитолит<br>(обр. 1078-5) | Перлит                        |                               |
|--------------------------------|-----------------------------|-------------------------------|-------------------------------|
|                                |                             | Нижний слой,<br>(обр. 1078-2) | Верхний слой<br>(обр. 1078-8) |
| SiO <sub>2</sub>               | 70,89                       | 72,03,                        | 71,79                         |
| TiO <sub>2</sub>               | 0,45                        | 0,39                          | 0,39                          |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 10,54                       | 10,99                         | 11,74                         |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 1,97                        | 2,20                          | 2,19                          |
| FeO                            | 0,12                        | 0,12                          | 0,12                          |
| MnO                            | Следы                       | 0,06                          | 0,07                          |
| CaO                            | 1,71                        | 1,07                          | 0,93                          |
| MgO                            | 0,16                        | 0,15                          | 0,04                          |
| Na <sub>2</sub> O              | 2,18                        | 4,07                          | 3,82                          |
| K <sub>2</sub> O               | 4,38                        | 2,63                          | 2,83                          |
| H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>  | 4,01                        | 5,61                          | 0,79                          |
| H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>  | 3,09                        | 0,83                          | 4,88                          |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0,01                        | 0,00                          | 0,00                          |
| Сумма                          | 99,51                       | 99,57                         | 99,58                         |

*Примечание.* CO<sub>2</sub> и С не обнаружены.

приурочен к центральным частям залечиваемых свободных пространств, а клиноптилолит располагается на границе со стеклом и внутри него.

Такая околотрещинная зональность, выражающаяся в последовательной смене одного минерального вида другим, обычно характерна для цеолитопроявлений гидротермального генезиса. Об этом же свидетельствует и ассоциация клиноптилолита с морденитом, которая по данным [14] легче формируется при гидротермальном, а не осадочном цеолитообразовании. В пользу гидротермального синтеза цеолитолитов свидетельствуют также переменный состав клиноптилолита и подвижность компонентов при замещении стекла цеолитами. Однако ритмичное построение толщ в осадочной части разреза, их площадная выдержанность, пологое залегание, наличие тонкой слоистости и хорошей сортированности, резкая верхняя граница, перекрывающая зону изменения пород и прослеживаемая на одном литологическом уровне на пространственно разобщенных участках, позволяют предположить и озёрный тип цеолитообразования.

По всей видимости, цеолитопроявления на склонах горы Ульдзей имеют сложный гидротермально-лимнический генезис. Геологическое строение описанного разреза вполне допускает такую возможность. Потoki перлитов, прорывающие пачку туфолов в нижней части разреза и перекрывающие вулканогенно-осадочные озерные осадки в верхней, могли обеспечить прогрев обводненной части разреза. Этому же, вероятно, способствовал и высокий геотермический градиент района, связанный со становлением всего экстрезивно-интрузивного массива Ульдзей. В результате преобразование перлитового и пеплового стекла происходило, как нам представляется, благодаря комплексному воздействию на

него как озерных, так и подогретых погребенных вод, подчиняющихся при фильтрации законам гидротермального процесса. Этим объясняется неравномерная степень цеолитизации пород, особенно в нижней части разреза, и непостоянство состава основного цеолита – клиноптилолита.

В заключение отметим, что в цеолитолитах горы Ульдзей спектральным анализом зафиксировано очень незначительное по сравнению с кларковым в кислых породах увеличение содержания таких элементов, как  $\text{V}$ ,  $\text{Pb}$ ,  $\text{Cu}$ ,  $\text{Mo}$ ,  $\text{Sn}$ ,  $\text{Be}$ ,  $\text{B}$ ,  $\text{W}$  (см. табл. 14).

Таким образом, цеолитопроявление, выявленное на склонах горы Ульдзей, является самым молодым и наиболее западным участком среди выявленных к настоящему времени в южной части Монголии. Оно расположено близко от населенного пункта, может разрабатываться открытым способом и применяться в народном хозяйстве с учетом специфики основного цеолита – клиноптилолита.

## ГЛАВА 6

### **НОВЫЙ ПОДТИП ЦЕОЛИТОЛИТОВ ВУЛКАНОГЕННО-ЛИМНИЧЕСКОГО ГЕНЕЗИСА**

Представленные в предыдущих главах материалы по литологии, минералогии и геохимии разновозрастных цеолитопроявлений Монголии показывают, что основные проявления цеолитов были сформированы благодаря преобразованию вулканического стекла в процессе длительного его взаимодействия с водами озерных бассейнов, в которые стекло попадало непосредственно после вулканического извержения.

Признаки такого генезиса прослеживаются на цеолитопроявлениях почти каждой возрастной группы, но максимально проявлены для цаганцабского возраста. Поэтому цеолитопроявления именно этого возраста рационально рассматривать в качестве маркеров условий цеолитизации вулканолимнического генезиса. Представляется, что главные из этих условий следующие: 1) палеобстановки и параметры сред минералообразования; 2) способы перехода вулканического стекла в цеолиты и другие аутигенные минералы; 3) взаимоотношения результирующих минеральных парагенезисов между собой и первичными минералообразующими матрицами. Именно эти вопросы рассмотрены ниже.

#### **ПАЛЕОБСТАНОВКИ АУТИГЕННОГО МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ И МИНЕРАЛЬНЫЕ ПАРАГЕНЕЗИСЫ**

Изучение геоморфологии участков, строения и литологии разрезов позволяет заключить, что условия цеолитообразования в цаганцабских породах зависят от одних и тех же причин и имеют общие закономерности, которые показаны на примере наиболее контрастных по характеру аутигенного минералообразования цеолитопроявлений: Цаган-Цаб, Тушлег и Дурбэн-Дериту.

## Цеолитопроявления Дзунбаннской системы прогибов

Разработанные Ч.М. Колесниковым [16] биохимические методы определения палеосостава вод позволили этому автору классифицировать раннемеловой водоем района горы Тушлег как хлорид-сульфат-натромagneвий с минерализацией 6,1–9,7‰, т.е. состав воды палеобассейна можно сравнить с составом современной морской воды. Это подтверждается данными фаунистических исследований, которые проводила в рассматриваемом разрезе сотрудница ГИН АН МНР А. Ханд (устное сообщение). По видовому составу и особенностям строения раковин остракод цаганцабского и шинхудукского возраста она приходит к выводу о том, что бассейн, в котором накапливались осадки изучаемого разреза, был мелководным, со значительной скоростью осадконакопления и повышенной минерализацией вод.

В отличие от этих данных фауна бассейна Цаган-Цаб была пресноводной. В современном разрезе найдены многочисленные остатки рыб (ликоптер вида *Lycoptera middendorffii*) – обитателей поверхностного слоя пресных вод [10]. Найдены окаменелые насекомые: вертячки, поденки, комары-хирономаптры, ручейники и др. (данные сотрудника ПИН РАН А.Г. Пономаренко, устное сообщение), которые практически никогда не встречаются в засоленных и даже слабосоленоватых водоемах, т.е. минерализация палеобассейна Цаган-Цаб была невелика и, по всей видимости, отвечала значению 0,6–1,4‰, приводимому Ч.М. Колесниковым [16] для гидрокарбонатно-кальциевых вод.

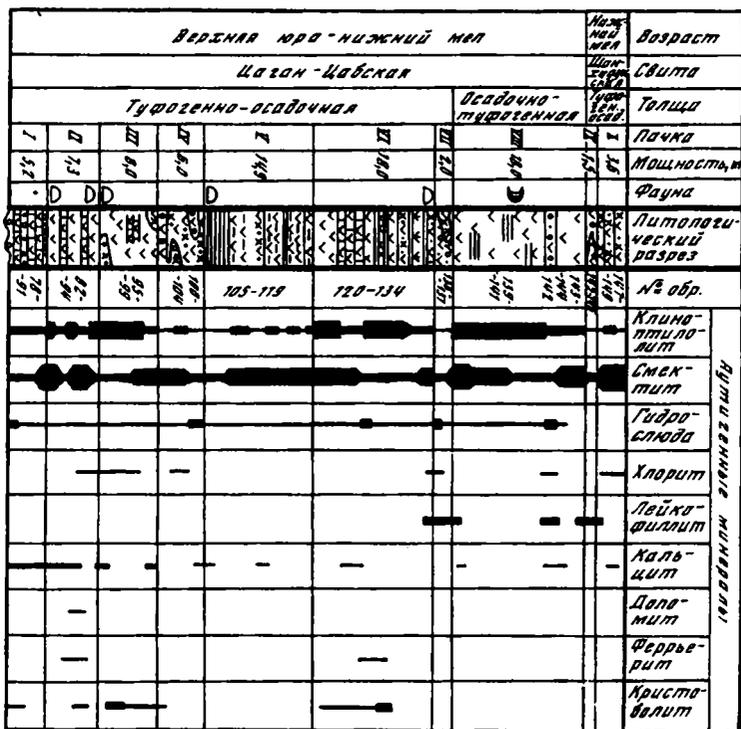
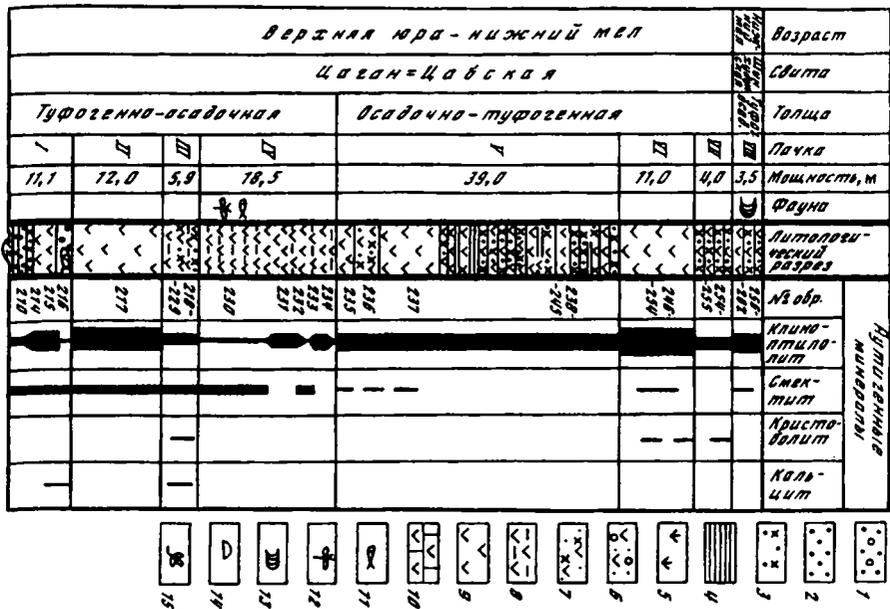
Такие различия в составе минералообразующей среды не могли не отразиться на видовом наборе и составе аутигенных минералов, что мы и наблюдаем в действительности (рис. 63). Если в поверхностном разрезе пород участке Цаган-Цаб отмечено только четыре новообразованных минерала, характеризующихся составом, близким к исходному составу туффита, то на участке Тушлег наблюдается порядка десяти новообразований, химический состав которых не позволяет считать, что они формировались только за счет разложения материнских пород.

