

А К А Д Е М И Я   Н А У К   С С С Р

---

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

Е. В. ПАВЛОВСКИЙ и А. С. ЕСКИН

**ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА  
И СТРУКТУРЫ  
АРХЕЯ  
ПРИБАЙКАЛЬЯ**

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

---

Москва 1964

E. V. PAVLOVSKY and A. S. ESKIN

SPECIFIC FEATURES  
IN THE COMPOSITION  
AND STRUCTURE  
OF ARCHEAN DEPOSITS  
IN CISBAIKALIA

*(Transactions, vol. 110)*

Е. В. ПАВЛОВСКИЙ и А. С. ЕСКИН

ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА  
И СТРУКТУРЫ  
АРХЕЯ  
ПРИБАЙКАЛЬЯ

*(Труды, вып. 110)*

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

член-корр. АН СССР *А. В. Пейве* (главный редактор),  
*К. И. Кузнецова, В. В. Меннер, П. П. Тимофеев*

ОТВЕТСТВЕННЫЙ РЕДАКТОР

*Н. А. Штрейс*

---

EDITORIAL BOARD:

Corresp. member of the Academy of Sciences of the USSR *A. V. Peive*  
(Chief Editor), *K. I. Kuznetsova, V. V. Menner, P. P. Timofeev*

Responsible editor *N. A. Shtreis*

## ВВЕДЕНИЕ

Остров Ольхон, явившийся главным объектом исследований авторов, располагается в средней части Байкала вблизи западного побережья (фиг. 1, 2). От материка он отделен на юго-западе узким проливом Ольхонские ворота, а на северо-западе более широким проливом, известным под названием Малое море. Остров располагается близ точки пересечения 77-го восточного меридиана и 53-й северной параллели.

Первые сведения о геологии и географии острова можно найти в старых работах Георги (Georgi, 1775), Н. А. Щукина и К. Риттера (1879). Однако основу познания геологии Ольхона заложил И. Д. Черский, систематически исследовавший побережье Байкала в конце 70-х — начале 80-х годов прошлого столетия. По мнению И. Д. Черского, на Ольхоне развиты породы «верхнего яруса Лаврентьевской системы, представляющие перемежаемость кристаллических известняков или доломитов (иногда графитовых, углистых, байкалитовых и офитовых) с полевошпатовыми, роговообманковыми (гнейс, гранито-гнейс, гранит, переходящие в диоритовые сланцы, диорит и роговообманковые сланцы), такими же слюдяными, а местами байкалитовыми и хлоритовыми породами» (Черский, 1880). На геологической карте И. Д. Черского показано, что лаврентьевские породы Ольхона смяты в простые складки северо-восточного простирания. Главное значение имеет Ольхонская синклиналь, ось которой примерно совпадает с географической продольной осью острова и протягивается далеко на северо-восток через воды Байкала к южной оконечности п-ова Святой нос. Параллельно оси Ольхонской синклинали с юго-востока протягивается Прибрежная антиклиналь, остатки которой сохранились на мысе Ухан, а на северо-западе Ольхона проходит ось крупной Приморско-Святоносковской антиклинали.

Таким образом, с именем И. Д. Черского связано определение архейского возраста метаморфического комплекса Ольхона и его статиграфического положения, а также в общем правильная характеристика простой складчатой структуры ольхонского архея.

Позже, в 1889 г. остров был посещен В. А. Обручевым, подтвердившим правильность наблюдений и выводов И. Д. Черского о статиграфии и тектонике архея и внесшим некоторые дополнения. Так, по мнению В. А. Обручева (1890), «ольхонские породы представляют перемежаемость кристаллического известняка, обыкновенно графитового, со слюдяными и роговообманковыми гранитами и гнейсами, переходящими часто в аплиты и реже в гранито-сиениты и сиенит; второстепенным распространением пользуются кварцы, кварциты и кварцевый порфир». На геологической карте Ольхона, составленной В. А. Обручевым, показаны, так же как и у И. Д. Черского, северо-восточные простирания осей складок архейского комплекса; число складок несколько увеличено. Исключительный интерес представляют поперечные профили, на которых



Фиг. 1. Общий вид байкальского побережья острова Ольхон. Вдали виден мыс Ижимей

лей, допускал возможный палеозойский возраст кристаллической серии Ольхона и Приольхонья.

Исследования Л. Г. Котельникова (1934) ценны в том отношении, что впервые многие породы, развитые на Ольхоне, были изучены с петрографической точки зрения. На геологической карте Ольхона, составленной Л. Г. Котельниковым, архейский комплекс не расчленен и не уделено внимания его тектонике.

Геологические исследования на Ольхоне были возобновлены в послевоенные годы и производились в 1953 г. А. А. Малышевым, Л. Н. Малышевой и Т. П. Синкевич, В. Д. Мац, В. И. Красновым, И. М. Бабкиным, в 1955 г. — А. Ф. Китайником и В. С. Ткаличем. К сожалению, итоги работ этой многочисленной группы геологов остались неопубликованными, за исключением статьи А. Ф. Китайника (1957) о третичных отложениях на Ольхоне, открытых Е. В. Павловским и Г. П. Вологодским в 1953 г.

Маршрутные геологические наблюдения С. В. Обручева (Обручев и Великославинский, 1953) вдоль части западного побережья Байкала доставили небольшое количество наблюдений, касающихся лишь части побережья острова, омываемой водами пролива Ольхонские ворота. Наблюдения и выводы С. В. Обручева, касающиеся собственно Ольхона, приводятся нами ниже при обсуждении тектоники архейского комплекса.

Для архея Западного Прибайкалья в последние годы предложено несколько стратиграфических схем. Одна из них принадлежит А. С. Кульчицкому (1957), исходившему из представления о моноклинальном залегании всего архейского комплекса Среднего Прибайкалья. Архей расчленяется на ряд свит и подсвит, почти не отличающихся одна от другой по составу. Общая мощность всего разреза А. С. Кульчицкого определена в 36 км. Более дробное стратиграфическое расчленение Приольхонья было предпринято И. В. Шергиным в 1955—1956 гг. Он выделял 12

видны простые крупные складки, обычные, иногда угловатые с почти вертикальным положением осевых плоскостей (фиг. 3). Эти профили, правильно отражающие морфологию крупных складок архейского комплекса Ольхона, лишней раз подтверждают удивительную наблюдательность и талант замечательного исследователя геологии Сибири, проявившиеся с самого начала его научной деятельности.

Работа В. А. Обручева привлекла внимание к Ольхонскому краю, изучением которого позже занимался Б. Н. Артемьев (1926), осветивший некоторые детали геологического строения отдельных участков этого района и впервые наметивший существование крупного разлома, известного в настоящее время под названием Приморского сброса и проходящего вдоль западного побережья Малого моря вне о-ва Ольхон. Б. Н. Артемьев, в отличие от предыдущих исследователей

стратиграфических горизонтов по петрографическим признакам. Структура архея по И. В. Шергину определяется сочетанием двух крупных складок северо-восточного простирания.

Наблюдения 1955 и 1960 гг. привели А. С. Ескина (1962) к представлению о малой мощности архея Приольхонья (около 1300 м), распадающегося на четыре подсветы. В отличие от всех своих предшественников А. С. Ескин считал, что архейские породы смяты в систему линейных складок, обладающих сравнительно небольшой амплитудой и вытянутых в северо-восточном направлении. Последующие исследования А. С. Ескина (в 1961 г.) в Приольхонье внесли значительные коррективы в ранее предложенную им схему стратиграфии архея.

Собственно остров Ольхон изучался авторами настоящей работы и порознь, и совместно в течение целого ряда лет. Первый вариант детальной геологической карты был составлен Е. В. Павловским по материалам работ июля-августа 1953 г. В течение этого полевого сезона почти вся площадь острова была подвергнута систематическому картированию, в котором принимали участие Г. П. Вологодский и аспирант Г. В. Чарушин. Особое внимание во



Фиг. 2. Обзорная схема озера Байкал. Черное — район исследований авторов



Фиг. 3. Характер складчатости архейских гнейсов Ольхона (по В. А. Обручеву, 1890)

время съемки было уделено стратиграфии комплекса архейских парапород. Во время этих исследований на западном побережье острова было установлено присутствие предмиоценовой коры выветривания каолинового типа и толщи озерных глин миоцена, которые впоследствии изучались А. Ф. Китайником, Н. А. Логачевым и др. Окончательная обработка материала задержалась из-за нехватки наблюдений в береговых обнажениях байкальского побережья острова, доступных только с воды. Этот пробел был восполнен в августе 1955 г. А. С. Ескиным.

Авторы настоящей работы по независящим от них обстоятельствам не могли уделить достаточно времени полной обработке ольхонского материала, но возвращались к нему неоднократно. В процессе затянувшейся камеральной обработки материалов возник ряд вопросов, касающихся как стратиграфии Ольхонского архея, так и расчленения гранитоидов. Постановке этих вопросов авторы обязаны Н. В. Фроловой, углубленно изучавшей архей Восточной Сибири, живо интересовавшейся ольхонским археем и постоянно участвовавшей в обсуждении наших наблюдений. Дополнительное изучение в поле гранитоидов, развитых на Ольхоне, и их соотношений с вмещающими породами было произведено А. С. Ескиным в 1960 г. Наконец, в 1961 и 1962 гг.

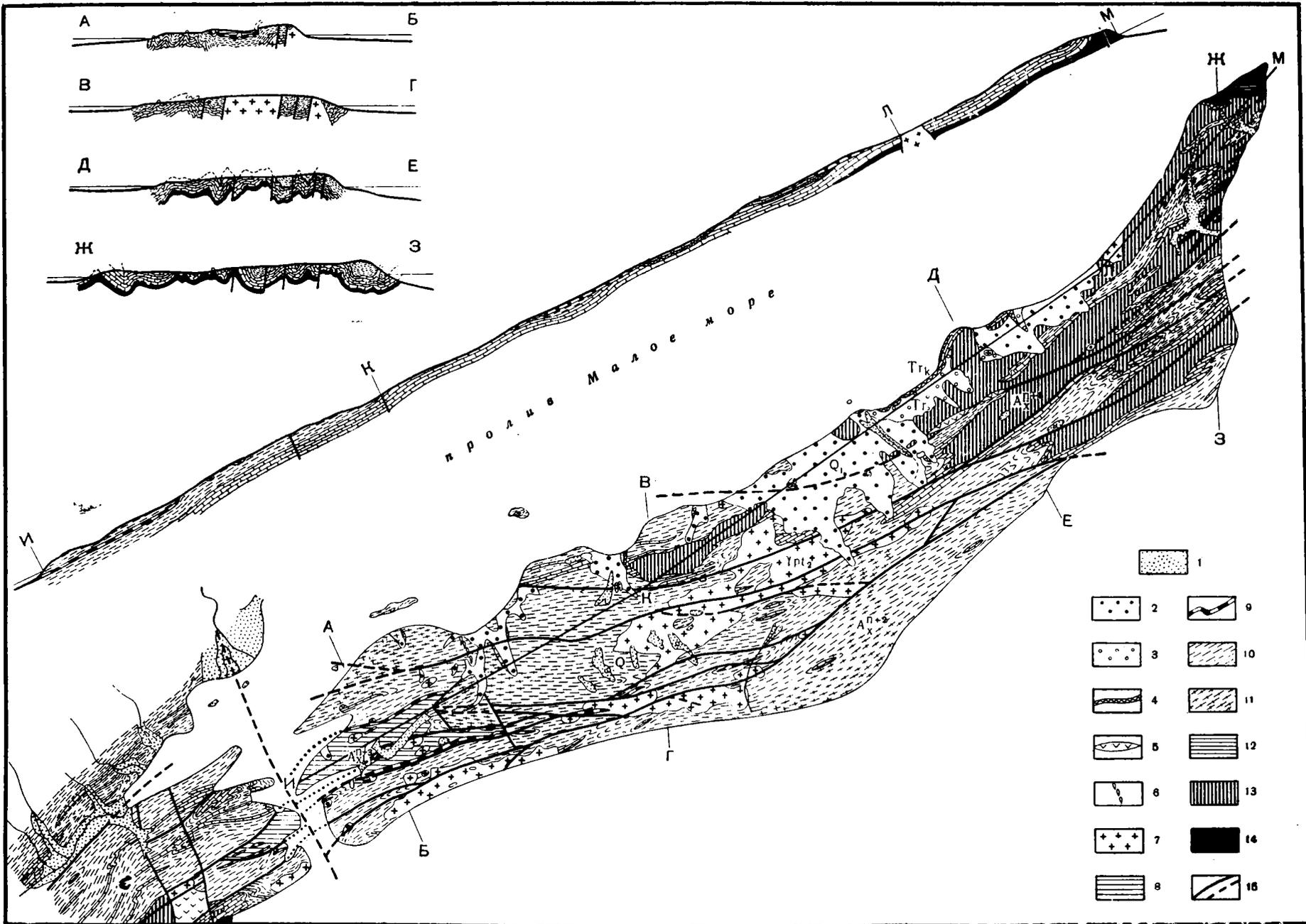
авторы получили возможность проведения совместных наблюдений по всей площади Ольхона. Особое внимание при работах этих лет было уделено изучению тектоники архейского комплекса, тщательному прослеживанию свит и горизонтов по простиранию и особенно внимательному изучению мест погружения или воздымания шарниров складок, где на пери- и центроклиналях можно установить однозначно правильные стратиграфические взаимоотношения отдельных компонентов архейского разреза. Большое внимание было уделено также докембрийским гранитоидам.