Прежде всего различается по составу основной аутигенный минерал – клиноптилолит, образцы которого с участка Тушлег характеризуются более высоким содержанием Са, (Na + K) по сравнению с образцами Цаган-Цаба.

Отличия наблюдаются также и в составе другого характерного для обоих цеолитопроявлений минерала – смектита. Если на участке Цаган-Цаб распространена Na–Са-форма, то на участке Тушлег Са- и Са–Mg-формы смектита. В породах последнего участка широко представлены аутигенные гидрослюды и лейкофиллит – минералы с высоким содержа-

Рис. 63. Парагенезисы аутигенных минералов цеолитизированных пород Цаган-Цаба (А) и Тушлега (Б)

1 – конгломерат; 2 – гравелит; 3 – песчаник; 4 – алевролит; 5 – торфовидный алевролит; 6 – туфоконгломерат; 7 – туфопесчаник; 8 – туфоалевролит; 9 – туффит; 10 – карбонатизированный туффит; 11 – ископаемые рыбы; 12 – ископаемые насекомые; 13 – филлоподы; 14 – остракоды; 15 – флора



нием К, и отмечены Mg-цеолит – феррьерит и доломит, следовательно, катионный состав аутигенных минералов четко отражает специфику минералообразующей среды. Взаимодействие пресных низкоминерализованных вод с туффитом приводит только к перераспределению в нем исходных компонентов с монотонным химическим составом. Воды с повышенной минерализацией не только растворяют исходный вулканический материал, но и добавляют в минералообразующие среды собственную катионную нагрузку.

Другая важная особенность аутигенных минералов, которую следует подчеркнуть, – порядок их выделения и минеральные парагенезисы. В пределах поверхностной части разреза участка Цаган-Цаб наблюдается либо только один аутигенный минерал – клиноптилолит, либо устойчиво сосуществующий минеральный парагенезис клиноптилолит–смектит с ведущей ролью цеолита. В трещиноватых участках к этому парагенезису добавляется кристобалит, кристаллизация которого, по всей видимости, идет за счет выноса избыточного (при слабом растворении кварца и перекристаллизации кислого стекла в клиноптилолит) кремнезема в трещинные пространства. Такой характер аутигенной минерализации свидетельствует об однородных условиях преобразования исходной породы в придонном слое осадков во времени и в пространстве.

Парагенезисы в поверхностном разрезе участка Тушлег сложнее. Здесь выделяются: 1) клиноптилолит-смектит-гидрослюдистый парагенезис, выдержанный по всей мощности разреза; 2) хлорит-смектит-лейкофиллитовый, характерный для измененного цемента в конгломератах верхней части разреза; 3) клиноптилолит-феррьерит-кальцитовый с кристобалитом, приуроченный к поздним трещинкам в нижней части разреза.

Первый парагенезис развивается по исходному туффиту при непосредственном контакте последнего с минерализованной водой палеозера. По характеру образования и положению в разрезе он полностью аналогичен клиноптилолит-смектитовому парагенезису Цаган-Цаба, но отличается от него более широким развитием смектита, гидрослюды, наличием нескольких генераций одного и того же минерала и присутствием на аутигенных минералах следов их растворения и перекристаллизации. Таким образом, формирование данного парагенезиса шло длительно, при относительно высоком содержании в минералообразующем растворе Mg и К, при этом условия минералообразования менялись во времени. В частности, стабильный в начале процесса клиноптилолит мог растворяться и перекристаллизовываться или замещаться более устойчивыми в изменившихся условиях минералами (см. рис. 48).

Второй парагенезис, хлорит-смектит-лейкофиллитовый, наблюдается только в тех интервалах разреза, где присутствует грубообломочный материал. Основной минерал парагенезиса – лейкофиллит совместно со смектитом развивается по стеклу туффита, служащего цементом в конгломерате и гравелите. Хлорит (пеннин) полностью замещает биотит в туффите, а присутствующий в подчиненном количестве гидромусковит развивается по кристаллокластам плагиоклаза. Лейкофиллит в природе достаточно редкий минерал.

Разные исследователи [28, 37] свидетельствуют о том, что он форми-

руется преимущественно при перекристаллизации вулканического стекла в условиях гидротермального процесса либо под воздействием высокоминерализованных вод эвапоритовых бассейнов. Т.Н. Соколова и др. [37] приводят значение солёности окружающей среды при формировании лейкофиллита, равное 27–32%. В случае образования лейкофиллита на участке Тушлег близость вулканической постройки и обилие пеллового материала не противоречат его гидротермальному происхождению, однако отсутствие околотрещинной зональности, постоянная приуроченность парагенезиса к грубообломочным разностям и его площадное распространение, скорее, свидетельствуют в пользу эвапоритового генезиса.

Изучение конгломератов на участке Тушлег требует дополнительных исследований, но не исключено, что их отложение шло в условиях мелководного пересыхающего озера с другими параметрами воды, чем при накоплении песчано-алевритовых и пелитовых разностей разреза. Присутствие лейкофиллита, парагенетически связанных с ним хлорита и гидромусковита, а также интенсивная переработка цемента конгломерата как будто подтверждают это положение.

Третий, выделяемый на участке Тушлег, парагенезис клиноптилолит-феррьерит-кальцитовый с кристобалитом поздний. Он встречен в нижней части разреза в туффитах вблизи контакта с базальтовым массивом. В зоне контакта мощностью до 15 м туфогенно-осадочная толща интенсивно трещиновата и карбонатизирована до 90% объема. Поздняя трещинная генерация клиноптилолита и феррьерит образовались после замещения карбонатом ранее клиноптилолитизированного туффита в результате связывания освободившихся в этом процессе компонентов, т.е. в описываемых породах феррьерит кристаллизовался в результате достаточно сложного ступенчатого процесса их преобразования. Это выражается в последовательной смене минеральных ассоциаций: кислое вулканическое стекло → клиноптилолит I + смектит → кальцит + клиноптилолит II + феррьерит.

Парагенетические взаимоотношения в перечисленных ассоциациях показывают, что их формирование разорвано во времени. При этом карбонатизация туффита – необходимое условие для формирования позднего феррьерита. Экспериментальной работой В. Кормьера и Л. Санда [47] по синтезу феррьерита установлено, что в условиях постоянного отношения  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ , равного 10 (близкого к таковому у природных феррьеритов) колебания значений отношений  $\text{CO}_3/(\text{HCO}_3 + \text{CO}_3)$  от 0 до 1 позволяют феррьериту кристаллизоваться даже в чистых карбонатных системах. В иных условиях феррьерит образуется как метастабильная фаза и с течением времени может переходить в ассоциацию морденита с кварцем или кварца с полевым шпатом.

Таким образом, наблюдаемые в породах участка Тушлег парагенезисы аутигенных минералов запечатлели на себе следы различных палеообстановок минералообразования. Вода долгоживущего палеобассейна в определенные периоды становилась более минерализованной, по всей видимости, изменялись ее кислотный и температурный режимы. Такие изменения происходили как в пределах локальных участков, так и в целом по бассейну. Повышенная минерализация вод и смена палеообстановок при-

вели к полиминеральному преобразованию исходных туффитов Тушлега и формированию цеолитолитов, обедненных полезным компонентом.

Преобразование аналогичных пород участка Цаган-Цаб на границе раздела вода палеозера–порода происходили в условиях более однородного водного бассейна, следствием чего стал и более стабильный аутигенный парагенезис, главным компонентом которого был клиноптилолит. Однако и на участке Цаган-Цаб стабильность нарушалась. В частности, при резком опускании осадков и перекрытии их мощными пластами пеплов в восточной части участка (см. рис. 11, 12) изменялись окислительно-восстановительные и, возможно, температурные условия минералообразования, свидетельством чего стало локальное повышение здесь количества новообразованных пирита, селадонита, кальцита.