Таким образом, настоящая работа является итогом многолетних исследований, длительной обработки и обдумывания большого материала, позволяющего по-новому раскрыть интересную и во многом своеобразную геологическую историю и геологическую структуру Ольхона.

Исследования Ольхона производились авторами по поручению двух научных организаций — Геологического института АН СССР и Института земной коры Сибирского отделения АН СССР. Химические и спектральные анализы пород выполнялись в аналитических лабораториях обоих институтов, частью в Центральной геохимической лаборатории Иркутского геологического управления. В тексте работы указаны исполнители конкретных анализов.

Авторы выражают признательность А. И. Каменщикову — постоянному участнику наших полевых и камеральных работ в течение ряда последних лет.

Все фотографии в тексте работы, за редкими исключениями, оговоренными особо в подписях, выполнены А. С. Ескиным.



Фиг. 4. Схема геологического строения острова Ольхон. Составили Е. В. Павловский и А. С. Ескин

1 — современный речной аллювий ( $Q_1$ ); 2 — плейстоценовые озерные пески ( $Q_2$ ); 3 — мио-плиоценовые озерные отложения ( $Tg_2$ ); 4 — предмиоценовая кора выветривания ( $Tg_k$ ); 5 — верхнепротерозойские (?) ультраосновные интрузии ( $\delta$ ); 6 — дайки нижнепротерозойских гранитоидов; 7 — нижнепротерозойские (шаранурские) гранитоиды ( $\gamma_{Pt_1}$ ). Ольхонская серия архея: 8 — ташкайская свита ( $A_x^{n+3}$ ); 9 — опорный заглинский горизонт; 10 — уланнурская свита ( $A_x^{n+2}$ ); 11 — поля интенсивной мигматизации пород уланнурской свиты; хужирская свита ( $A_x^{n+1}$ ); 12 — шаманская подсвита; 13 — эренхейская подсвита; 14 — хобойская свита ( $A_x^{II}$ ); 15 — разломы существующие и предполагаемые.

Условные обозначения для пяти разрезов те же, что и для схемы геологического строения

## СТРАТИГРАФИЯ ОЛЬХОНСКОЙ СЕРИИ АРХЕЯ

В геологическом строении Ольхона участвуют следующие разновозрастные и разнохарактерные образования.

1. Архейские орто- и парагнейсы и кристаллические сланцы, мигматизированные с различной степенью интенсивности, ассоциирующиеся с мраморами и кварцитами. Весь комплекс архейских пород слагает ольхонскую серию, распадающуюся на ряд свит и горизонт ( $A_x^n - A_x^{n-3}$ ).

2. Нижнепротерозойские интрузивные гранитоиды и их производные (массивы, штоки, дайки нескольких генераций) ( $\gamma_{Pt}$ ).

3. Верхнепротерозойские (?) ультраосновные и основные интрузии (пироксениты, горнблендиты, пироксеновые и роговообманковые габбро, образующие штоки и трубообразные тела) ( $\delta$ ).

4. Мезозойский (?) диабаз (дайка) ( $\Delta$ ).

5. Предмиоценовая кора выветривания ( $T_{Гк}$ ).

6. Мио-плиоценовые озерные отложения преимущественно глинисто-го состава, с остатками фауны и флоры ( $T_{Г}$ ).

7. Плейстоценовые песчаные озерные отложения ( $Q_1$ ).

8. Голоценовый современный аллювий ( $Q$ ).

Подавляющее распространение имеют архейские гнейсы и кристаллические сланцы (фиг. 4). Раннепротерозойские гранитоиды особенно широко распространены в центральной и юго-западной частях острова. Остальные докайнозойские породы занимают очень малые площади.

Изучение стратиграфии архейских слоистых толщ, несмотря на высокую степень обнаженности острова, оказалось нелегким, о чем свидетельствует целый ряд схем стратиграфии, предложенных различными авторами. При полевых работах мы уделили особое внимание изучению опорных горизонтов по простиранию. Наши исследования после четырехкратного посещения Ольхона позволили выработать окончательный, как нам кажется, вариант стратиграфической колонки местного архея и показать, что Ольхон располагается на центроклинали крупного архейского синклинория и на периклинали сопряженного с ним антиклинория; шарниры этих двух главных складчатых форм полого воздымаются к северо-востоку. Другими словами, тектоническая структура острова в высшей степени благоприятна для стратиграфических исследований древнейшей слоистой серии, перекристаллизованной и немой в палеонтологическом отношении. Выявление самых нижних элементов стратиграфического разреза, равно как и всей последовательности чередования, в данных конкретных тектонических условиях представляется наименее спорным. В этом отношении Ольхон выгодно отличается от многих других районов развития архейских образований, для которых истинная последовательность стратиграфических элементов часто является дискуSSIONной и где нередко приходится сталкиваться с предложениями о «перевертывании» стратиграфической колонки, разработанной ранее.

Не вдаваясь здесь в детали обсуждения стратиграфических построений наших предшественников, к чему мы вернемся ниже, отдадим лишний раз дань искреннего восхищения тонкой наблюдательности И. Д. Черского, сумевшего в те отдаленные времена правильно распознать структуру архейского фундамента и выделить Ольхонскую синклиналь примерно там, где располагается выделенный нами Ташкай-Ургентейский синклинорий.

Стратиграфическое исследование ольхонской серии архея облегчается еще тем, что здесь легко устанавливается факт довольно частой перемежаемости пород различного состава—темно-цветных гнейсов и кристаллических сланцев, светлых мраморов и кварцитов. Все эти породы занимают определенное положение в разрезе, слагая достаточно характерные горизонты, подсвиты и свиты различной мощности. Сочетание этих свит, выдержанное по всей территории острова, позволяет объединить их в единое стратиграфическое целое под названием ольхонской серии. Стратиграфическая целостность серии подчеркивается фактом согласного залегания всех элементов разреза. Здесь мы не будем останавливаться на корреляции ольхонской серии с соизмеримыми с ней стратиграфическими единицами архея других частей Прибайкалья. К этому важному и интересному вопросу мы вернемся позже, после детального ознакомления со стратиграфией ольхонского архея.

Множество полевых наблюдений авторов свидетельствует об относительно простой складчатой структуре архейского комплекса, развитого на Ольхоне. Это является благоприятным обстоятельством, повышающим надежность предлагаемых стратиграфических построений, чему также способствует высокая степень обнаженности древнего фундамента, вскрытого не только в крутых утесах, почти непрерывной чередой следующих на всем побережье острова, но и доступного наблюдению во внутренней части острова, в горизонтальном срезе, где зачастую нет почвенного покрова. Исключения составляют сравнительно небольшие по площади участки, в которых породы фундамента прикрыты третичными, четвертичными отложениями и в этих случаях нередко залесены.

В составе разреза архея Ольхона, также как и в архее других районов Восточной Сибири, имеются горизонты и слои несомненно первичноосадочных пород — мраморов, кварцитов, графитовых и гранатовых гнейсов, диопсидовых сланцев и др. Слои, пакки и горизонты этих пород прослеживаются на большие расстояния и в большинстве своем имеют маркирующее значение. Плоскости сланцеватости гнейсов различного состава всегда строго параллельны плоскостям слоистости, ограничивающим от гнейсов пласты мраморов, кварцитов, диопсидовых и других пород несомненно осадочного происхождения. Это важное обстоятельство, давно установленное Н. В. Фроловой (1955, 1958, 1962а) для архея Алданского щита, Хамар-Дабана и подтверждаемое нашими наблюдениями на Ольхоне, увеличивает надежность стратиграфических построений. Кроме того, повышает необходимость применения литологических методов исследования древнейших отложений, на что недавно обратили внимание А. В. Сидоренко и О. И. Лунева (1961).

Разрез ольхонской серии архея представляется в настоящее время в следующем виде (снизу вверх).

### ХОБОЙСКАЯ СВИТА ПАРАГНЕЙСОВ (А<sup>3</sup>)

Главнейшая особенность большей части пород хобойской свиты — их несомненное седиментационное происхождение. Вместе с этим здесь наблюдается определенное разнообразие петрографических типов пород различного минералогического состава. Выделяются следующие основные типы пород:

- 1) биотитовые и биотито-графитовые плагиогнейсы и гнейсы;
- 2) биотито-гранатовые и биотито-гранато-графитовые плагиогнейсы;
- 3) графит- и гранатсодержащие кварциты;
- 4) диопсидсодержащие плагиогнейсы и диопсидсодержащие плагиоклазовые кристаллические сланцы;
- 5) роговообманковые плагиогнейсы и роговообманково-плагиоклазовые кристаллические сланцы.

Преобладающее значение в разрезе хобойской свиты имеют гнейсы первых двух категорий, т. е. биотитовые, биотито-графитовые плагиогнейсы и гнейсы, а также биотито-гранатовые, биотито-гранато-графитовые плагиогнейсы. Эти породы слагают, по-видимому, нижнюю и большую часть видимого разреза свиты. Им подчинены тонкие прослой кварцитов мощностью от нескольких миллиметров до 2—5 см. Суммарная видимая мощность графитсодержащих биотитовых и гранатовых гнейсов с обязательным присутствием графитовых чешуек может быть определена в 100—125 м. Верхняя часть свиты сложена роговообманково-плагиоклазовыми кристаллическими сланцами, плагиогнейсами, тесно переслаивающимися с диопсидсодержащими плагиогнейсами и плагиоклазовыми кристаллическими сланцами. Мощность прослоев различного состава варьирует от нескольких сантиметров до 10 и более метров. Общая мощность этой верхней пачки диопсидсодержащих и роговообманковых пород достигает 15—25 м.

На Ольхоне вскрыта лишь верхняя часть разреза хобойской свиты, в связи с чем у нас нет данных для определения ее полной мощности. Видимая мощность хобойской свиты может быть оценена в 125—150 см.

Переходим к петрографической характеристике пород, слагающих хобойскую свиту.

Биотитовые, биотито-графитовые плагиогнейсы и гнейсы имеют, как правило, серую или светло-серую окраску и среднезернистое сложение. Иногда породы обладают ржаво-бурой окраской за счет интенсивно развитых гидроокислов железа и марганца. Все породы обнаруживают четкую сланцеватую или плоско-параллельную текстуру, подчеркнутую субпараллельно расположенными обильными чешуйками графита и биотита.

В структурном отношении гнейсы данной группы довольно однообразны. Наиболее распространенные типы структуры — гранолепидобластовая и лепидобластовая, часто с четкими чертами гранулитовой структуры.

Постоянно присутствующие главные минералы — плагиоклаз (олигоклаз № 23—25)<sup>1</sup>, кварц и биотит, бурый в проходящем свете. В преобладающем числе случаев породы содержат графит. В некоторых разновидностях пород, по составу отвечающих нормальному гнейсу, присутствует микроклин. Этот минерал локализован в отдельных прослоях, в которых наблюдается интенсивное замещение плагиоклаза микроклином. В отличие от других минералов микроклин всегда свеж и прозрачен. Послойное (четковидное) расположение свежего микроклина в породе указывает на то, что его появление стоит в связи либо с послойными инъекциями гранитного вещества, либо с локально проявленными процессами гранитизации или фельдшпатизации. Как показало изучение пород других свит ольхонской серии, и в них микроклин также является новообразованием, появляющимся в результате послегранитовой фельдшпатизации. В гнейсах хобойской свиты часто обнаруживается мусковит в виде чешуек разной величины (0,1—1,5 мм). Это вторичный минерал, интенсивно развивающийся по биотиту и частью по плагиоклазу.

<sup>1</sup> Здесь и ниже приведены номера плагиоклазов по данным замеров на Федоровском пятиосном столике, выполненных по методу А. Н. Заварицкого.

Акцессорные минералы в биотитовых и биотито-графитовых плагиогнейсах и гнейсах сравнительно редки и их список ограничен. Отмечаются лишь единичные мелкие (до 0,25 мм) округлые зерна апатита и очень редко включения циркона (размером до 0,02 мм) в биотите и рассеянные включения магнетита. Размеры зерен главных минералов гнейсов колеблются в пределах 0,2—1,5 мм.