Большое влияние на характер аутигенного минералообразования оказывает изменение условий, связанное с погружением осадка. Повышение температуры в зависимости от глубины погружения, увеличение солёности поровых растворов, ускорение диффузионных процессов в зонах глубокого диагенеза приводят к более полным реакциям замещения, к сдвигу количественных соотношений минералов в парагенезисах и к формированию новых минералов. Пример этого – более широкое по сравнению с поверхностными зонами развитие глинистых минералов и появление феррьерита в кернах скважин участка Цаган-Цаб. Увеличение степени диагенетических преобразований приводит к формированию на участке Цаган-Цаб тех же минеральных ассоциаций, которые характерны для поверхностных зон участка Тушлег. Это позволяет говорить о единой направленности изменения солевого состава вод палеозер региона и о преобладании в нем среди катионов Mg, K, Ca, а не Na как в случае известных цеолитообразователей – содовых озер.

Выявленные закономерности палеообстановок аутигенного минералообразования и минеральных парагенезисов справедливы для всех остальных цеолитопроявлений, локализованных в пределах Дзунбаинской системы прогибов. Все они по составу и характеру взаимоотношений аутигенных минералов имеют черты сходства с таковыми на участках Тушлег и Цаган-Цаб.

### **Цеолитопроявления в районе горы Дурбэн-Дериту (Мушугайское рудное поле)**

Судя по конфигурации пластов, характеру их слоистости и слоичатости, туфогенные осадки у подножия горы Дурбэн-Дериту накапливались в условиях небольшого изолированного озерного водоема. Но в отличие от подобных толщ, расположенных в пределах Дзунбаинской системы прогибов, вулканогенно-осадочные отложения были перекрыты мощными (до 80 м), переслаивающимися потоками онгонитов и онгориолитов. При этом взрывные породы (туфы вулканогенно-осадочной толщи) и лавы онгонитовых потоков были результатом единого цикла вулканизма; их образование в геологическом смысле было практически одновременным с некоторым опережением взрывных процессов.

Преобразование пластов туфов, залегающих в основании разреза

(см. рис. 29), происходило, по-видимому, еще до начала излияния лав при взаимодействии пепловых частичек стекла с водой озера, т.е. условия цеолитообразования здесь были такими же, как на участках, описанных в пределах Дзунбаинской системы прогибов. Соответственно близким оказался и состав вторичных минералов: основной аутигенный минерал – клиноптилолит, с которым в резко подчиненном количестве (на рентгенограммах фиксируются только наиболее интенсивные пики) ассоциируют шабазит, эрионит и феррьерит.

На дальнейших стадиях извержения раскаленные онгонитовые потоки перекрыли не только пепловые пласты (состав частиц стекла в которых не изменился), но и воды озера. При этом вследствие нагревания агрессивность воды могла резко возрасти, часть воды, вероятно, испарилась, а у оставшегося раствора, по всей видимости, резко изменились солевой состав и щелочность, т.е. в центральной и граничной с потоком частях разреза стекло преобразовывалось совершенно в других условиях.

В результате изменился и состав аутигенных минералов: преобладать стал шабазит, в ассоциации с ним появились калиевый полевоый шпат и гидрослюда, возросло количество эрионита, а присутствие клиноптилолита и феррьерита стало фиксироваться только по единичным пикам на рентгенограммах. Изменился и состав аутигенного смектита. Если в нижней части разреза на рентгенограммах фракции размерностью меньше 0,001 мм базальное отражение [001] смектита располагалось в области 12,6 Å, что соответствует Na-разновидности минерала, то в аналогичных фракциях образцов из центральной и верхней частей разреза оно передвинулось в область 15 Å, что отвечает Mg- или Ca-Mg-смектиту.

Таким образом, в отношении парагенезисов аутигенных минералов разрез у подножия горы Дурбэн-Дериту представляется как бы двухэтажным.

Парагенезис нижней части: клиноптилолит + Na-смектит ± феррьерит ± эрионит ± шабазит сформировался, по-видимому, в условиях поверхностных температур и минерализации и щелочности вод палеоозера, близких к описанным на участке Гушлег. Не исключено, что формирование клиноптилолита и остальных цеолитов было несколько разорвано во времени, и до перекрытия вулканогенно-осадочной толщи лавовыми потоками пепловые частички стекла изменялись только с образованием клиноптилолита и Na-смектита.

Парагенезис верхней части разреза: шабазит + эрионит + калиевый полевоый шпат + Mg-смектит ± клиноптилолит ± феррьерит является результатом разложения стекла в условиях повышенных температур, солености и щелочности растворов, нагретых и минерализованных перекрывающими лавовыми потоками. О большой агрессивности минералообразующих растворов свидетельствует также тот факт, что в центральной и верхней частях разреза изменены не только стекло, но и плагиоклаз, по которому развиваются цеолит и гидрослюда, а также биотит, который замещен агрегатом гидрослюды и карбоната.

Как уже отмечалось, незначительное количество шабазита содержится в туфогенно-осадочных породах, выходы которых на дневную поверхность наблюдаются в 6 км и 12 км к востоку от горы Дурбэн-Дериту.

Здесь шабазит также замещает стекло, но, по-видимому, режим накопления пеплов был иной, чем для описанного выше разреза. Присутствие нелитифицированных или очень слаболитифицированных прослоев тефры позволяет предположить, что в этих разрезах она отлагалась в слабообводненных или даже в безводных условиях. Тефра сохранилась благодаря тому, что была перекрыта мощным покровом трахилипаритов, который наряду с другими проявлениями вулканизма, по-видимому, создал такой высокий тепловой фон, что изменение пеплового разреза пошло по схеме образования кристобалита и карбоната с резко подчиненным количеством цеолитов. Здесь значительно больше цеолитов присутствует в поровых пространствах самих липаритов, но эти цеолиты еще недостаточно изучены.

Заметим, что равномерное распределение цеолитов в толще вулканогенно-осадочных пород озерного генезиса указывает на спокойные обстановки аутигенного минералообразования. Парагенезисы вторичных цеолитов прямо зависят от палеообстановок. В нейтральных средах при температурах менее 25° С образовывались простые парагенезисы, состоящие чаще всего из одного клиноптилолита или клиноптилолита и смектита. Изменение щелочности и минерализации вод палеоозер приводило к усложнению парагенезисов и к образованию в них ассоциации из двух-трех цеолитов. При относительно низких температурах основное влияние на видовой состав цеолитов оказывала минерализация вод, в частности ее магниевая специфика, которая привела к образованию редкого цеолита – феррьерита. В случае повышенных температур возрастала и роль компонентов, поступающих в раствор из реакционноспособных окружающих пород, имеющих калиевую специфику. Это приводило к кристаллизации калиевых эрионита и шабазита.

Нужно отметить, что на отдельных цеолитопроявлениях (например Ульдзей, Хар-Обо, Улан-Ширэт) цеолитизация вулканогенно-лимнического типа сопровождалась минерализацией, порожденной наложенной гидротермальной деятельностью. В результате нарушалась однородность преобразования исходных витрокластитов, появлялся трещинный контроль в распределении вторичных минералов, характерными становились выполнение свободных пространств цеолитами и относительно крупные (> 1 мм) размеры последних, аутигенные парагенезисы усложнялись, появлялись гейландит и морденит – традиционные цеолиты гидротермальных отложений.

### **МЕХАНИЗМ ОБРАЗОВАНИЯ ЦЕОЛИТОВ**

Разные условия минералообразования обуславливают и разные механизмы формирования аутигенных шабазита и клиноптилолита. В первом случае псевдоморфозы шабазита–эрионита по исходной породе имеют вид сплешных покровов, обволакивающих неизменные зерна кварца, а также корродированные и довольно сильно замещенные зерна плагиоклаза и биотита. Сквозь псевдоморфозы просвечивают как канва размытые, расплывчатые контуры реликтов стекла, устанавливаемые чаще всего по

следам первичного волокнистого строения. Такой тип псевдоморфоз мог сформироваться только в случае частичного растворения исходного стекла при его первоначальной гидратации и образовании кремневого геля, занимающего значительно больший, чем исходное стекло, объем и заполняющего свободные пространства.

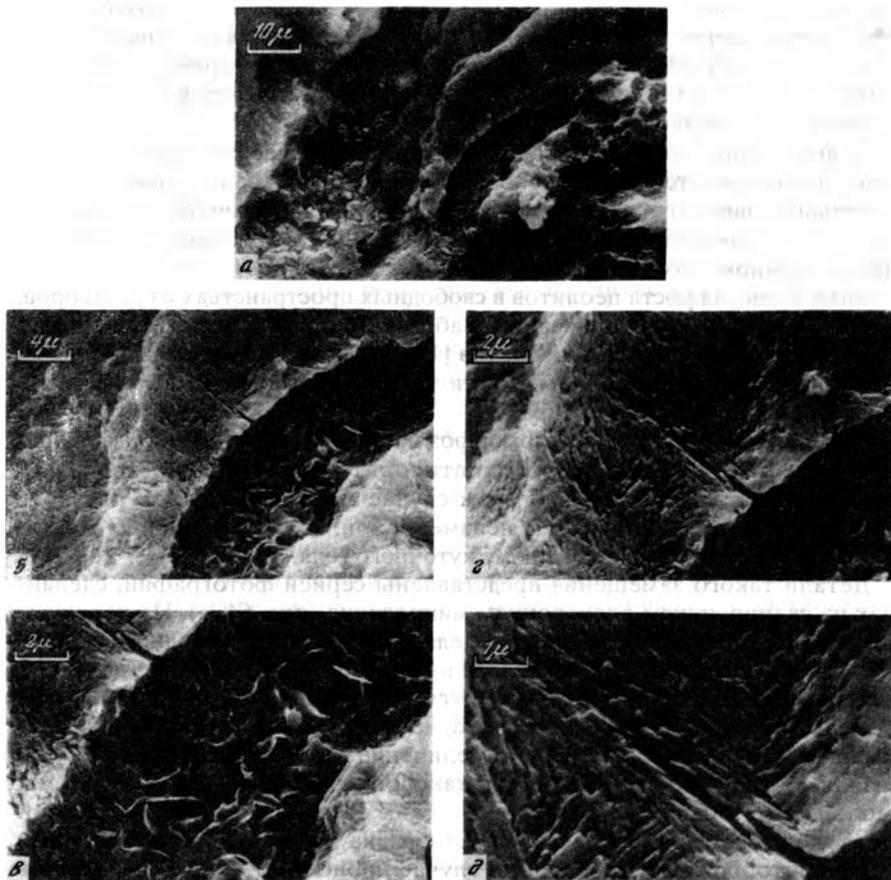
Образование геля и его перекристаллизация в шабазит происходят на фоне выноса из стекла всех основных компонентов, за исключением Са, который привносится извне (см. табл. 15) (одним из источников Са может быть разлагающийся плагиоклаз и другие Са-содержащие минералы). Вынос компонентов за пределы частичек стекла дает дополнительную возможность для роста цеолитов в свободных пространствах из растворов. Такой механизм кристаллизации шабазита описан в экспериментах по гидротермальному синтезу цеолитов [14], а также в природных условиях при взаимодействии пепловых частичек стекла с водой в содовых озерах [50].

Совершенно иной тип псевдоморфоз наблюдается при преобразовании пепловых частиц стекла в клиноптилолит в условиях пресных или слабосоленых водных сред. В этом случае форма исходных "рогулек" стекла остается практически неизменной, и их замещение может происходить без образования промежуточного геля.

Детали такого замещения представлены серией фотографий, сделанных на сканирующем электронном микроскопе (рис. 64, а). На переднем плане (увел. 2000 раз) отчетливо выделяется "рогулька" исходного стекла, которая на этом снимке, а тем более в оптическом микроскопе (даже при максимальных увеличениях) кажется не измененной. При большем разрешении эта "неизменность" уже не представляется такой очевидной (см. рис. 64, б, в, увелич. 5 000), а увеличение в 20 000 раз (см. рис. 64, д), позволяет увидеть, что стекла как такового уже почти нет. То, что мы наблюдаем в оптическом микроскопе как стекло, оказывается полной псевдоморфозой по нему мельчайших (порядка 1 мкм) кристаллов цеолита, т.е. цеолитообразование в данном случае происходит непосредственно в теле растворяющегося стекла путем его перекристаллизации.

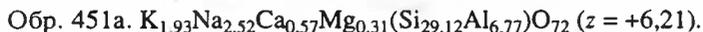
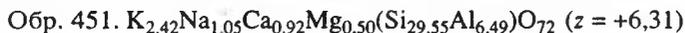
Экспериментально процесс растворения стекла в условиях нейтральных или слабощелочных рН и температур около 25° С (что отвечает параметрам цеолитообразующих вод палеозер Дзунбаинской системы прогибов) исследован Ф. Вайтом [55]. Динамика этого процесса отражена на графике (рис. 65), из которого следует, что растворение обусловлено в основном выносом SiO<sub>2</sub> из исходного стекла при очень низкой или практически полной неподвижности остальных компонентов. Медленный вынос SiO<sub>2</sub> в реальных обстановках старения стекла неизбежно приводит к нарушению его первоначальной структуры, разрыву существующих и образованию новых связей, стабильных в данных физико-химических условиях.

Очевидно, что с учетом идущей параллельно с выносом SiO<sub>2</sub> гидратацией стекла такой стабильной минеральной формой его перекристаллизации являются цеолиты. При этом исходный химический состав стекла может полностью обеспечить химическую композицию новообразованного цеолита. Так, если пересчитать химический состав неизменной тефры, состоящей на 90% из пепловых частичек стекла (см. табл. 4), то получится



**Рис. 64.** Твердофазовое замещение пепловой частички стекла клиноптилолитом (РЭМ)  
*а* – “рогулька” стекла при увел. 2000 кажется не измененной; *б* – то же, увел. 5000, видны неровности на поверхности стекла и лейсты смектита в поровом пространстве; *в* – форма выделений смектита; *г, д* – при увел. 10000 и 20000 видно, что неровности на поверхности стекла представляют собой мелкие кристаллы клиноптилолита, образующие по стеклу полную псевдоморфозу

хорошо сбалансированный состав клиноптилолита, отвечающий формулам:



Следует отметить, что направленность в подвижности компонентов при растворении витрокластического туфа близка (см. рис. 65, б). В этом случае по сравнению с растворением стекла повышается выход в раствор катионов, что в реальной среде может способствовать кристаллизации цеолитов и других аутигенных минералов из раствора. Естественно, что

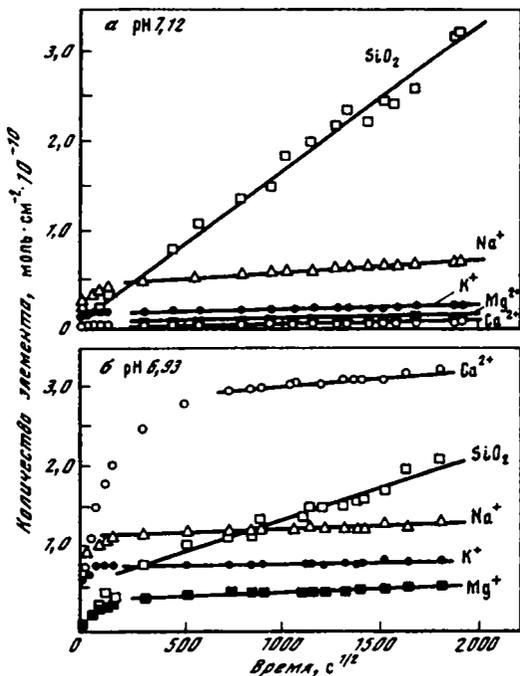


Рис. 65. Экспериментальные данные по растворению кислого стекла (а) и туфа (б) при температуре 25°C, по данным Ф. Вайта [55]

процесс растворения максимально развит в граничной зоне стекло–поровое пространство. Поэтому синтез цеолитов особенно интенсивно протекает именно в краевых зонах растворяющейся витрокластике как вследствие того, что эти зоны наиболее изменены (превращены в гидрогель), так и из-за наличия свободного пространства, благоприятствующего росту кристаллов. При этом скрытокристаллические разности цеолитов, развивающиеся непосредственно в теле отдельных зерен стекла, являются как бы затравками для формирования крупных кристаллов.

Особенно отчетливо сочетание процессов перекристаллизации, растворения стекла и синтеза цеолитов при этом видно на снимке, сделанном с участка туффита, состоящего из "рогулек" стекла, в которые погружена песчинка осадочного кварца (см. рис. 56). Реликты стекла отчетливо видны в левой части рис. 56, б. Перекристаллизация начинается во внутренней части стекла, и постепенно к его периферии облик новообразованных кристаллов клиноптилолита проступает все более отчетливо.

Наиболее хорошо образованные кристаллы отмечаются на границе стекло–поровое пространство и вокруг кварцевой песчинки. Это цеолитовое окружение осадочных частичек кварца чрезвычайно характерно для породы и объясняется, как нам представляется, синтезом цеолитов из "распывшегося" вокруг кварца геля, получающегося при неполном

составом исходной породы: филлипсит, эрионит, натролит – характерные продукты изменения нефелинового туфа, анальцим, шабазит – трахитового [50].

Зависимость характера аутигенной цеолитовой минерализации от характера исходных пород прослеживается и в отложениях современных содовых озер. В частности, в туфах и туффовых глинах, наблюдаемых в центральной части разрезов озер Овенс и Чина (Калифорния), основными цеолитами являются филлипсит, клиноптилолит и эрионит с резко подчиненным количеством анальцима, в то время как в выше- и нижележащих глинистых (бестуфовых) осадках оз. Чина картина обратная, а бестуфовые осадки оз. Овенс цеолитов практически не содержат.

Осадки этих же озер и расположенного вблизи них оз. Сирлес свидетельствуют о том, что при практически равной щелочности ( $pH = 9,1 + 9,5$ ) разная минерализация вод приводит к формированию по одинаковым исходным породам различной аутигенной минерализации (анальцим + филлипсит + клиноптилолит + эрионит + сирлезит в туфах, преобразованных под действием сравнительно низкоминерализованных вод озер Овенс и Чина, против ассоциации анальцим + сирлезит + калиевый полевой шпат в аналогичных туфах высокоминерализованного оз. Сирлес [50]).

Помимо цеолитов, к характерным аутигенным минералам в отложениях содовых озер относятся альбит, калиевый полевой шпат, кварц, содовые и некоторые борные минералы. В отдельных случаях в распределении их и цеолитов наблюдается пространственная зональность (например, калиевый полевой шпат сменяется анальцимом в периферических частях туфогенных отложений Вилкинс Пик Мембер, Грин Ривер формации, Колорадо) [50].

По данным Р. Хея [50], цеолиты в осадках содовых озер образуются путем кристаллизации из растворов, обогащенных компонентами, полученными в результате полного растворения исходного стекла. Цеолитизация стекла в твердом состоянии при его девитрификации или гидратации не наблюдается. В пользу этого свидетельствует образование цеолитов в условиях свободного роста, т.е. в порах, кавернах и в качестве цементирующей массы в пустотах, полученных в результате полного растворения исходного стекла. В случае частичного растворения стекла его реликты нецеолитизируются.