Гранатсодержащие плагиогнейсы по составу весьма близки к биотитовым и биотито-графитовым плагиогнейсам. Присутствие значительного количества довольно крупных порфиробласт граната позволяет выделить гранатсодержащие плагиогнейсы в отдельную группу. Для всех этих пород характерна серая или темно-серая окраска, на фоне которой всегда отчетливо видны красновато-бурые непрозрачные зерна граната до 1 см в поперечнике. Как правило, зерна граната в плагиогнейсах имеют размер порядка 1—5 мм. В проходящем свете гранат всегда обнаруживает сложную ситовидную структуру, содержит обильные включения плагиоклаза, кварца и биотита. Биотит почти постоянно находится в тесной ассоциации с гранатом, а иногда слагает подобие келифитовой каймы вокруг гранатовых зерен. В шлифе гранат бесцветный либо бледно-розоватый. Показатель преломления специально для гранатов из пород рассматриваемой группы не определялся. Судя по абсолютному тождеству облика и парагенезисов этого минерала в соответствующих по типу породах других членов разреза ольхонской серии, показатель преломления, вероятно, имеет величину около 1,807, т. е. мы имеем дело с гранатом алмандинового ряда. Более подробно характеристика подобных гранатов дается нами ниже.

Гранатсодержащие плагиогнейсы отличаются от биотитовых плагиогнейсов высокой основностью плагиоклаза. Последний относится к андезину № 42—47. Остальные минералы (кварц, биотит, графит, рудный, апатит) никаких специфических черт не обнаруживают. Размер зерен всех минералов, кроме более крупного граната, обычно близок к 0,2—2,5 мм. Текстура пород сланцеватая или гнейсовидная, в структурах наблюдаются разные взаимопереходы от гранолепидобластовой к порфиробластовой всегда с элементами пойкилобластовой за счет обильных включений в гранате. В одном случае была отмечена своеобразная порода, переходная от гранатового плагиогнейса к гранато-плагиоклазовому кристаллическому сланцу. Данная порода содержит те же минеральные компоненты, что и биотито-гранатовые плагиогнейсы, но в других соотношениях. Кроме этого, в составе породы наблюдаются реликтовые зерна гиперстена, в значительной мере замещенного биотитом.

Особое место в составе хобойской свиты принадлежит кварцитама. Макроскопически при полевых работах они отмечены не были и выявились лишь в процессе изучения шлифов. По-видимому, кварциты слагают маломощные прослои среди биотитовых, биотито-графитовых и гранатсодержащих парагенезисов. В кварцитах постоянно присутствуют биотит, чаще гранат, либо оба эти минерала встречаются совместно. О тесной фациальной связи гнейсов и кварцитов свидетельствуют также тонкие (несколько миллиметров) прослои биотито-гранатового плагиогнейса в кварците.

Кварциты хобойской свиты имеют в свежем изломе образца серую или светло-серую окраску, выветрелые поверхности породы — ржавобурого цвета. Как правило, породы мелкозернисты с неявно выраженной сланцеватой или тонкосланцеватой текстурой. Главная роль в минеральном составе принадлежит кварцу, образующему изометричные, неправильных очертаний зерна или линзовидные скопления зерен с зубчатыми очертаниями. Постоянно отмечается графит, содержание

которого колеблется в широких пределах от нескольких чешуек на все поле шлифа до 30% площади шлифа. Эта цифра по отношению к составу породы в целом, возможно, является несколько завышенной, учитывая тонкочешуйчатость графита, его размещение по плоскости сланцеватости и произвольное положение плоскости сечения шлифа. Тем не менее графит в рассматриваемых породах весьма обилен и в любом случае его содержание составляет 10—15% от общего объема породы.

Другим минералом, часто отмечаемым в составе кварцитов, является гранат. Как и в плагиогнейсах, он имеет красновато-бурю окраску в образце. В проходящем свете он бледно-розоватый или бесцветный. В отличие от крупного граната гнейсов, гранат кварцитов имеет сравнительно малые размеры — не более 0,25—0,30 мм — и сравнительно простые округлые очертания. Оптические константы граната те же, что и у гранатов из рассмотренных выше гнейсов. В некоторых разностях кварцитов отмечается высокое содержание заметно обесцвеченных чешуек биотита со слабым плеохроизмом в бурых тонах. По большей части биотит нацело замещен мусковитом, ассоциирующимся в этом случае с единичными зернами магнетита. В некоторых шлифах наблюдалась интенсивная мусковитизация плагиоклаза. В числе аксессуарных минералов кварцитов лишь в одном случае были отмечены единичные мелкие зерна циркона (не более 0,02 мм).

В общем для кварцитов размер зерен минералов разнообразен: 0,2—1,2 мм у кварца, до 1 мм у чешуек графита, до 0,05 мм у граната, биотита и мусковита. Структура пород однообразна — гранолепидобластовая, почти всегда с участками роговиковой.

Следующую отдельную группу также несомненно первичноосадочных пород составляют диопсидсодержащие плагиогнейсы и плагиоклазовые кристаллические сланцы. Все эти породы внешне довольно однообразны. Они имеют серую, темно-серую окраску, в преобладающем большинстве случаев с отчетливым зеленоватым оттенком. Этот оттенок — один из надежных признаков полевой диагностики диопсидсодержащих метаморфических пород на площади Олхона. Породы, как правило, среднезернисты, иногда мелкозернисты; характерна гнейсовидная текстура. Лишь в одном случае отмечена сланцеватая текстура, обусловленная чередованием прослоев, обогащенных темноцветными минералами (диопсид, роговая обманка), с прослоями плагиоклазового состава. Структура пород однообразная — гранобластовая. В зависимости от вариаций в количественно-минералогическом составе выделяются несколько разновидностей пород, связанных между собой переходами, но в общем довольно близких по составу.

Наиболее распространены разнообразные диопсидовые плагиогнейсы, главную роль в минералогическом составе которых играют основной плагиоклаз (андезин-лабрадор № 52—62), кварц и диопсид. Последний образует изометричные, неправильные, реже короткостолбчатые зерна, чаще бесцветные, иногда бледно-зеленые, без плеохроизма. По оптическим константам этот минерал относится либо к чистому диопсиду ( $\angle C : Ng = 39^\circ$ ; (+)  $2V = 59^\circ$ ), либо к салиту близкому к диопсиду ( $\angle C : Ng = 41—43^\circ$ ; (+)  $2V = 60^\circ$ ). Кроме плагиоклаза, кварца и пироксена, в составе плагиогнейсов присутствуют (иногда в значительном количестве) оранжево-бурый биотит, почти постоянно в виде примеси — титано-магнетит, сфен и, реже, апатит. В нескольких разностях наблюдался скаполит. В одних случаях в шлифах отчетливо видно, что скаполит является вторичным минералом, замещающим плагиоклаз; в других, возможно, скаполит сингенетичен остальным главным минералам. Явно вторичным является отмеченный в нескольких

случаях бледно-зеленый амфибол, составляющий иногда до 10% породы. Часто отмечаемый графит является одним из признаков первично-осадочного происхождения данной группы пород. В зависимости от содержания биотита и графита выделяются следующие разности диопсидсодержащих плагиогнейсов: диопсидовый плагиогнейс, биотито-диопсидовый плагиогнейс, диопсидо-графитовый плагиогнейс.

Помимо диопсидовых плагиогнейсов с биотитом и графитом, в составе хобойской свиты отмечались диопсидо-плагиоклазовые кристаллические сланцы и диопсидо-роговообманково-плагиоклазовые кристаллические сланцы. Первые отличаются от описанных выше гнейсов только более низким содержанием кварца. Вторые содержат кварц только в виде примеси, а обыкновенную роговую обманку ( $\angle C:Ng = 13-15^\circ$ ;  $(-)$   $2V = 78-88^\circ$ ; темно-зеленая, зеленая с типичным интенсивным плеохроизмом) в качестве одного из главных минералов в количестве до 40%.

Все пироксенсодержащие гнейсы и кристаллические сланцы однообразны по размеру минеральных зерен. Для главных минералов обычный размер зерен — 0,3—1,0 мм, для минералов-примесей (таких как сфен, ильменит, апатит) — не более 0,25 мм.

Кроме рассмотренных выше пород, в составе хобойской свиты присутствуют темно-серые роговообманковые плагиогнейсы и роговообманково-плагиоклазовые кристаллические сланцы. Как и графитистые кварциты среди графитовых и биотито-графитовых гнейсов, указанные выше породы наблюдаются в виде прослоев и пластов среди диопсидсодержащих плагиогнейсов и кристаллических сланцев. Роговообманковые плагиогнейсы и плагиоклазовые кристаллические сланцы имеют среднезернистое сложение и ясносланцеватую текстуру. Структура их гранобластовая, микроструктура четкая параллельная (ориентировка удлиненных зерен роговой обманки). В распределении минералов видно чередование прослоев, обогащенных роговой обманкой, с прослоями плагиоклаза, либо плагиоклаза и кварца. Плагиоклаз относится к ряду андезина, свежий. Роговая обманка (обыкновенная) имеет под микроскопом темную травяно-зеленую окраску, плеохроирует от густого травяно-зеленого по Ng до желтовато-зеленоватого по Np,  $\angle C:Ng = 15^\circ$ ,  $(-)$   $2V = 85^\circ$ . В качестве постоянных примесей эти породы содержат бурый биотит, магнетит и титаномagnetит, акцессорные минералы — сфен и апатит. Вторичные изменения минералов, как правило, незначительны и сведены к слабой хлоритизации роговой обманки, сосюритизации плагиоклаза и развитию мелких агрегатов карбоната по тонким трещинкам породы.

Площадь распространения пород хобойской свиты очень невелика. Они развиты исключительно на крайней северо-восточной оконечности острова и слагают площадь трехугольной формы, в вершине которой располагается мыс Хобой, а основание протягивается от мыса Саган-Хушун на западе до мыса Шунтэ-правый на востоке (рис. 4). К югу от последней точки вплоть до бухты Хага-Яман породы хобойской свиты выходят в ядрах целого ряда антиклинальных структур второго и третьего порядков. Наилучшие обнажения свиты приурочены к обрывистым, часто отвесным береговым обрывам высотой во многие десятки, а иногда и свыше сотни метров. Естественно, что это обстоятельство осложнило изучение деталей стратиграфии хобойской свиты.

Вряд ли могут возникнуть сомнения в осадочном происхождении пород, слагающих хобойскую свиту. Диопсидсодержащие гнейсы, кристаллические сланцы, тонко и часто переслаиваются с роговообманковыми породами того же типа. Плоскости напластования пород различного состава всегда параллельны плоскостям гнейсовидности. Упомянутое чередование диопсидсодержащих и роговообманковых пород,

слагающих верхнюю пачку в разрезе хобойской свиты, может быть понято как пачка слоистых мергелей с ритмично варьирующим соотношением пелитового и карбонатного (доломитового) компонентов.

Лежащие ниже биотитовые и гранатовые плагиогнейсы и гнейсы хобойской свиты по первичному составу отвечают песчано-глинистым осадкам, содержащим в значительном количестве органическое вещество (растительный детрит?), превращенное впоследствии в графитовые чешуйки. Появление тонких прослоек графитовых кварцитов указывает на былое существование почти чистых кварцевых кластических пород.

Если двигаться по стратиграфической вертикали снизу вверх по разрезу хобойской свиты, можно наблюдать резкую смену условий осадкообразования. Вначале шло длительное накопление терригенных осадков, переполненных органическим веществом и до известной степени напоминающих формацию кюльма, столь характерную для геосинклинального герцинского комплекса Западной Европы. Выше по разрезу эта кюльмоподобная формация сменяется глинисто-карбонатной, сложенной тонким ритмичным чередованием карбонатных, глинистых и смешанных пород. В связи с этим представляет интерес тесная ассоциация роговообманковых плагиогнейсов и плагиоклазовых кристаллических сланцев с диопсидсодержащими слоистыми породами, нигде более не повторяющаяся в других частях разреза.

Следует подчеркнуть также, что в верхней, глинисто-карбонатной пачке заметно снижается роль органического вещества, превращенного впоследствии в графит. Может быть, здесь мы получаем указание на то, что в эпоху отложения глинисто-карбонатной формации осадконакопление шло в большем удалении от береговой линии, чем раньше, в предшествующий этап. Другими словами, мы, по-видимому, получаем свидетельство о немаловажной роли вертикальных, эпейрогенических движений, оказывавших существенное влияние на ход осадконакопления в данной части архейского бассейна седиментации.