По сравнению с приведенными классическими примерами цеолитовых озерных отложений цеолитолиты Монголии обладают рядом особенностей. Основным цеолитом в них (до 80% объема исходной породы) является клиноптилолит – цеолит, который мало распространен в отложениях содовых озер. Клиноптилолит развит исключительно в туффовых частях разрезов, замещает вулканическое стекло или (реже) заполняет поровые пространства. Кластогенная часть туффов не изменена. Парagenетические ассоциации, в которых встречается клиноптилолит Монголии, бедны, они включают в основном смешанослойные минералы и разновидности  $SiO_2$ . Содовые минералы в описанных разрезах не встречены.

На изученных цеолитопроявлениях не обнаружено пространственной зональности в распределении аутигенных минералов.

Механизм формирования цеолитов также отличается: преимущест-

венно это структурная перестройка компонентов стекла в процессе его медленного растворения или кристаллизации цеолитов из гидрогеля, образовавшегося вследствие гидратации стекла.

Специфика состава минералообразующих обстановок монгольских палеозер породила своеобразный подтип цеолитолитов вулканогенно-лимнического генезиса. Следует отметить, однако, их сходство с клиноптилолитовыми толщами, образовавшимися в результате диагенетического преобразования стекла в морских условиях [51 и др.], что неудивительно, если учесть близость физико-химических параметров сред минералообразования.

## ГЛАВА 7

### **ТЕРРИТОРИЯ ЮЖНОЙ И ЮГО-ВОСТОЧНОЙ МОНГОЛИИ – НОВАЯ КРУПНАЯ ЦЕОЛИТОНОСНАЯ ПРОВИНЦИЯ**

#### **ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ЦЕОЛИТОЛИТОВ**

В зависимости от геологических обстановок на территории Монголии выделяются следующие генетические типы цеолитизации: магматогенный, миндалекаменный, гидротермальный и вулканогенно-лимнический [33]. Последний тип включает в себя как разновидность цеолитолиты так называемого геоавтоклавного генезиса.

**Магматогенный и миндалекаменный типы цеолитизации.** На территории Монголии развиты слабо. К магматогенному (или собственно-магматическому) типу относятся, например, кайнозойские анальцимсодержащие базальты, долериты, трахиандезиты бассейна р. Тацийн-Гол, описанные В.И. Багиным и др. [3]. В перечисленных породах небольшое количество анальцима встречается как в основной массе, так и среди вкрапленников. Согласно термоманитным исследованиям авторов [3], эти породы образуются при застывании первичных магматических очагов, расположенных на глубине 50–55 км.

Видимо, к этому же типу можно отнести анальцим из муджиеритов плато Дариганга, изученный А.Я. Салтыковским и Ю.С. Геншафтом [31]. Цеолиты такого генезиса обычно не имеют практического значения, и анальцим в них представляет интерес как индикатор генезиса самих пород. Миндалекаменные цеолитолиты описаны А.Я. Салтыковским и Д. Оролмаа [32] в позднепермских базальтах Орхон-Селенгинского прогиба. Минералогия цеолитов в этих проявлениях, по-видимому, не изучалась. Указывалось только, что они встречаются в миндалинах базальтов в ассоциации с кварцем и пренитом, при этом первичные минералы самих базальтов частично замещаются эпидотом и хлоритом.

Эти же авторы отмечали цеолиты в ассоциации с эпидотом и карбонатом в миндалинах позднепалеозойских и мезозойских трахиандезитов Желтуринского прогиба. Вблизи сомона Бат-Ширэт в миндалинах базальтов цаганцабского возраста нами встречен гейландит. В.П. Пругов отме-

чал зоны цеолитизации в базальтах хребта Дарви. Проявления миндалекаменных цеолитолитов представляют практический интерес только в случае мощных и протяженных тел, например, в платобазальтах некоторых районов России [11]. На территории Монголии такие протяженные зоны пока неизвестны, однако есть все предпосылки для их обнаружения при дальнейших исследованиях.

Существует несколько предположений о генезисе цеолитолитов миндалекаменного типа. Ряд исследователей (их меньшинство) трактует образование цеолитов в миндалинах базальтов как следствие кристаллизации постмагматических растворов, отделившихся от расплава в период застывания последнего. В качестве доказательства такой возможности приводятся данные по распределению щелочных и щелочноземельных элементов в цеолитах и вмещающих их базальтах.

Например, по данным Ю.А. Мартынова и др. [17], в миндалинах натровых вмещающих пород Приамурья цеолиты – шабазит, гейландит, морденит, жисмондин – содержат повышенное количество К и Са, что связывается авторами с высокой калиевостью цеолитобразующего раствора, которая в свою очередь является следствием особенностей распределения Na и К между силикатной фазой кристаллизующегося расплава и отделяющегося от него раствора.

Существует также мнение, разделяемое большинством исследователей, что цеолитобразующие субстраты в миндалекаменных базальтах могут формироваться при нагреве и минерализации грунтовых вод неостывшим лавовым потоком. Широкий диапазон температур и химических составов растворов, образованных таким способом, может приводить к кристаллизации в порах и кавернах базальтов практически всех известных цеолитов. Огромную роль в этом случае играет, с одной стороны, обводненность поверхности, на которую изливается лавовый поток, с другой – газонасыщенность самого лавового потока.

Например, для одной из характерных зон цеолитизации Тунгусской трапповой формации известно, что шаровые лавы здесь накапливались в мульдообразных прогибах, заполненных сравнительно мелководными бассейнами [1]. Нагрев этих вод под действием внедрившихся лавовых тел и последующее проникновение их в межшаровые пространства – процесс вполне реальный, тем более, что шаровые лавы перекрывались мощными покровами базальтов, служивших как экраном для термальных растворов, так и дополнительным источником тепла. Существование сходных геоморфологических условий для Восточной и Юго-Восточной Монголии в мезозое доказано [40, 41], поэтому детальная ревизия базальтовых полей, широко распространенных на этой территории (см. рис. 1), представляется целесообразной.

**Гидротермальный тип цеолитизации.** На территории Монголии в настоящее время мало известен. Обычно под гидротермальной цеолитизацией понимают изменение до цеолитолитов исходных пород, происходящее при воздействии на них восходящего гидротермального потока, образованного благодаря смешению с грунтовыми или метеорными водами эманаций, отделившихся от магматического очага или лавового потока. Объем магматических очагов, их глубина, температура и газонасыщен-

ность расплавов определяют масштабность сопутствующих гидротермальных процессов. В этом случае цеолиты, главным образом промежуточные члены ряда клиноптилолит–гейландит и морденит, приурочены к наиболее проницаемым трещиноватым и приконтактовым зонам лавовых потоков, брекчиям экструзивных куполов, проницаемым вулканогенно-осадочным толщам, залегающим в основании вулканических построек. Цеолиты заполняют свободные пространства, преимущественно трещинные зоны, и замещают нераскристаллизованное стекло исходной породы.

К этому типу относятся описанные в настоящей работе цеолитопроявления в пермских отложениях у подножия горы Хайрхан-Ула, позднерурские гидротермалиты в основании лавовых потоков в районе Улугейского Леса; частично гидротермальные цеолитолиты массивов Улан-Ширэт и Хар-Обо (Северо-Чойбалсанский район, Восточная Монголия), массива Ульдзей и перлитового месторождения Замын-Улан (Центральная Монголия). В пределах всех этих участков малые размеры и низкие интенсивности проявления цеолитизации дают основания говорить об относительно коротком времени существования небольших локальных гидротермальных систем, спровоцированных, по-видимому, теплом остывающих лавовых потоков или малых экструзий.

Цеолитопроявления этого типа в регионе не имеют значительных размеров, цеолиты в их пределах неравномерно замещают исходное стекло, и их содержание сильно варьирует даже на небольших площадях в зависимости от степени проницаемости материнских пород.

Состав цеолитов резко отличается от состава исходного стекла. Термостойкость клиноптилолита, как правило, понижена. Обычно присутствует ассоциация не менее чем из двух цеолитов, наблюдается их закономерное (зональное) распределение вблизи трещин и других проницаемых зон. Характерен парагенезис цеолитов с хлоритом и реже альбитом, адуляром и эпидотом. Присутствие последнего минерала, в частности в разрезе Улугейского Леса, свидетельствует о температуре процесса гидротермального изменения пеплов, засыпавших лес, около 200° С.

**Вулканогенно-лимнический тип цеолитизации.** Наиболее распространен. Именно его описанию посвящена большая часть настоящей работы (см. гл. 4 и др.). Цеолиты в этом случае образуются при взаимодействии нейтральных или слабощелочных (рН не выше 8) слабоминерализованных вод палеоозер с кислым или умеренно-щелочным вулканическим стеклом. Этот вывод подтвержден как находками в цеолитизированных породах захороненной пеплом хорошо сохранившейся пресноводной фауны, так и изучением состава неизмененных стекол. Физико-химические параметры среды формирования отличают описываемые цеолитолиты от известных цеолитсодержащих пород озерного генезиса, таких, например, как отложения ряда озер Колорадо, Калифорнии, Невады, Африки и некоторых других регионов, где цеолитолиты образовались вследствие взаимодействия щелочных (рН = 8,9 + 10,1) карбонатных (бикарбонатных) вод или рассолов современных или палеоозер с кислым (трахитовым) стеклом.