Появление карбонатных пород в верхней части разреза хобойской свиты было, по-видимому, не случайным. Это — предвестники установления длительного режима накопления карбонатных отложений в следующем этапе жизни бассейна — в хужирское время.

На метаморфических производных карбонатно-глинистой пачки хобойской свиты совершенно согласно располагается мощная толщина по преимуществу карбонатных отложений вышележащей хужирской свиты.

Видимая мощность хобойской свиты 150 м.

### ХУЖИРСКАЯ СВИТА МРАМОРОВ И КВАРЦИТОВ ( $A^{n+1}_x$ )

В составе хужирской свиты, так же как это отмечалось для нижележащей хобойской свиты, главенствующую роль играют породы явно осадочного происхождения — мраморы, на втором месте по количеству стоят кварциты и практически ничтожное значение имеют разнообразные пироксенсодержащие породы и пироксенсодержащие кристаллические сланцы.

Мраморы свиты имеют чаще всего белую, реже светло-серую окраску. На этом светлом фоне всегда отчетливо видны рассеянные темные чешуйки графита. Сильно милонитизированные разности мраморов окрашены в темно-серый или даже черный цвет, что обусловлено рассеянным тонко перетертым графитом. Разности мраморов, лишенных катаклаза, обладают массивной текстурой. Иногда в них улавливается плохо выраженная линейная текстура по субпараллельно ориентированным чешуйкам графита. У милонитизированных мраморов.

наблюдается сланцеватая или тонкосланцеватая текстура. Мраморы чаще среднезернисты, иногда крупнозернисты.

Минералогический состав мраморов простой. Кроме карбоната, постоянно присутствует графит в количестве от единичных чешуек до 10% от общего объема породы. Очень часто наблюдается примесь кварца. В последнем случае кварц слагает небольшие линзы и иногда составляет до 25% состава. В единичных случаях отмечалась примесь скаполита, моноклинного пироксена, сфена и редких чешуек зеленоватого слюдоподобного минерала (фуксит?). Однажды отмечен тремолит в количестве до 20%, несомненно вторичный. Появление тремолита связано с контактовым воздействием «молодых», протерозойских гранитоидов. Судя по минералогическому составу, часть мраморов, содержащих обильный графит, следует называть графитовыми мраморами, большую часть — просто мраморами, а некоторые разновидности — окварцованными мраморами. Размер зерен минералов в мраморах хужирской свиты различен. У большинства пород устанавливаются следующие пределы размеров зерен отдельных минералов: карбонат — 0,5—3,5 мм, кварц — 0,2—1,0 мм, графит с чешуйками размером до 2,0 мм в поперечнике. Эти размеры характеризуют зернистость пород, не затронутых катаклазом и повторной (послеархейской) перекристаллизацией. Вблизи контакта с протерозойскими гранитоидами мраморы часто не содержат графита, а размер зерен карбоната достигает 35 мм. В то же время катаклазированные и милонитизированные мраморы весьма мелко- и тонкозернисты.

Структуры мраморов сравнительно разнообразны. Наиболее часто встречаются разновидности гранобластовой структуры (изодиаметричная, мозаичная). Очень разнообразны катакlastические структуры, составляющие ряд от гранобластовых с отдельными чертами катаклаза (наиболее характерная черта таких пород — волнисто изогнутые двойниковые полосы у кристаллов карбоната) до псевдопорфиробластовых и типично милонитовых структур.

Судя по данным изучения значительного количества шлифов, наблюдается резко выраженная псевдоадсорбция у зерен карбоната, отсутствие ромбических разрезов, характерное для кальцита расположение двойниковых швов. Все это, видимо, свидетельствует о господстве кальцитовых мраморов. Химический состав (в %) мрамора (проба 24,55 г, взята в скальном обнажении залива Уланнур) следующий: минеральный нерастворимый остаток — 0,64; влажность — 0,04; потери при прокаливании — 43,20;  $R_2O_3$  — 0,20; CaO — 53,97; MgO — 0,20; MnO — следы;  $P_2O_5$  — нет; S — 0,015; сумма — 98,27.

Пересчет анализа на кальцит и доломит дает следующее содержание этих минералов: кальцит — 93,13%, доломит — 5,06%. Количество прочих компонентов незначительно.

Кварциты хужирской свиты окрашены в светло-серые, серые тона. У катаклазированных и гидротермально измененных пород наблюдаются различные оттенки темного фиолетово-бурого цвета. Такая окраска характерна, например, для кварцитов, наблюдаемых в многочисленных выходах на склонах средней части Харанчинской пади и многих других мест. Породы большей частью мелкозернисты, иногда среднезернисты (соответственно размер зерен главных минералов в пределах 0,05—0,50 и 0,5—1,5 мм). Макроскопически кварциты обнаруживают сланцеватую или плохо выраженную сланцеватую структуру. Распределение в шлифе ориентированных чешуек графита закономерное — либо по определенным прослоям (редко), либо равномерно по породе. Линейность текстуры кварцита часто подчеркивается линзовидными скоплениями зерен или удлинением отдельных зерен кварца. Структуры у кварцитов довольно разнообразны. В разностях, бед-

ных графитом, наблюдаются мозаичная или роговиковая структуры, в богатых—гранолепидобластовая. Аналогичная структура характерна и для гранитизированных кварцитов.

В минеральном составе пород, кроме кварца, постоянно отмечается графит в переменном количестве (от единичных, рассеянных чешуек до 15%). В качестве типичного для кварцитов акцессорного минерала следует отметить очень мелкие (единичные) иголки рутила (сагенин), сопровождающего графит. В составе кварцитов наблюдался также целый ряд других минералов-примесей, частью вторичных (мусковит, плагиоклаз, микроклин, биотит, гранат, апатит, сфен и магнетит).

За исключением мусковита, все эти минералы появляются сравнительно редко. Возможно, что их присутствие иногда обусловлено особенностями первичного состава кварцитов. С другой стороны, плагиоклаз, микроклин и биотит в некоторых случаях можно рассматривать в качестве показателей начальной стадии гранитизации кварцитов, на чем мы остановимся ниже при описании явлений архейской гранитизации.

Появление мусковита, весьма часто наблюдаемого в кварцитах, равно как и в других породах архейской серии, обусловлено наложенными гидротермальными процессами, связанными с протерозойскими гранитоидами.

Особое место в составе хужирской свиты занимают диопсидсодержащие породы и диопсидсодержащие плагиогнейсы и кристаллические сланцы. Судя по полевым наблюдениям, роль этих пород в разрезе свиты незначительна. Вместе с тем, они встречаются довольно часто, представляя, по всей видимости, переходные разности от мраморов к выше- и нижележащим гнейсам или же первично «загрязненные» глинистыми примесями (мергелистые) разности мраморов. Диопсидсодержащие породы некоторые исследователи (например, Л. Г. Котельников, 1934) склонны считать скарновыми образованиями. В архее Ольхона изредка наблюдаются породы скарнового типа на контакте архейских мраморов с протерозойскими гранитоидами. Это типичные контактовые образования со специфичными особенностями состава, структуры и форм залегания.

В пользу осадочного происхождения диопсидсодержащих пород хужирской свиты можно привести следующие факты: 1) диопсидсодержащие породы наблюдаются только в виде маломощных пропластков и линз, залегающих согласно среди мраморов или в зонах перехода по стратиграфической вертикали от мраморов к кварцитам и гнейсам; 2) отсутствует какая-либо связь диопсидсодержащих пород с гранитоидами; 3) подобные породы обладают нормальной гранобластовой структурой и никогда не обнаруживают сложных метасоматических структур замещения, столь характерных для скарнов; 4) в минеральном составе отсутствуют такие типично скарновые минералы как андрадит и эпидот, характерные для скарнов Ольхона и п-ова Святой нос.

Диопсидсодержащие породы характеризуются широкими вариациями содержания составляющих их минеральных компонентов. От разнообразных по составу кристаллических сланцев, плагиогнейсов и амфиболитов с моноклинным пироксеном, названные выше породы отличаются массивной текстурой.

В штуфе породы с диопсидом имеют зеленовато-серую или зеленоватую темно-серую окраску, сложение их среднезернистое и в редких случаях крупнозернистое (размер зерен главных минералов 0,25—1,25 мм, а моноклинного пироксена иногда до 5 мм).

Для их минералогического состава характерны, наряду с бесцветным или бледно-зеленоватым моноклинным пироксеном диопсидового

ряда ( $C:Ng=38-40^\circ$ , в двух случаях  $\angle C:Ng=44^\circ$ , (+)  $2V=58-59^\circ$ ), прежде всего карбонат и скаполит, кварц, реже основной плагиоклаз ряда лабрадор-битовнита. Минералы-примеси представлены графитом, титаномагнетитом, почти постоянно бурым сфеном. Из числа аксессуарных минералов редко присутствует апатит.

По содержанию перечисленных выше главных минералов можно выделить несколько разновидностей диопсидсодержащих пород: 1) мономинеральные диопсидовые породы; 2) диопсидо-плагиоклазовые породы; 3) диопсидо-скаполитовые породы; 4) диопсидо-кварцево-скаполитовые породы; 5) диопсидо-карбонато-скаполитовые породы; 6) диопсидо-карбонато-кварцево-скаполитовые породы. Другие породы занимают по содержанию компонентов промежуточное положение между перечисленными выше типами диопсидсодержащих пород.

Диопсидо-плагиоклазовые кристаллические сланцы и диопсидовые плагиогнейсы имеют серый или темно-серый цвет со слабым или отчетливым зеленоватым оттенком, среднезернистое сложение и гнейсовидную текстуру. Структура этих пород гранобластовая, иногда со следами слабого катаклаза (фиг. 5). Для микротекстуры характерна четкая линейность, выраженная в ориентировке всех зерен пироксена.

В минеральном составе кристаллических сланцев и плагиогнейсов постоянно присутствуют основной плагиоклаз (лабрадор-битовнит № 52—73), бесцветный моноклинный пироксен диопсидового ряда ( $C:Ng=39-40^\circ$ , (+)  $2V=58-69^\circ$ ), в разных количествах кварц и в виде примеси сфен. Иногда в качестве второстепенных минералов отмечаются карбонат, скаполит, биотит и титаномагнетит. Вторичные минералы иногда довольно обильны и разнообразны. К ним относятся мусковит, сосюртиты, эпидот и скаполит по плагиоклазу, актинолит по диопсиду. Главные минералы образуют зерна размером 0,15—1,15 мм, второстепенные — не более 0,50 мм. Вторичные минералы, как правило, мелкие (не более 0,25 мм), но в одном случае наблюдался обильный актинолит в виде тонких призм длиной до 0,75 мм.

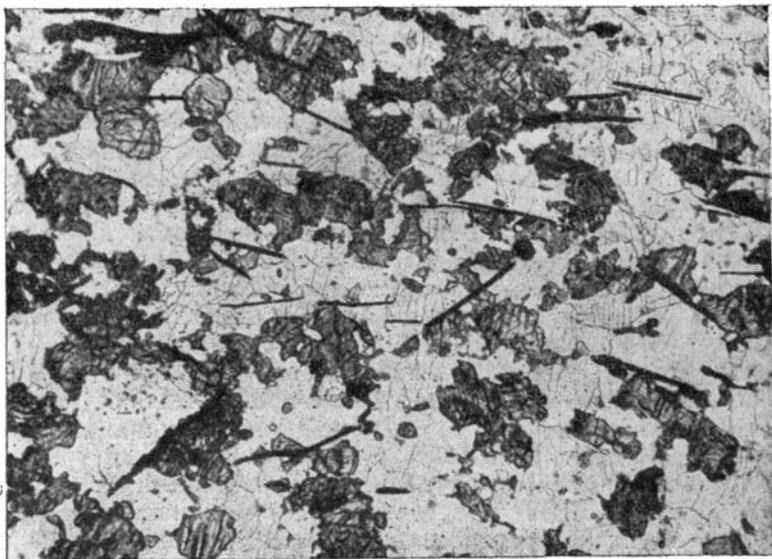
В отличие от малого площадного развития пород нижней хобойской свиты поля распространения хужирских мраморов и кварцитов на Ольхоне очень обширны. Главное поле развития пород хужирской свиты локализовано в северо-восточной трети острова. Здесь, среди подавляющего поля распространения хужирских мраморов и кварцитов, лишь узкие полосы северо-восточного простираения, отвечающие синклиналям второго и третьего порядков, сложены гнейсами лежащей выше уланнурской свиты. Второе, значительно меньшее по площади поле развития пород хужирской свиты локализовано в средней части маломорского побережья от пос. Хужир до залива Шибеты. Мелкие выходы хужирских пород известны также на островах Огой и Замогой.

Хужирская свита лежит согласно на парагнейсах хобойской свиты.

С литолого-стратиграфической точки зрения хужирская свита представляется весьма любопытной и своеобразной. Как уже говорилось, эта свита сложена в основном мраморами и кварцитами, сочетающимися очень сложно.

В схеме разрез хужирской свиты по многочисленным и достаточно детальным наблюдениям представляется в следующем виде.

Нижняя и большая часть разреза (эренхейская подсвита) сложена ритмично чередующимися мраморами и кварцитами. Мощность пластов и тех, и других пород обычно примерно одинакова и колеблется в пределах 5—8—10 м. Границы между пластами мраморов и кварцитов ясные, четкие. Никаких пород промежуточного состава на границе соприкосновения пластов мраморов и кварцитов не обнаруживается. Диопсидовые породы, присутствие которых в составе хужирской свиты



Фиг. 5. Диопсидо-плагиоклазовый кристаллический сланец хужирской свиты,  $\times 28$ , николи  $\parallel$ . Тонкие черные иглы — поперечные разрезы чешуек графита

было отмечено нами выше, локализованы главным образом в основании базального слоя мраморов и изредка встречаются в виде тонких линз в других пластах мраморов. В верхней части разреза эренхейской подсвиты располагается пачка мраморов мощностью до 50 м. Разрез подсвиты всегда начинается со слоя мраморов, который в сочетании с диопсидовыми породами располагается согласно на темных парагнейсах хобойской свиты.

В крупных обнажениях, особенно обильных на участке скалистого побережья острова между мысом Шунтэ-правый, бухтой Хага-Яман и мысом Шунтэ-левый хорошо видно, что кварциты, ритмично и правильно чередующиеся с мраморами в отдельных сечениях по стратиграфической вертикали, далеко не всегда слагают пласты, выдержанные по простиранию. Пласты кварцита иногда быстро и тупо выклиниваются, нарушая картину правильной и закономерной ритмичности в чередовании мраморных и кварцитовых пластов. Это явление выклинивания кварцитовых пластов иногда может быть удовлетворительно объяснено явлениями будинажа. В этих случаях видно, что кварцитовый пласт как бы разрублен плоскостью, перпендикулярной к напластованию, что пласт растащен и пространство между будинами заполнено мрамором. В большинстве же случаев, однако, очертания оконечности пласта довольно сложные, изобилуют зубьевидными выступами и на простирании этого пласта не обнаруживается никакого его продолжения на многие сотни метров. По-видимому, кварциты располагаются очень плоскими и длинными линзами среди мраморов и наблюдаемые соотношения скорее всего следует связывать с первичными условиями седиментации.

Мощность эренхейской подсвиты определяется в 400—450 м.

Верхняя часть разреза хужирской свиты (шаманская подсвита) целиком сложена мраморами, на которые налегают темные амфиболовые и другие гнейсы лежащей выше уланнурской свиты. В зоне перехода от мраморов шаманской подсвиты к лежащим выше гнейсам располагаются тонкие прослои и линзы диопсидовых пород и диопсидо-

державших кристаллических сланцев. Мощнсть шаманской подсвиты варьирует в очень значительных пределах — от 0 до 250—300 м.

Переходим к попытке выяснения условий осадконакопления интересной и своеобразной кварцево-карбонатной формации, отвечающей по объему хужирской свите. Здесь мы видим любопытную ассоциацию чистых карбонатных и чистых кварцевых пород, чередующихся ритмично. Подобного парагенеза пород мы пока не знаем для архея других районов Восточной Сибири. Своеобразная ассоциация кварцитов с высокоглиноземистыми породами, давно известна для иенгрской или алданской (Коржинский, 1936, 1939; Фролова, 1951, 1955, 1958) серий архея Алданского щита. Карбонатных пород в составе этой серии нет. Генезис алданских кварцитов и связанных с ними высокоглиноземистых пород обсуждался Д. С. Коржинским (1936, 1939), Н. В. Фроловой (1951, 1955, 1958, 1962а) и позже рядом других исследователей, причем Н. В. Фролова показала возможность хемогенного происхождения кварцитов в результате сложных процессов осадочной дифференциации продуктов разрушения древнего базальтового субстрата. Эта точка зрения в последнее время принимается другими исследователями (см. например, Лавренко и Лазько, 1962) и представляется нам наиболее вероятной.

Кварциты алданской серии располагаются, как известно, в нижней части разреза архея и, как мы уже отмечали, они ассоциируют с некарбонатными породами. Хужирская свита Ольхона с ее кварцитами и мраморами входит по всем признакам в состав самой верхней учуролуянской серии архея (Фролова, 1958) и парагенезис пород хужирской кварцево-карбонатной формации иной, чем у алданских кварцитов. Следовательно, генезис хужирских кварцитов заслуживает особого рассмотрения. Они могут быть иными, не хемогенными образованиями.

Осадочное происхождение мраморов не вызывает сомнений, а присутствие графита в них может служить указанием на органический путь их возникновения. Естественно, что тесное и ритмичное переслаивание тонкослоистых кварцитов, также содержащих графит, с мраморами, в свою очередь, подкрепляет представление и об осадочном происхождении кварцитов. В этом случае возможными остаются как будто два способа образования осадка — хемогенный и кластический.

На примере алданских кварцитов можно убедиться в закономерной ассоциации их с высокоглиноземистыми породами типа силлиманитовых сланцев, гнейсов и других пород. В нашем случае подобной ассоциации нет. Возникновение хужирских кварцитов за счет преобразования кварцевых песков представляется вероятным потому, что они чередуются с карбонатными породами, часто обнаруживают сланцеватую текстуру, причем плоскости сланцеватости параллельны плоскостям напластования. Кроме того, кварциты, как отмечалось, содержат ряд аксессуарных или второстепенных минералов и некоторые из них (циркон и сфен) слагают округлые, видимо окатанные мелкие зерна.

Что же касается мраморов, то их образование, вероятно, происходило в более сложных условиях. Принято считать (Наливкин, 1955, стр. 192), что «древнейшие археозойские известняки являются химическими или бактериальными образованиями или, что еще вероятнее, и теми, и другими». Однако в древнейших архейских образованиях Канады недавно были обнаружены (Armstrong, 1960) водоросли. В мраморах хужирской свиты, правда за пределами острова Ольхон, А. С. Ескин в 1960 г. обнаружил довольно крупные овальные тела, сложенные кальцитом, графитом и кварцем, с внутренней структурой, весьма напоминающей соответствующие особенности, присущие водорослям типа *Newlandia*. Еще раньше в мраморах той же свиты на мысе Уланнур (в 20 км к югу от Ольхона) А. В. Львов (1924) нашел шаровидные включения, похожие на строматолиты типа *Collenia*, к сожалению

нию, оставшиеся неизученными. Как ни слабы еще эти первые указания на присутствие остатков водорослей в древнейших породах архей различных частей мира, можно все же допустить, что образование карбонатных архейских пород могло быть вызвано в какой-то мере жизнедеятельностью водорослей и последующим размывом и переотложением обломочного карбонатного материала. Итак, наиболее вероятно, что разрез хужирской свиты, по нашим представлениям, отражает правильное ритмичное чередование водорослевых, может быть, обломочных и бактериальных карбонатных пород с почти чистыми кварцевыми песками. Ритмичность нарушается только в конце хужирской эпохи, в рамках которой абсолютное господство приобретают известняки. Сомнения, которые могут быть высказаны относительно того, что первичные стратиграфические соотношения кварцитов и известняков в данных конкретных условиях затушеваны позднейшими, наложенными тектоническими процессами (явлениями пластического скольжения, выдавливания, нагнетания, будинажа), представляются мало обоснованными. Дело в том, что разрез хужирской свиты начинается с диопсидовых пород и базального пласта мраморов. Последующее ритмичное чередование мраморов и кварцитов наблюдалось не в одном каком-нибудь обнажении, а в целом ряде пунктов, в самых разнообразных структурных условиях — на пологих и крутых крыльях синклинальных и антиклинальных складок и иногда в сводовых частях складчатых структур.

Учитывая довольно значительную мощность хужирской свиты, характер ее разреза и литологический облик пород, нам представляется наиболее вероятным сопоставлять эту свиту с аналогичными кварцево-карбонатными формациями, появляющимися в переходных зонах от геосинклинальных областей к платформам. Примеры подобных формаций можно привести из литературы по геологии докембрия и палеозоя западного склона Урала (Наливкин, 1962).

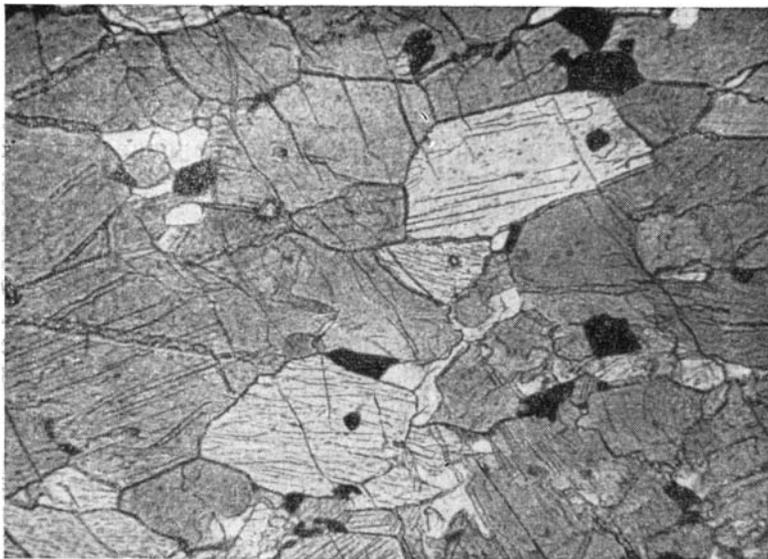
### **УЛАННУРСКАЯ СВИТА ГНЕЙСОВ, КРИСТАЛЛИЧЕСКИХ СЛАНЦЕВ И АМФИБОЛИТОВ ( $A_x^{n+2}$ )**

Уланнурская свита своеобразна по составу слагающих ее пород. Главную роль здесь играют амфиболиты, амфиболсодержащие кристаллические сланцы и биотитсодержащие гнейсы. Подчиненное значение имеют другие породы, описываемые ниже (биотито-гранатовые, диопсидсодержащие, гранатовые амфиболиты и пр.).

Амфиболиты в составе уланнурской свиты играют главенствующую роль. Внешний облик этих пород однообразен. Это всегда темно-серые, иногда почти черные породы, среднезернистые, с однообразной гнейсовидной или линейно-параллельной текстурой. Линейность текстуры амфиболитов иногда бывает подчеркнута согласными инъекциями гнейсовидного гранита, сланцеватого мигматита либо пропластками более лейкократового, чем амфиболит, кристаллического сланца или плагиогнейса.

Структура амфиболитов, как правило, гранобластовая, лишь в отдельных случаях наблюдались гранолепидобластовая (обогащение породы биотитом) и гранобластовая структуры с некоторыми чертами нематабластовой за счет обильных призматических зерен роговой обманки (фиг. 6 и 7).

По минералогическому составу амфиболиты уланнурской свиты могут быть разбиты на несколько групп в зависимости от содержания роговой обманки и лейкократовых минералов. К числу последних относится прежде всего плагиоклаз № 42—69. Основность плагиоклаза, как показало изучение шлифов, не всегда находится в прямой связи с



Фиг. 6. Общий вид структуры почти мономинерального амфиболита уланнурской свиты,  $\times 60$ , николи  $\parallel$ . Редкие и мелкие вкрапленники плагиоклаза (светлое) и магнетита (черное)

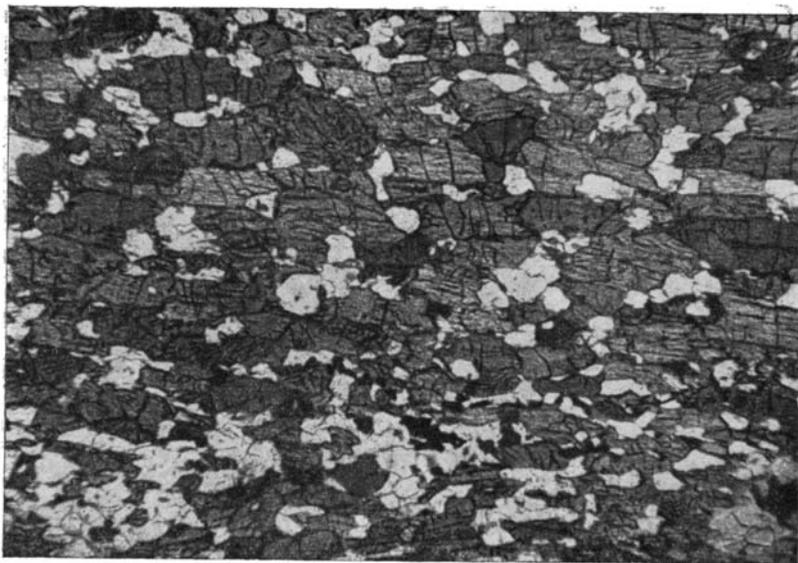
повышенным содержанием роговой обманки в шлифе. По-видимому, это можно объяснить известной погрешностью определения процентного состава породы, связанной с произвольностью сечения шлифа и малой его площадью при относительно крупных размерах зерен минералов в породе. Плагиоклазы в амфиболитах чаще свежие, но иногда наблюдается их обильная соскритизация. Помимо плагиоклаза в составе амфиболитов спорадически присутствует кварц. Очень часто отмечается густо окрашенный, бурый биотит, содержание его иногда достигает до 15%.