Как правило, цеолитолиты локализованы в озерных отложениях, среди которых имеются многочисленные прослои и пачки (мощностью до 60 м) кислых туфов и туффитов. Эти породы представлены всеми переходными

разностями тефroidов от витрокластических туфов с лапилли кварцевых эффузивов до тончайших витрокластических пепловых туфов и туффитов с переходами к туфоаргиллитам, туфоалевролитам, туфопесчаникам и туфоконгломератам. Обилие пеплового материала, не несущего следов переотложения, и многочисленных и прекрасно сохранившихся остатков озерной фауны свидетельствуют о минимальном переносе пеплов от вулканических центров извержений и быстром их захоронении в водной среде позднемезозойских палеозер. Пепловые частички состоят главным образом из осколков вулканического стекла рогульчатой и серповидной формы, замещенных в настоящее время цеолитами и смектитом.

Количество цеолитов в породах находится в прямо пропорциональной зависимости от содержания в них стекла и колеблется от 3 до 90% объема породы. Максимальные содержания цеолитов (60–90%) приурочены к прослоям кислых витрокластических туфов. Меньше их в туффитах, туфоалевролитах (туфопесчаниках) и других породах. В прослоях осадочных пород цеолиты отсутствуют либо содержание их ничтожно мало. Преобладает термостойкий клиноптилолит, в редких случаях обнаружены феррьерит, шабазит и эрионит.

**Геоавтоклавный тип цеолитизации** [46]. Предполагается для тех цеолитоносных участков, где обводненные пепловые осадки – аналоги вулкано-генно-лимнических отложений были перекрыты мощными лавовыми потоками, которые сыграли роль раскаленного экрана, нагрели и частично пропарили поровые и метеорные воды, пропитывающие вулкано-генно-осадочную толщу, содержащую пепловые частички реакционноспособного стекла. При этом не только растет скорость растворения и обменных реакций в стекле, но и резко изменяются температура, солевой состав, целочность минералообразующих растворов. В результате этого видовой состав аутигенных цеолитов становится специфичным, а химический состав пород резко отличается от химического состава исходного стекла.

Распределение цеолитов в пластах равномерное и зависит от количества реакционноспособного стекла в материнских породах. Растворение стекла при его преобразовании почти полное, и его расплывшиеся реликты с трудом просматриваются сквозь псевдоморфозы новообразованных цеолитов. Характерна ассоциация из нескольких цеолитов и новообразованных полевых шпатов. Примером цеолитизации такого типа являются шабазит-эрионитовые пласты у подножия горы Дурбэн-Дериту (Мушугайское рудное поле).

#### **УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ РАЗЛИЧНЫХ ГЕНЕТИЧЕСКИХ ТИПОВ ЦЕОЛИТОЛИТОВ МОНГОЛИИ**

Основными условиями для образования различных генетических типов цеолитолитов Монголии (табл. 28) являются возраст цеолитизации и тектономагматический контроль распределения вмещающих цеолиты пород.

Что касается возраста, то Э.Э. Сендеровым [33] и другими исследователями показано, что такие цеолиты, как клиноптилолит и обогащенные кремнеземом разновидности анальцима, неустойчивы во времени, так

Таблица 28

Условия образования цеолитов разного генезиса

| Тип                                      | Собственно-магматический   | Миндалека-меньшой  | Гидротермальной  | Геоавтоклавный   | Вулканогенно-лигнитический   |
|--|--|--|--|--|--|
| Предпочтительный возраст вмещающих пород | Палеозойский – современный   | Мезозойско-кайнозойский  |  |  | Юрский–палеогеновый  |
| Тектонический контроль                   | Зоны разломов глубинного заложения (линеаменты и секущие их субмеридиональные глубинные разломы)           |  | Любые нарушения, преимущественно глубинного заложения  | Нарушения, связанные с локальной вулканической деятельностью, ослабленные границы между лавовыми потоками              | Кольцевые разломы, контролирующие размещение кислых вулканических построек, вулканотектонические депрессии |
| Исходные породы                          | Потоки щелочных базальтоидов, слагающих вулканические конуса и покровы, образованные трещинными излияниями | Пластовые тела и потоки миндалекаменных базальтов, излившиеся на обводненные территории          | Любые хорошо проницаемые породы, содержащие свободное вулканическое стекло   | Любые хорошо проницаемые вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы, обводненные и перекрытые непроницаемым экраном | Кислые и щелочные, вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы   |
| Положение цеолитов во вмещающих породах  | Являются микролитами и вкраплениями в лавах щелочных базальтоидов  | Заполняют поровые пространства и миндалины, редко замещают стекло основной массы вблизи миндалин | Выполняют любые свободные пространства в породе, замещающие основные породообразующие компоненты (стекло, плагиоклазы) |  | Замещают пепловые частички стекла, заполняют межзерновые пространства                                      |
| Основные встреченные цеолиты             | Анальцит   | Гейландит  | Гейландит, клиноптилолит, морденит   | клиноптилолит, шабазит, эрионит  | Клиноптилолит, феррьерит   |

как они возникают в результате метастабильного роста в поле устойчивости фельзитовой ассоциации полевые шпаты – кварц. Непосредственные наблюдения показывают, что наиболее благоприятный возраст стабильного существования цеолитов в природе – мезозой–кайнозой. Есть малочисленные находки цеолитов в породах, датированных верхами палеозоя (девон, карбон, пермь), но литературные данные о присутствии цеолитов в породах древнее силура практически не известны. С другой стороны, для образования цеолитов требуется время, и чем ниже тем-

пература в зоне минералообразования, тем время дольше. Возраст наиболее молодых осадков, в которых найдено около 5% аутигенного клиноптилолита, около 3–3,5 тыс. лет [30]. Массовые же скопления (более 25% объема породы) описываются в осадках, возраст которых превышает палеогеновый [33].

Исходя из этого можно заключить, что наиболее перспективна на поиски цеолитов территория Юго-Восточной Монголии, где преимущественно распространены породы мезозоя и кайнозоя. При этом возрастной интервал пород, в которых целесообразен поиск цеолитов вулканогенно-лимнического генезиса, по-видимому, должен быть сужен по сравнению с возрастом пород, благоприятным для локализации других генетических типов цеолитов, из-за присутствия в первом случае менее устойчивых минеральных форм цеолитов, с одной стороны, и более высокой температуры (а соответственно и скорости) образования "миндалекаменных" или "гидротермальных" цеолитов – с другой.

Знание тектонической обстановки региона важно в связи с тем, что именно тектонические процессы обуславливают закономерности распределения в пространстве исходных для образования цеолитов магматических пород. Д.И. Фрих-Харом и А.И. Лучицкой [40, 41] показано, что вся ассоциация разнообразных по составу позднемезозойских вулканитов юго-востока и востока Монголии может быть отнесена к единой формации, состоящей из двух генетически связанных ассоциаций: базальт-трахибазальт-трахиандезитовой и риолит-трахилипаритовой.

Проявление первой ассоциации характеризует начальные стадии вулканизма и контролируется протяженными субпараллельными субширотными и северо-восточными разломами (линеаментами) или менее значительными разломами тоже глубинного заложения, занимающими секуще по отношению к линеаментам положение (см. рис. 1). Вдоль этих зон широко проявлены потоки и покровы пористых базальтов, в миндалинах которых описывалась цеолитовая миндалекаменная минерализация. Эти же разломы контролируют и распределение щелочных базальтоидов, содержащих анальдим в составе вкрапленников и основной массы.

Поля распространения второй, более поздней, риолит-трахилипаритовой, ассоциации, ответственной за распространение цеолитов вулканогенно-лимнического генезиса, контролируют многокилометровые кольцевые и концентрические морфоструктуры, осложняющие ранние субширотные направления. Согласно исследованиям [40, 41], кольцевые морфоструктуры расположены в полях развития базальтов и, скорее всего, маркируют древние вулканические постройки, корневые части которых сложены центральными интрузиями гранитоидов. При этом проявление кислого эксплозивного вулканизма, продуцирующего пеплы, связывается с кольцевыми разломами, ограничивающими эти постройки. Седиментация пеплов и постседиментационные их преобразования происходят, как правило, в пределах вулканотектонических депрессий (как субширотные крупные впадины, так и кальдеры проседания), заполненных в мезозойско-кайнозойское время обширными водными бассейнами.

Целоитизация гидротермального генезиса постмагматическая, наложенная на уже сформировавшиеся основные и кислые породы, и ее

распределение контролируется положением в пределах этих пород разнонаправленных проницаемых зон.

Распределение "геоавтоклавной" цеолитизации может контролироваться тектоническими нарушениями любого порядка и развиваться среди пород как основного, так и кислого состава, но обязательным условием должно быть наличие непроницаемого разогретого экрана, перекрывающего обводненные толщи, в которых идет цеолитообразование.

Таким образом, перспективными для поиска цеолитового сырья на территории Монголии можно считать как мезозойско-кайнозойские вулканы основного состава (цеолитизация миндалекаменного типа), распределение которых контролируется глубинными преимущественно субширотными тектоническими нарушениями (линеаментами), так и кислые и щелочные вулканогенно-осадочные породы того же возраста (цеолитизация вулканогенно-лимнического генезиса), локализованные в зонах вулканотектонических депрессий вблизи кольцевых морфоструктур более низкого по сравнению с линеаментами порядка, но с которыми связано проявление кислого вулканизма.

Кроме того, к любым тектоническим нарушениям, создающим в вулканах самого разного состава наиболее проницаемые зоны, могут быть приурочены цеолитолиты гидротерминального генезиса.

## **ЗАКЛЮЧЕНИЕ**

Открытые за последние годы цеолитопроявления позволяют рассматривать Монголию как одну из наиболее крупных цеолитоносных провинций мира. Формирование цеолитов было следствием широкого диапазона геологических, геохимических, гидрологических обстановок, существовавших на территории современной Монголии с конца палеозоя до настоящего времени, причем наиболее благоприятными для цеолитообразования они были в мезозое.