Из ряда других минералов, входящих в состав амфиболитов в качестве второстепенных или аксессуарных, следует назвать бесцветный моноклинный пироксен (диопсид или салит —  $\angle C:Ng=39-43^\circ$ ,  $(+)2V=59-60^\circ$ ), рудный минерал (магнетит, сфен), апатит, гранат (альмандинового ряда) и циркон.

Роговая обманка рассматриваемых амфиболитов слагает в породе зерна удлинённой, обычно неправильной формы, редко сравнительно правильные призматические зерна. Часто зерна роговой обманки имеют включения плагиоклаза, магнетита, реже кварца. В проходящем свете минерал обычно обнаруживает интенсивную зеленую или буровато-зеленую окраску с характерным плеохроизмом в тех же тонах от максимальной густоты окраски по  $Ng$  до очень светлой окраски по  $Np$ . Величины угла  $C:Ng$  и угла оптических осей находятся в пределах, отвечающих константам обыкновенных роговых обманок ( $\angle C:Ng=15-18^\circ$ ;  $(-)2V=67-85^\circ$ ).

Следует отметить, что иногда наблюдаются роговые обманки с очень бледной зеленой окраской и зеленые с синеватым оттенком. Оптические константы и форма зерен таких разновидностей подобны константам описанных выше обыкновенных роговых обманок.

Размер зерен главных минералов амфиболитов следующий: роговая обманка — 0,25—1,5 мм (иногда до 3—5 мм в длину), плагиоклаз — 0,3—1,0 мм, биотит — 0,25—1,00 мм.

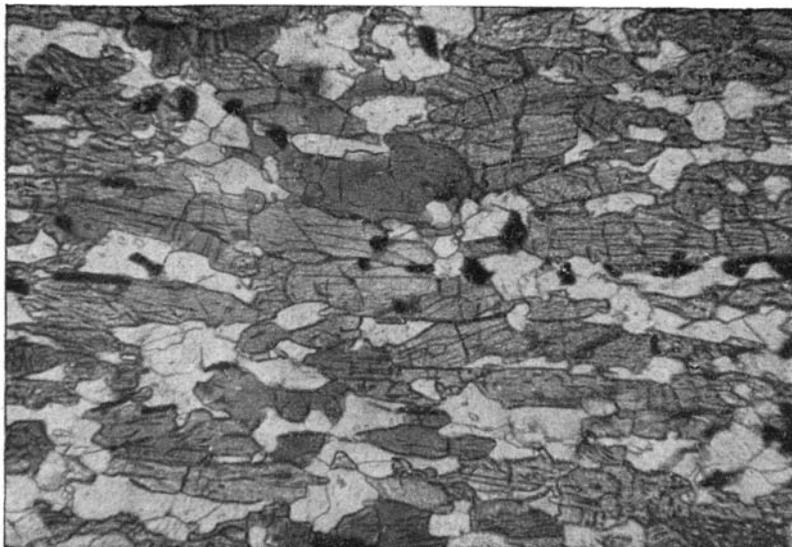


Фиг. 7. Плагиоклазовый амфиболит уланурской свиты,  $\times 30$ , без анализатора. Структура гранобластовая. Линейность текстуры подчеркнута ориентировкой зерен роговой обманки, послойным распределением прослоев с плагиоклазом и включений магнетита

В соответствии с составом преобладающую часть амфиболитов уланурской свиты следует называть плагиоклазовыми амфиболитами, иногда биотито-плагиоклазовыми амфиболитами. В нескольких случаях можно выделить диопсидовые, гранатовые и кварцево-плагиоклазовые амфиболиты.

Роговообманково-плагиоклазовые кристаллические сланцы по минералогическому составу близки к амфиболитам. Как и в амфиболитах, главная роль в составе сланцев принадлежит роговой обманке и плагиоклазу. Различие заключается лишь в процентном соотношении этих минералов, т. е. в преобладании плагиоклаза и несколько меньшей его основности. В кристаллических сланцах основность плагиоклаза никогда не превышает № 60, а в среднем соответствует основному олигоклазу-андезину № 29—40. Роговая обманка сходна с одноименным минералом из амфиболитов, имеет такую же темно-зеленую или зеленую окраску в проходящем свете. Ее константы —  $\angle C : Ng = 15-19^\circ$  и  $(- ) 2V = 75-85^\circ$ .

Второстепенную роль в составе роговообманково-плагиоклазовых сланцев играют кварц и биотит. Количество кварца чаще невелико (менее 1—2%), иногда он составляет 5—10% породы. Биотит (густо-бурый, интенсивно плеохроирующий) иногда совершенно отсутствует, иногда слагает единичные чешуйки, в отдельных же случаях он очень обилен и содержание его достигает 15%. Из минералов-примесей почти всегда отмечается рудный минерал и очень часто — апатит. Отметим, что содержание апатита в этих породах превышает пределы обычных содержаний аксессуарных минералов. Иногда на долю апатита приходится несколько процентов от общего состава породы. В единичных случаях было отмечено присутствие примеси моноклинного пироксена (салита) и аксессуарных сфена и циркона. Последний всегда представлен мелкими включениями в биотите с типичными плеохроичными каймами. Вторичные минералы в рассматриваемых породах имеют ограниченное распространение. Чаще всего наблюдается сравнительно умеренная



Фиг. 8. Меланократовый роговообманково-плагиоклазовый кристаллический сланец уланнурской свиты, без анализатора,  $\times 40$ . Порода совершенно свежая с четко выраженной линейной микротекстурой. Черное — магнетит

сосюритизация плагиоклаза, изредка отмечается вторичный эпидот и иногда хлорит, развивающийся по роговой обманке.

По минеральному составу можно выделить две разновидности кристаллических сланцев, а именно: собственно роговообманково-плагиоклазовые кристаллические сланцы и, менее распространенные, биотито-роговообманковые кристаллические сланцы. В качестве переходной разновидности к типу роговообманковых плагиогнейсов можно рассматривать кварцево-роговообманковые плагиоклазовые кристаллические сланцы.

По внешнему облику роговообманковые кристаллические сланцы отличаются от амфиболитов более светлой, серой окраской. Для текстур характерна более четко выраженная сланцеватость, связанная с большим содержанием светлого плагиоклаза в тонких прослоях, часто чередующихся с прослоями, насыщенными роговой обманкой и иногда биотитом. Породы преимущественно среднезернисты, преобладающая часть зерен главных минералов имеет размер 0,3—1,0 мм. Изредка роговая обманка достигает 3—4 мм в длину. Структура кристаллических сланцев гранобластовая, иногда гранолепидобластовая. Почти всегда эти структуры сочетаются с четкой линейной микроструктурой (фиг. 8).

Следующую группу метаморфических пород уланнурской свиты составляют сравнительно меланократовые плагиогнейсы, главным темноцветным минералом в которых является также обыкновенная роговая обманка. Здесь этот минерал имеет такой же облик и те же оптические константы, что и в рассмотренных выше амфиболитах и роговообманковых кристаллических сланцах.

В составе роговообманковых плагиогнейсов главными являются три минерала: плагиоклаз (олигоклаз-андезин № 28—45 и в одном случае лабрадор № 55), обыкновенная роговая обманка и кварц. В некоторых разностях к этим минералам прибавляется бурый биотит. Роговообманковые плагиогнейсы характеризуются весьма широкими вариациями содержания роговой обманки (5—45%) и сравнительно вы-

держанным содержанием плагиоклаза и кварца (соответственно — 30—65 и 15—45%). Биотит, как и в роговообманковых кристаллических сланцах, может совершенно отсутствовать или он представлен в заметном количестве — до 15%. Вместе с этим, плагиогнейсы обладают постоянной примесью магнетита и апатита. Из числа других минералов в виде примеси наблюдается моноклинный пироксен (салит), изредка акцессорный циркон, включенный в биотит и вторичные минералы — эпидот и серицит (по плагиоклазу); в единичных случаях, наблюдается образование хлорита по роговой обманке.

Плагиогнейсы, содержащие биотит, имеют преимущественно гранолепидобластическую структуру, для остальных пород типична гранобластовая структура. Линейность текстуры почти всегда определяется довольно четкой ориентировкой темноцветных минералов, выдержанными прослоями кварцево-плагиоклазового состава или субпараллельной ориентировкой большинства минералов породы, обладающих в этом случае слегка удлиненными очертаниями. Внешний облик плагиогнейсов сходен с роговообманково-плагиоклазовыми кристаллическими сланцами. Роговообманковым плагиогнейсам присущ еще более лейкократовый облик, чем кристаллическим сланцам и, тем более, амфиболитам.

Биотитсодержащие плагиогнейсы и гнейсы являются одними из наиболее распространенных пород в составе уланнурской свиты, уступающими по количеству лишь амфиболитам и роговообманковым кристаллическим сланцам. Биотитсодержащие гнейсы имеют светло-серую, серую, реже темно-серую окраску. Текстура чаще всего типичная сланцеватая; реже сланцеватость породы не улавливается, но наблюдается отчетливая плоско-параллельная (гнейсовидная) текстура, обусловленная ориентировкой рассеянных чешуек слюды. Иногда наблюдается очковая текстура, появление которой всегда связано с локально проявленными процессами наложенной послеархейской фельдшпатизации, и такая порода может быть отнесена к типу биотитового гнейса лишь по чисто формальным признакам. В нескольких случаях черты очковой текстуры наблюдались в сильно катаклазированных гнейсах. Сложение пород почти всегда среднезернистое и лишь в виде редких исключений наблюдались мелкозернистые или крупнозернистые разновидности. Структура гнейсов чаще всего лепидогранобластовая, при малых содержаниях биотита — гранобластовая. В отдельных участках породы видны черты гранулитовой структуры. Микроструктура пород этого типа всегда характеризуется чертами линейности, подчеркнутой ориентировкой чешуек биотита и удлиненных зерен кварца и полевых шпатов.

В состав пород всегда входит плагиоклаз. Его основность, судя по измерениям, выполненным в 39 шлифах, меняется в значительных пределах от олигоклаза № 14 до андезина № 40. Широкие колебания основности плагиоклаза определяются наличием двух разновидностей гнейсов — плагиоклазовых и гнейсов нормального состава, т. е. содержащих одновременно плагиоклаз и кварц. Кроме этого, вероятно зависимость основности плагиоклаза от вариаций минерального состава пород. Лишь в единичных случаях микроклин присутствует в породах с плагиоклазом более основным, чем олигоклаз-андезин № 30. Возможно, эта зависимость свидетельствует о сингенетичности плагиоклаза и микроклина, о появлении калиевого полевого шпата в прямой зависимости от первичного состава исходной породы, впоследствии подвергшейся метаморфизму. Это предположение подкрепляется тем, что более основные по составу метаморфические породы свиты не содержат калиевого полевого шпата и для древних гнейсовидных мигматитов и гранитоидов этот минерал также не характерен.

Кроме плагиоклаза, в состав рассматриваемых гнейсов входят также кварц и биотит. Последний в проходящем свете всегда имеет бурую,

иногда густо-бурую (до непрозрачной) окраску, обнаруживает типичный интенсивный плеохроизм и очень часто содержит мелкие включения циркона, окруженного плеохрончными двориками. Количество биотита обычно не выше 15%. Кварц и плагиоклаз содержатся в разных соотношениях. В биотитовых гнейсах нормального состава к плагиоклазу, кварцу и биотиту добавляется микроклин либо в качестве незначительной примеси (несколько процентов), либо, чаще, в количестве 5—15%. В двух случаях микроклин резко преобладает над плагиоклазом, но здесь мы имеем дело с биотитовыми гнейсами, подвергшимися наложенной фельдшпатизации, связанной, вероятнее всего, с протерозойскими гранитоидами. Об этом свидетельствуют и порфиробластовые структуры двух этих гнейсов, являющиеся для всей группы пород исключением. Гнейсы часто содержат незначительную примесь рассеянного мелкого магнетита, а в качестве аксессуарных минералов — циркон и апатит. Часто эти минералы присутствуют совместно. Из числа редко встречающихся второстепенных минералов можно назвать гранат альмандинового ряда и обыкновенную роговую обманку.