Именно для этого возрастного периода составлена схема (рис. 67) последовательности геологических процессов, ответственных за формирование цеолитолитов разного генезиса. Предложенная схема позволила прогнозировать и выявить на территории Монголии крупные проявления цеолитового сырья. Установленные критерии цеолитоносности легко читаются на разномасштабных геологических картах и могут быть использованы для открытия новых месторождений в сопряженных с Монголией районах России, Юго-Восточной Азии и на других территориях.



Рис. 67. Схема последовательности геологических процессов, ответственных за формирование в Монголии цеолитолитов разного генезиса

## ЛИТЕРАТУРА

1. *Анастасенко Г.Ф.* Бороносность траппов северо-запада Сибирской платформы. Л.: Изд-во ЛГУ, 1978. 135 с.
2. *Апродов В.А.* Вулканы. М.: Мысль, 1982. 361 с.
3. *Багин В.И., Девяткин Е.В., Салтыковский А.Я.* Некоторые результаты терромагнитных исследований кайнозойских базальтов центральной Монголии // Ассоциации вулканогенных пород МНР, их состав и стратиграфическое положение. М.: Наука, 1973. С. 47–53.
4. *Борисовский С.Е.* Особенности сферолитовой кристаллизации в кислых вулканических стеклах: Автореф. дис. канд. геол.-минерал. наук. М.: 1989. 20 с.
5. *Валуева Г.П.* О возможности диагностики членов изоморфного ряда гейландит-клиноптилолит // Методы диагностики и количественного определения содержания цеолитов в горных породах. Новосибирск, 1985. С. 50–55.
6. *Верзилин Н.Н., Калмыкова Н.А.* Литологические особенности Цаган-Цабского разреза цеолитоносных отложений юго-восточной Монголии // Вестн. ЛГУ. Сер. 7. 1989. № 2. С. 28–33.
7. *Верзилин Н.Н., Калмыкова Н.А.* Тушлегский разрез неокомских цеолитоносных отложений Южной Монголии и его сравнение с Цаган-Цабским // Там же. № 3. С. 3–11.
8. *Верзилин Н.И., Шувалов В.Ф.* Геологическая позиция и литолого-геохимическая характеристика цеолитоносных разрезов юго-восточной Монголии // Литогенез, рудоносность и цеолиты вулканогенных и вулканогенно-осадочных формаций Дальнего Востока и Сибири и их применение в народном хозяйстве. Николаевск-на-Амуре, 1987. С. 38–39.
9. Геологическая карта Монгольской Народной Республики. Масштаб 1:500000 / Под ред. Н.А. Маринова. М.: ГУГК, 1972.
10. Геология Монгольской Народной Республики. Т. 1 / Под ред. Н.А. Маринова и др. М.: Недра, 1973. 583 с.
11. *Гордиенко И.В., Жамойцина Л.Г., Зонхова Э.Л.* и др. Цеолитоносность базальтов Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1989. 96 с.
12. *Дриц В.А., Косовская А.Г.* Слоистые силикаты в земной коре. Сообщ. 2 // Литология и полез. ископаемые. 1985. № 1. С. 3–16.
13. *Зайцев Н.С., Косовская А.Г., Петрова В.В.* и др. Первые находки цеолитолитов в МНР // Там же. 1986. № 2. С. 125–128.
14. *Киров Г.Н., Сендеров Э.Э., Печегаргов В.И.* Экспериментальная цеолитизация вулканического стекла по данным сканирующей электронной микроскопии // Геохимия. 1984. № 9. С. 1283–1292.
15. *Коваленко В.И., Нагибина М.С., Добров Г.М.* и др. Мезозойские щелочные породы и связанное с ними оруденение Мушугай-Худукского района Монголии // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1984. № 4. С. 75–89.
16. *Колесников Ч.М.* Биогеохимическое изучение гидрохимии и термички меловых лимнических водоемов Монголии // Мезозойские озерные бассейны Монголии. Л.: Наука, 1982. С. 101–125.
17. *Мартынов Ю.А., Худоложкин В.О., Нарцов Г.А.* Некоторые особенности цеолитовой

минерализации Бухтынской вулканотектонической структуры (Нижнее Приамурье) // Геология окраин континентов. Владивосток, 1979. С. 156–161.

18. *Левина Л.М.* О туфах в нижнемеловых отложениях Восточной Гоби // Геология и нефтегазоносность Средней Азии, Предкавказья и Прикаспия. М., 1961. С. 21–24. (Тр. ВНИГНИ; Вып. 30).

19. *Нагибина М.С.* Позднемезозойский этап развития структур // Мезозойская и кайнозойская тектоника и магматизм Монголии. М.: Наука, 1975. С. 60–82.

20. *Нагибина М.С., Антипов М.П., Бадамгарая Ж.* О возрасте вулканогенных толщ Центральной Монголии // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1976. № 11. С. 38–49.

21. *Нагибина М.С., Петрова В.В.* Связь цеолитового оруднения с позднемезозойским вулканизмом Южной Монголии // Там же. 1988. № 8. С. 107–121.

22. *Нагибина М.С., Петрова В.В., Соколова А.Л., Амарджаргал П.* Первые находки цеолитов в составе пермского осадочно-вулканогенного комплекса Монголии // Там же. 1990. № 7. С. 155–159.

23. *Нагибина М.С., Шувалов В.Ф., Мартинсон Г.Г.* Основные черты стратиграфии и истории развития мезозойских структур Монголии // Основные проблемы геологии Монголии // Тр. Совмест. Сов.-Монг. геол. экспедиций. М.: Наука, 1977. С. 113–183. (Тр. Совмест. Сов.-Монг. геол. экспедиций; Вып. 2).

24. *Первов В.А., Лапутина И.П., Барклаева И.Ф.* Позднеюрские вулканогенные образования района Улугей–Хид (МНР) и некоторые вопросы их генезиса // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1983. № 4. С. 40–53.

25. *Петрова В.В., Бадамгарая Д., Соколова А.Л., Серебренникова Н.Д.* Новый тип цеолитов вулканогенно-лимнического генезиса // Литология и полез. ископаемые. 1987. № 4. С. 88–109.

26. *Петрова В.В., Рассказов А.А., Луцицкая А.И.* Мезозойская цеолитоносная провинция Монголии // Литогенез, рудоносность и цеолиты вулканогенных и вулканогенно-осадочных формаций Дальнего Востока и Сибири и их применение в народном хозяйстве. Николаевск-на-Амуре, 1987. С. 34–35.

27. Петрографический словарь. М.: Недра, 1981. 496 с.

28. *Рассказов А.А.* Туфогенные глины соленосных отложений Шуден-Ула (МНР) // Физико-химические закономерности осадконакопления в солеродных бассейнах. М.: Наука, 1986. С. 193–200.

29. *Рассказов А.А., Абрамов А.В.* О содовых озерах МНР // Литология и полез. ископаемые. 1987. № 6. С. 88–99.

30. *Рыбалко С.И., Ткачук Л.Г.* Клиноптилолит из новоазовских отложений акватории Азовского моря // Докл. АН УССР. Сер. Б. 1979. № 1. С. 9–12.

31. *Салтыковский А.Я., Гениафт Ю.С.* Геодинамика кайнозойского вулканизма на юго-востоке Монголии. М.: Наука, 1985. 135 с.

32. *Салтыковский А.Я., Оролмаа Д.* Позднепалеозойский–мезозойский вулканизм Северной Монголии и Западного Забайкалья. М.: Наука, 1977. 202 с.

33. *Сендеров Э.Э., Петрова В.В.* Современное состояние проблемы природных цеолитов. М.: ВИНТИ, 1990. 144 с.

34. *Семушин В.Н.* Клиноптилолиты Восточной Монголии – новые находки // Геология и геофизика. 1989. № 12. С. 131–134.

35. *Семушин В.Н., Гордиенко И.В.* Геодинамические обстановки формирования Монголо-Забайкальской вулканической провинции // Вулканизм: (эволюция, геодинамика, рудоносность): Тез. VIII Всесоюз. палеовулканол. симпозиум. Хабаровск, 1989. Ч. 1. С. 89–90.

36. *Соловьев Н.С., Миронов Ю.Б., Шванов Ю.А.* Новые находки цеолитов в Монголии // Литология и полез. ископаемые. 1990. № 5. С. 124–129.

37. *Соколова Т.Н., Дриц В.А., Соколова А.Л.,* и др. Структурно-минералогическая характеристика и условия формирования лейкофиллита из соленосных отложений купола Индер // Там же. 1976. № 6. С. 80–95.

38. *Соколова Т.Н., Соколова А.Л.* Генетические типы позднемезозойских цеолитов северо- и юго-востока Монголии // Литогенез, рудоносность и цеолиты вулканогенных и вулканогенно-осадочных формаций Дальнего Востока и Сибири и их применение в народном хозяйстве. Николаевск-на-Амуре, 1987. С. 36–37.

39. *Трухин Ю.П., Петрова В.В.* Некоторые закономерности современного гидротермального процесса. М.: Наука, 1976. 178 с.