Вторичные минералы здесь представлены мусковитом (серицитом), развивающимся чаще по плагиоклазу и, реже, замещающим биотит. Содержание мусковита в породе, как правило, незначительно. Изредка наблюдается образование хлорита по биотиту и эпидота по плагиоклазу.

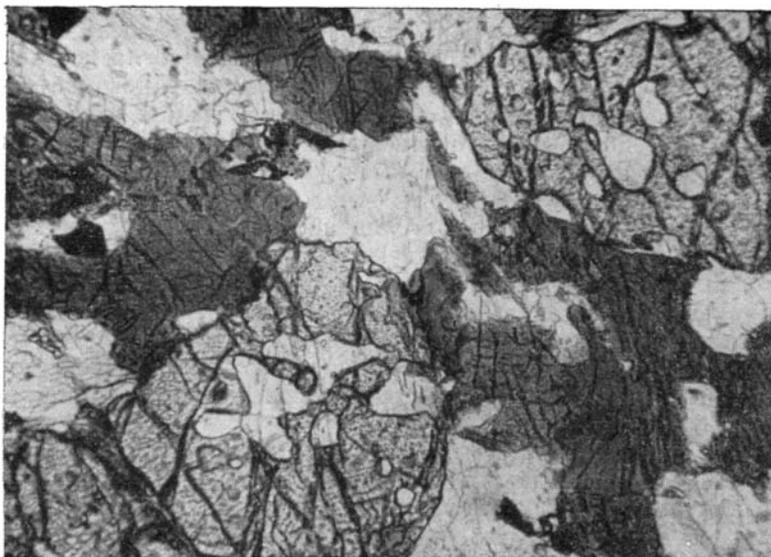
По минеральному составу и внешнему облику к биотитосодержащим гнейсам очень близки гранатсодержащие гнейсы. Главные минералы их: плагиоклаз (олигоклаз-андезин № 24—35), кварц, биотит и гранат альмандинового ряда. При таком составе, наиболее часто встречающемся, порода может быть названа биотито-гранатовым плагиогнейсом. В отдельных образцах обнаруживается присутствие микроклина. Можно считать, что микроклин относится к образованиям двух генераций. В некоторой части пород микроклин, по-видимому, сингенетичен с остальными минералами. В других — его образование вызвано локальной фельдшпатизацией архейских гнейсов протерозойскими гранитоидами. В последнем случае в породах появляются черты очковой текстуры, а в шлифе видны признаки метасоматического замещения плагиоклаза микроклином. По составу гранатсодержащие гнейсы с микроклином обеих генераций тождественны и могут быть объединены под названием биотито-гранатовых гнейсов.

Для всей группы рассматриваемых гнейсов характерна лепидогранобластовая или гранобластовая структура. Фельдшпатизированные различия имеют порфиробластовую структуру с порфиробластами, сложенными микроклином. Иногда наблюдаются признаки катакластической структуры также на фоне гранобластовой или порфиробластовой.

В минеральном составе, кроме перечисленных выше главных минералов, спорадически встречаются аксессуарные — апатит, циркон и магнетит. В одном случае была отмечена примесь очень сильно биотитизированного гиперстена и роговой обманки. В другом случае были обнаружены новообразования силлиманита (фибрлит) в ассоциации с гранатом. Графит, по-видимому, не характерен для гранатовых гнейсов уланнурской свиты. Его присутствие в виде единичных чешуек наблюдалось всего дважды. Это обстоятельство резко отличает гнейсы уланнурской свиты от одноименных пород хобойской свиты, в которых, как мы видели, графит весьма обилен.

Вторичные изменения биотито-гранатовых плагиогнейсов и гнейсов, как правило, незначительны и сводятся к умеренной мусковитизации биотита или плагиоклаза. В одном случае наблюдался вторичный эпидот.

В двух случаях были выделены породы с несколько необычной ассоциацией граната и обыкновенной роговой обманки. Одна из этих пород



Фиг. 9. Ассоциация граната и роговой обманки в гранато-роговообманково-плагиоклазовом кристаллическом сланце уланнурской свиты,  $\times 55$ , николи ||

по составу отвечает гранато-роговообманковому плагиогнейсу, а другая — биотито-роговообманково-гранато-плагиоклазовому кристаллическому сланцу. Обе эти породы имеют в образце серую окраску, неясно выраженную гнейсовидную текстуру и среднезернистое сложение. Структура пород гранобластовая (фиг. 9), в одном случае с чертами катакlastической. Существенно отличает эти породы от гранатсодержащих гнейсов лишь высокое содержание темно-зеленой обыкновенной роговой обманки ( $\angle C : Ng = 17^\circ$ ,  $(- ) 2V = 75^\circ$ ), ассоциирующей с алемандином.

Пироксенсодержащие гнейсы и кристаллические сланцы не характерны для состава уланнурской свиты. Они слагают маломощные и редкие прослои среди роговообманковых кристаллических сланцев и амфиболитов. Пироксеновые гнейсы и кристаллические сланцы по внешнему облику, составу, текстурам и структурам подобны аналогичным породам лежащих ниже свит. В пироксенсодержащих парародах уланнурской свиты постоянно присутствуют плагиоклаз (андезин-лабрадор № 37—57) и моноклинный пироксен, близкий к диопсиду (в шлифе бесцветный;  $\angle C : Ng = 39—42^\circ$ ,  $(+ ) 2V = 59—60^\circ$ ). Спорадически и в разных количествах содержится кварц, бурый биотит, темно-зеленая (в шлифе) роговая обманка, также иногда выполняющие роль одного из главных минералов. Из минералов-примесей очень характерен сфен (до 2—3%); часто отмечается рассеянный титаномагнетит, реже — акцессорный апатит. В единичных случаях в шлифах обнаруживаются скаполит, гранат и карбонат.

Гнейсы и кристаллические сланцы уланнурской свиты слагают почти две трети площади острова. Это самые распространенные породы. Несмотря на это обстоятельство, казалось бы очень благоприятное для изучения этой части разреза архея, составить отчетливое представление о последовательной смене одних пород другими и о характере изменения пород по простиранию оказалось довольно трудно. Эти затруднения, как выяснилось постепенно в ходе полевых работ, обусловлены

крайним непостоянством, фациальной неустойчивостью двух указанных выше типов горных пород. Так, в верхней части разреза свиты непосредственно под мраморами заглинского горизонта согласно залегают то биотито-гранатовые, то роговообманковые гнейсы. Многократные пересечения поля развития уланнурских гнейсов в южной и средней части Ольхона обычно показывают почти монополюсное распространение гнейсов и кристаллических сланцев с амфиболом или амфиболитов. С другой стороны, в хороших крупных обнажениях особенно обильных на юго-восточном склоне острова, обращенном к Байкалу, всегда наблюдается частая и тесная перемежаемость биотитовых, биотито-гранатовых гнейсов с амфиболовыми гнейсами, сланцами и амфиболитами. По простиранию пачки гнейсов различного состава сменяют одна другую. Таким образом, тесное переплетение фаций, фациальная неустойчивость всех компонентов разреза не дают пока возможности выделения каких-либо опорных горизонтов внутри свиты, расчленения ее на подсвиты и т. д.

Породы уланнурской свиты очень часто и на больших площадях интенсивно мигматизированы и гранитизированы древними архейскими плагиогранитами. Можно сказать, что поля развития уланнурских гнейсов являются излюбленными участками мигматизации и гранитизации, в отличие от выше- и нижележащих свит, в которых древняя гранитизация имеет локальное распространение. Широкое развитие мигматизированных разновидностей уланнурских пород зачастую не позволяет установить характер исходной породы, что также затрудняет определение стратиграфических взаимоотношений.

Для характеристики нижней части разреза свиты приведем соответствующее описание по наблюдениям на южном склоне горы Жима, в крутом скалистом безымянном каньоне вблизи мыса Ижимей (снизу вверх):

	Мощность, м
1. Послойно мигматизированные биотито-гранатовые плагиогнейсы . . . . .	25 (видимая)
2. Биотито-роговообманковые плагиогнейсы и биотито-роговообманковые кристаллические сланцы . . . . .	3,5—5
3. Биотито-гранатовые плагиогнейсы, отличающиеся от предыдущих значительным содержанием граната . . . . .	5
4. Частое переслаивание (через 10—20 см) биотито-гранатовых плагиогнейсов и роговообманково-плагиоклазовых кристаллических сланцев и амфиболитов . . . . .	5—7
5. Биотито-гранатовые плагиогнейсы . . . . .	до 10
6. Роговообманково-плагиоклазовые кристаллические сланцы и плагиогнейсы с пропластками амфиболитов и послойными инъекциями . . . . .	10
7. Биотитовые плагиогнейсы с редкими зернами граната . . . . .	3
8. Переслаивание роговообманково-плагиоклазовых кристаллических сланцев и амфиболитов . . . . .	5—6
9. Биотитовые плагиогнейсы, слюдястые (биотитовые) мигматиты с редкими зернами граната . . . . .	не менее 50
10. Роговообманково-плагиоклазовые кристаллические сланцы, переслаивающиеся с амфиболитами . . . . .	40—45
11. Биотитовые плагиогнейсы с отдельными пачками роговообманково-плагиоклазовых кристаллических сланцев и амфиболитов. Мощность меланократовых пачек до 5 м . . . . .	до 60

Создается впечатление, что нижняя часть разреза уланнурской свиты сложена неритмичным чередованием биотито-гранатовых, биотитовых плагиогнейсов и роговообманковых гнейсов, сланцев и амфиболитов. Верхняя половина разреза свиты, судя по наблюдениям в самых различных частях острова, сложена по преимуществу роговообманковыми кристаллическими сланцами и амфиболитами. Биотитовые и биотито-гранатовые породы здесь распространены незначительно, в виде прослоев и линз небольшой мощности. Опыт многократных попыток про-

слеживания по простиранию пачек биотито-гранатовых гнейсов, макроскопически весьма характерных, в надежде выделения опорных горизонтов, всегда был безуспешным. Биотито-гранатовые гнейсы, также, впрочем, как и другие породы, составляющие уланнурскую свиту, не прослеживаются по простиранию более чем на несколько сотен метров, редко на 1—2 км.

В итоге мы приходим к представлению о большой фациальной неустойчивости всех компонентов уланнурской свиты. Причину этого явления можно было бы искать в вероятной большой доле участия в разрезе свиты эффузивных и пирокластических пород, находящихся в сложных взаимоотношениях с отложениями водного бассейна. Конечно, мы не можем безоговорочно утверждать седиментогенный характер биотитовых, биотито-роговообманковых, биотито-гранатовых, роговообманково-плагиоклазовых гнейсов и кристаллических сланцев, равно как и многих амфиболитов, тем более, что во всех этих породах не видно графита, характерного для парагнейсов хобойской свиты, и не сохранилось никаких реликтов первичных текстур и структур. Однако правильный характер напластования всех компонентов свиты указывает в свете опыта изучения архея Восточной Сибири (Фролова, 1951, 1955, 1962а), что эти плоскости отражают именно первичную слоистость пород. Следовательно, исходя из этого, можно предположить, что уланнурская свита на Ольхоне сложена по преимуществу осадочными породами.

Для доказательства первичномагматического происхождения амфиболитов обычно считают достаточным наличие одного из следующих признаков: реликтов структуры, типичной для магматических пород (например, габбровой или офитовой), дайковой формы залегания или секущих контактов с вмещающими породами, пластовой формы залегания с нарушением характерной стратиграфической последовательности, устанавливаемым наблюдением по простиранию. Иногда используется для этих целей общее сходство химических составов амфиболитов и пород семейства габбро и базальтов. Однако сходство химического состава не может быть решающим аргументом для определения первичного происхождения породы, если сравнение производится по единичным анализам и не учитывается возможность изменения состава породы при метаморфизме и процессах гранитизации и т. д. При описании амфиболитов, широко распространенных в составе уланнурской свиты, мы отмечали, что ни форма их залегания, ни структура и текстура не обнаруживают никаких признаков магматического происхождения. С другой стороны, фациальная пестрота состава свиты наводит на мысль о возможном и значительном участии вулканогенных пород в ее разрезе.

Вопросу определения первичного происхождения амфиболитов по химическим и геохимическим признакам посвящены интересные работы Лападю-Арга (Lapadu-Argues, 1953) и С. и А. Энгель (А. Engel, С. Engel, 1951).