40. Фрих-Хар Д.И., Лучицкая А.И. Позднемезозойские вулканы и связанные с ними гипабиссальные интрузивы Монголии. М.: Наука, 1978. 167 с.
41. Фрих-Хар Д.И., Лучицкая А.И. Мезозойский вулканизм // Континентальный вулканизм Монголии. М.: Наука, 1983. С. 158–169.
42. Шувалов В.Ф. Палеогеография и история развития озерных систем Монголии // Мезозойские озерные бассейны Монголии. Л.: Наука, 1982. С. 18–80.
43. Шувалов В.Ф. Возраст цаганцабского горизонта Монголии в свете новых радиологических данных // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1987. № 10. С. 68–77.
44. Шувалов В.Ф., Николаева Т.Н. О возрасте и пространственном распространении кайнозойских базальтов неогена Монголии // Вестн. ЛГУ. 1985. №14. С. 52–59.
45. Alberti A. Chemistry of zeolites – Q-mode multivariate factor analysis // Chem. Erde. 1979. Bd. 38, H. 1. S. 64–82.
46. Alecsiev V., Djorova E.G. On the origin of zeolite rocks // C. r. Acad. Bulg. Sci. 1975. № 28. P. 517–520.
47. Cormier W.E., Sand L.O. Synthesis and metastable transformations of Na-, Na-K and K-ferrierites // Amer. Miner. 1976. Vol. 61. P. 1259–1266.
48. Courtney S.F., Rodgers K.A. Herschelite from Tokatoka, New Zealand // Neues Jb. Miner. Mh. 1988. H. 10. S. 433–437.
49. Gottardi G., Galli E. Natural zeolites. B. Springer, 1985. 409 p.
50. Hay R. Zeolites and zeolitic reactions in sedimentary rocks // Geol. Soc. Amer. Spec. Pap. 1966. N 85. P. 1–130.
51. Iijima A. Composition and origin of clinoptilolite in the Nakanosava tuff of Rumoi Hokkaido // Mol. Sieve-zeolites. 1977. Vol. 1. P. 334–341.
52. Kasner M., Siever R. Low temperature feldspars in sedimentary rocks // Amer. J. Sci. 1979. Vol. 279. P. 435–479.
53. Schmid R. Descriptive nomenclature and classification of pyroclastic and fragments: Recommendations of the JUGS subcommission on the systematics of igneous rocks // Geology. 1981. Vol. 9. P. 41–43.
54. Staples L.W. X-ray investigation of ferrierite, a zeolite // Amer. Miner. 1955. Vol. 40, N 11/12. P. 1095–1099.
55. White F. Weathering characteristic of natural glass and influences on associated water chemistry // J. Non-Cryst. Solid. 1984. Vol. 67. P. 225–244.
56. Wise W.S., Thernich R. W. Chemical composition of ferrierite // Amer. Miner. 1976. Vol. 61. P. 60–66.

## ОГЛАВЛЕНИЕ

|   |     |
|---|-----|
| <b>Введение</b> .....   | 3   |
| <b>Глава 1</b>  |     |
| <b>Цеолитолиты в составе пермского осадочно-вулканогенного комплекса</b> .....  | 7   |
| Вмещающие породы и строение цеолитоносных участков .....  | 7   |
| Химизм пород.....   | 9   |
| Минералогия и условия образования цеолитолитов .....  | 10  |
| <b>Глава 2</b>  |     |
| <b>Цеолитолиты в средне-верхнеюрских вулканитах</b> .....   | 13  |
| <b>Глава 3</b>  |     |
| <b>Цеолитолиты вулканогенно-осадочных пород верхней юры (улугейская свита, J<sub>3ul</sub>)</b> ...   | 16  |
| Вмещающие породы и характер цеолитизации .....  | 16  |
| Условия образования цеолитов.....   | 18  |
| <b>Глава 4</b>  |     |
| <b>Цеолитолиты в вулканогенно-осадочных породах конца верхней юры – начала нижнего мела (цаганцабская свита, J<sub>3</sub>-K<sub>1cc</sub>)</b> ..... | 19  |
| Палеогеография региона и предпосылки для цеолитообразования.....  | 19  |
| Литологические особенности цеолитоносных площадей.....  | 20  |
| Новые данные о вулканизме цаганцабского времени .....   | 58  |
| Химический состав цеолитолитов .....  | 66  |
| Аутигенные минералы .....   | 88  |
| <b>Глава 5</b>  |     |
| <b>Цеолитолиты в составе нижнемеловых отложений</b> .....   | 115 |
| Цеолитоносные отложения шинхудукской свиты (K <sub>1sh</sub> ) .....  | 116 |
| Цеолитоносные отложения ульдзейской свиты (K <sub>1ul</sub> ).....  | 118 |
| <b>Глава 6</b>  |     |
| <b>Новый подтип цеолитолитов вулканогенно-лимнического генезиса</b> .....   | 123 |
| Палеобстановки аутигенного минералообразования и минеральные парагенезисы .....   | 123 |
| Механизм образования цеолитов.....  | 130 |
| Специфические особенности вулканогенно-лимнических цеолитолитов Монголии.....   | 135 |
| <b>Глава 7</b>  |     |
| <b>Территория Южной и Юго-Восточной Монголии – новая крупная цеолитоносная провинция</b> .....  | 137 |
| Генетические типы цеолитолитов .....  | 137 |
| Условия образования различных генетических типов цеолитолитов Монголии .....  | 140 |
| <b>Заключение</b> .....   | 145 |
| <b>Литература</b> .....   | 146 |

## CONTENTS

|  |     |
|--|-----|
| <b>Introduction</b> .....  | 3   |
| <b>Chapter 1</b>   |     |
| <b>Zeolitolites in the sedimentary – volcanic sequence of Permian system</b> .....   | 7   |
| Host rock's and structure of zeolite-bearing areas .....   | 7   |
| Chemical composition of rocks .....  | 9   |
| Mineralogy and origin of the zeolitolites .....  | 10  |
| <b>Chapter 2</b>   |     |
| <b>Zeolitolites of the Middle-Upper Jurassic volcanic rocks</b> .....  | 13  |
| <b>Chapter 3</b>   |     |
| <b>Zeolitolites of the Upper Jurassic (Ulugey suite, J<sub>3</sub>ul) volcanic-sedimentary rocks</b> .....   | 16  |
| Host rocks and types of zeolitization.....   | 16  |
| Origin of the zeolites.....  | 18  |
| <b>Chapter 4</b>   |     |
| <b>Zeolitolites of the Upper Jurassic–early Lower Cretaceous (Zagan-Zab suite, J<sub>3</sub>–K<sub>1</sub>cc) volcanic-sedimentary rocks</b> ..... | 19  |
| Paleogeography and preconditions for origin of zeolites.....   | 19  |
| Lithological peculiarities of the zeolite-bearing areas .....  | 20  |
| New information about volcanism of Zagan-Zab period .....  | 58  |
| Chemical composition of the zeolitolites .....   | 66  |
| Authigenic minerals.....   | 88  |
| <b>Chapter 5</b>   |     |
| <b>Zeolitolites of the Lower Cretaceous deposits</b> .....   | 115 |
| Zeolite-bearing deposits of Shinhuduc suite (K <sub>1</sub> sh) .....  | 116 |
| Zeolite-bearing deposits of Uldzeu suite (K <sub>1</sub> ul).....  | 118 |
| <b>Chapter 6</b>   |     |
| <b>New subtype of zeolite rocks of volcanic-limnic genesis</b> .....   | 123 |
| Paleoconditions of autigenic mineralization and the mineral parageneses .....  | 123 |
| Mechanism of origin of the zeolites .....  | 130 |
| Specific peculiarities of the volcanic-limnic zeolitolite rocks of Mongolia .....  | 135 |
| <b>Chapter 7</b>   |     |
| <b>Territory of south and south-eastern Mongolia – the new large zeolite-bearing province..</b>  | 137 |
| Genetic types of the zeolitolitic rocks.....   | 137 |
| Conditions of origin various genetic types of zeolitolite rocks of Mongolia .....  | 140 |
| <b>Conclusion</b> .....  | 145 |
| <b>Bibliography</b> .....  | 146 |

It gives a many-sided description of lithological and substance composition of large zeolite deposits, which have been discovered in Mongolia in the last years. A vast zeolitic province is uncovered. The genetic type analysis of zeolites is in progress. Tectono-magmatic criteria for the search of zeolitic ore are elaborated. These criteria can be used in discovering new zeolitic deposits not only in Mongolia, but on the related territories of Russia and other regions of the world.

For the geologists mineralogists, ecologists and the students of geological colleges.  
Tabl. 28. Il. 67. Bibliogr.: 56.

**Editorial Board:**

Academician of Russian Academy of Sciences *Yu.G. Leonov* (Editor-in-Chief),  
*Yu.O. Gavrilov, V.G. Gerbova, S.A. Kurenkov, M.A. Semikhatov*

**Responsible editor**

doctor of geology and mineralogy sciences *V.I. Muraviov*

**Reviewers:**

*A.R. Goptner, I.E. Nistratova*

Научное издание

**Петрова Вера Валерьевна, Амарджаргал П.**

## **ЦЕОЛИТЫ МОНГОЛИИ**

*Труды, вып. 496*

*Утверждено к печати  
Ученым советом Геологического института РАН*

Заведующая редакцией "Наука – биосфера,  
экология, геология" **А.А. Фролова**

Редактор **М.А. Яценко**  
Художественный редактор **Г.М. Коровина**  
Технический редактор **Т.В. Жмелькова**  
Корректор **А.В. Морозова**

Набор и верстка выполнены в издательстве  
на компьютерной технике

ИБ № 1988

ЛР № 020297 от 27.11.1991

Подписано к печати 12.03.96  
Формат 60х90 1/16. Гарнитура Таймс. Печать офсетная  
Усл. печ. л. 9,5. Усл. кр.-отт. 9,8. Уч.-изд. л. 10,8  
*Тир. 250 экз. Тип. зак. 286*

Издательство "Наука"  
117864 ГСП-7, Москва В-485, Профсоюзная ул., 90

Санкт-Петербургская типография № 1 РАН  
199034, Санкт-Петербург В-34, 9-я линия, 12

8500