Основываясь на результатах многочисленных анализов, С. и А. Энгель утверждают, что наиболее надежным методом для генетической классификации амфиболитов является изучение унаследованных, первичных аксессуарных элементов. Эти элементы почти не изменяют своих концентраций при процессах динамотермального метаморфизма и в начальных стадиях гранитизации, когда по всем остальным физико-химическим признакам амфиболиты различного происхождения уже не различаются. Речь идет о повышенной концентрации кобальта, никеля, хрома, скандия и меди и о пониженных концентрациях свинца, золота и бария в ортоамфиболитах по сравнению с амфиболитами, образовавшимися за счет карбонатных осадочных пород.

Отсутствие амфиболитов достоверного генезиса на Ольхоне и в смежных районах не позволяет в полной мере опереться на методику

С. и А. Энгель. Нами была предпринята попытка сравнения геохимических особенностей амфиболитов и других пород архейского разреза, первичноосадочный генезис которых, как будто, сомнений не вызывает. Количественный анализ<sup>1</sup> аксессуарных элементов произведен спектральным методом в тех же пробах амфиболитов, которые были подвергнуты полному силикатному химическому анализу (химические анализы и их обсуждение мы приведем ниже). В качестве объекта сравнения были взяты несколько проб биотитовых, биотито-гранатовых плагиогнейсов и роговообманково-плагноклазовый кристаллический сланец. Ниже приводятся результаты анализа.

Таблица 1

Содержание аксессуарных элементов в амфиболитах и гнейсах (в %)

Проба	V	Ni	Co	Sc	Cr	Pb	Ag
224—60	0,078	0,020	0,007	0,007	0,037	—	Следы
608—61	0,053	0,020	0,007	0,013	0,12	—	>
610—61	0,089	0,017	0,0076	0,009	0,045	—	>
182—60	0,13	0,004	0,0055	0,011	0,046	—	>
321 <sup>e</sup> —61	0,037	0,0045	0,0045	0,006	0,049	—	>
224 <sup>a</sup> —60	0,055	0,005	0,0045	0,0072	0,056	—	>
310 <sup>г</sup> —60	0,095	0,003	0,004	0,0077	0,003	—	>
666—61	0,13	0,003	0,0051	0,010	0,003	—	>
80 <sup>c</sup> —60	0,10	0,009	0,007	0,013	0,017	—	>
186—60	0,034	0,021	0,0055	0,0064	0,10	—	>
297 <sup>a</sup> —60	0,10	0,012	0,0068	0,010	0,020	—	>
257—60	0,043	0,003	0,0037	0,005	0,009	—	>
178—60	0,021	0,003	Следы—0,003	0,004	0,0076	Следы	>

Пробы № 224—60, 608—61, 610—61, 182—60, 321<sup>e</sup>—61, 224<sup>a</sup>—60, 310<sup>г</sup>—60, 666—61, 80<sup>c</sup>—60 — амфиболиты; 297<sup>a</sup>—60, 257—60, 178—60 — биотитово-гранатовые плагиогнейсы; проба 186—60 — роговообманково-плагноклазовый кристаллический сланец.

Данные табл. 1 показывают прежде всего пестроту содержания аксессуарных элементов в амфиболитах. Особенно изменчивы в этих породах содержания ванадия и хрома, менее — никеля. Состав спектра гнейсов, сравниваемых с амфиболитами, непостоянен. Полученные результаты, судя по таблице, не дают определенного ответа на интересующий нас вопрос. Содержания и интервалы содержаний аксессуарных элементов и в амфиболитах, и в гнейсах примерно одинаковы. Следовательно, метод С. и А. Энгель оказался непригодным для выяснения генезиса ольхонских амфиболитов.

Работа Лападю-Арга (Lapadu-Hargues, 1953) посвящена всестороннему анализу химизма амфиболитов. Отмечая условность выводов, основанных на единичных химических анализах, Лападю-Арг на основе изучения большого количества химических анализов амфиболитов, оперируя большим числом цифр, пытается определить средний состав данного типа пород. Собранные им анализы были пересчитаны на молекулярные проценты содержания восьми «классических» компонентов — SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, FeO, MgO, CaO, Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O. Анализ каждой из

<sup>1</sup> Выполнен в спектральной лаборатории Института земной коры СО АН СССР А. И. Кузнецовой. Чувствительность метода определения V, Ni, Co, Sc, Cr, Pr, Ag — 0,003%. Элементы — Sn, Bi, Zn, Cd, Sb, Mo, In, Ge, Nb, G, иттрий (?), La, Li не обнаружены.

этих величин позволяет Лападю-Аргу сделать вывод о существовании двух категорий химических составов амфиболитов. Вывод о двойственности составов основывается на содержаниях трех окислов — FeO, MgO, CaO, по которым однозначно устанавливаются два средних максимума. Содержания остальных окислов (SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Na<sub>2</sub>O и K<sub>2</sub>O) дают основание говорить об единственном варианте среднего состава.

Эти данные положены в основу разделения амфиболитов на три типа: железистый, кальцево-магнезиальный и средний. Два крайних типа, по мнению Лападю-Арга, отражают составы двух исходных категорий материнских пород (железистый — породы типа габбро и базальта; кальцево-магнезиальный — породы состава мергеля). Три типа амфиболитов, по Лападю-Аргу, характеризуются следующими содержаниями основных окислов (табл. 2).

Таблица 2

Содержание основных окислов в амфиболитах (в мол. %) (по Лападю-Аргу)

	Тип				Тип		
	железистый	средний	кальцево-магнезиальный		железистый	средний	кальцево-магнезиальный
SiO <sub>2</sub>	54,0	54,0	54,0	MgO	10,0	11,0	11,5
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10,5	10,5	10,5	CaO	10,0	11,5	12,5
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,5	1,5	1,5	Na <sub>2</sub> O	2,5	3,0	3,0
FeO	11,0	8,0	7,0	K <sub>2</sub> O	0,5	0,5	0,5

Для выяснения химического типа амфиболитов уланнурской свиты ольхонской серии было проанализировано девять проб амфиболитов. Пробы были взяты на Ольхоне и на прилежащих к нему участках материка по возможности из амфиболитов с разными формами залегания. Таким образом, почти исключена возможность характеристики однотипных по генезису пород. Описание форм залегания породы дано в примечании к табл. 3 и 4, где приведены анализы пород<sup>1</sup>. Пересчеты на молекулярные проценты и их сравнение со средними нормативными величинами для трех типов амфиболитов, по Лападю-Аргу, позволяет сделать следующие выводы (табл. 3 и 4).

1. Преобладающее число проб однозначно показало принадлежность рассматриваемых нами амфиболитов и близких к амфиболитам рогово-обманково-плагноклазовых кристаллических сланцев к типу параамфиболитов, что хорошо увязывается с геологическими наблюдениями и что позволяет считать главную массу пород уланнурской свиты первичноосадочными.

2. Лишь два анализа (2 и 4) обнаружили состав среднего типа. Судя по сравнительно пониженным показателям FeO и содержаниям CaO и MgO, приближающимся к кальцево-магнезиальному типу по классификации Лападю-Арга, эти две разновидности вероятнее всего также относятся к первичноосадочным породам.

3. Лишь в одном случае (анализ 8) был получен состав, соответствующий типу ортоамфиболита (гранатово-плагноклазовый амфиболит). Подобные породы довольно часто встречаются в составе уланнурской свиты. Они слагают согласные прослойки и пропластки среди обычных амфиболитов (плагноклазовых, биотитовых). Отличие состава гранатосодержащего амфиболита от других амфиболитов можно объяснить некоторым первичным обогащением железом осадочной породы типа

<sup>1</sup> Выполнены в химической лаборатории ГИН АН СССР.

Химический состав амфиболитов уланнурской свиты (в %)

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO <sub>2</sub>	48,22	50,88	52,24	54,50	51,87	45,96	44,40	54,51	48,77
TiO <sub>2</sub>	1,79	1,86	0,65	0,66	0,80	0,31	1,78	1,56	0,37
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,52	13,16	15,60	16,25	16,47	12,29	16,70	15,48	16,67
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,90	2,18	3,03	3,12	3,22	3,26	3,21	1,88	2,30
FeO	9,20	11,50	6,66	7,81	6,91	6,12	9,39	11,26	4,59
MnO	0,19	0,22	0,17	0,19	0,17	0,22	0,20	0,20	0,13
MgO	6,98	6,19	7,19	3,87	6,31	13,08	9,11	3,69	10,17
CaO	10,18	9,81	9,83	9,90	10,04	15,47	11,03	8,18	14,39
Na <sub>2</sub> O	2,52	2,04	2,82	1,90	2,73	1,23	2,75	2,36	1,30
K <sub>2</sub> O	1,02	0,23	0,52	0,36	0,53	0,90	0,34	0,22	0,14
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,17	0,23	0,22	0,12	0,24	0,07	0,14	0,12	0,11
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,68	1,06	0,57	0,49	0,70	0,47	0,98	0,49	0,49
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,35	0,25	0,18	0,31	0,23	1,29	0,18	0,34	0,31
CO <sub>2</sub>	Нет	Нет	0,02	Нет	0,22	0,06	Нет	Нет	Нет
C	0,04	0,16	0,09	0,09	0,04	Нет	Нет	0,05	0,06
Сумма	99,82	0,77	100,69	99,80	100,48	99,73	100,21	100,28	99,80

1 — обр. 80е—60 г. — Ольхон, в 2,5 км на северо-восток от мыса Уншуй, скальное обнажение биотитовых и биотито-гранатовых плагногнейсов. Амфиболиты слагают небольшие линзы мощностью 1,5—4,0 м, длиной 8,0—20 м; 2 — обр. 182—60 г. — Приольхонье, верховья пади Сатюрты. Пропластки амфиболитов мощностью 3—6 м переслаиваются с роговообманково-плагноклазовыми кристаллическими сланцами и биотитовыми плагногнейсами; 3 — обр. 224<sup>a</sup> — 60 г. — Приольхонье, близ устья пади Оргойта. Однообразный пласт мелкозернистого плотного амфиболита, мощностью не менее 200 м; 4 — обр. 310г—60 г. — западный берег пролива Малое море, приустьевая часть долины р. Зогдук. Амфиболиты слагают пласт мощностью около 12—15 м среди двуслюдяных мелкозернистых сланцев, диафторитов по гнейсам уланнурской свиты; 5 — обр. 321<sup>e</sup> — 60 г. — мыс Котельниковский, губа Хары. Амфиболиты слагают мощные однородные горизонты (до 150—200 мм), переслаивающиеся с подчиненными биотитовыми и биотито-гранатовыми плагногнейсами; 6 — обр. 608—61 г. — Ольхон, хребтик над пос. Ташкай. Амфиболиты наблюдаются в виде пропластков и линз среди различных гнейсов, роговообманково-плагноклазовых кристаллических сланцев и мигматитов. Мощность пропластков и линз амфиболитов не превышает 2—3 м; 7 — обр. 610—61 г. — Ольхон, верховья пади Холзан. Амфиболиты в тех же формах залегания, что и в предыдущем случае; 8 — обр. 666—61 г. — Ольхон, хребет, выходящий в глубину залива Хул. Однообразные пласты амфиболитов, тесно переслаивающихся с гранатовыми амфиболитами и меланократовыми гранато-роговообманково-плагноклазовыми кристаллическими сланцами. Мощности чередующихся пропластков разных пород колеблются от нескольких сантиметров до 10—12 м. Проба взята из пласта гранато-плагноклазового амфиболита; 9 — обр. 186—60 г. — Приольхонье, верховья пади Сатюрты. Роговообманково-плагноклазовый кристаллический сланец, меланократовый. Пропластки различной мощности среди биотито-гранатовых, биотитовых плагногнейсов, амфиболитов и мигматитов.

мергеля. В пользу этого взгляда свидетельствует переслаивание с параамфиболитами, а также текстурные особенности гранатовых амфиболитов (сланцеватость, послойное размещение граната и т. д.), присущие первичноосадочным гнейсам, кристаллическим сланцам и, как мы выше уже отмечали, параамфиболитам. Наблюдаются, кроме этого, и лейкократозные породы состава плагногнейса с той же характерной ассоциацией граната и роговой обманки.

С другой стороны, следует иметь в виду, что гранатовые амфиболиты являются вероятными и близкими производным эклогитов в процессе их регрессивного метаморфизма (Eskola, 1921; Тернер и Ферхуген, 1962; Трусова, 1956; Lapadu-Nargues, 1953). Прямых наблюдений, указывающих на связь гранатовых амфиболитов с эклогитами, на Ольхоне мы не имеем. В минеральном составе рассматриваемых гранатовых амфиболитов и их структуре также не удается отметить ника-

Таблица 4

Параметры амфиболитов\* и типы пород по классификации Лападю-Арга

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO <sub>2</sub>	53,4	56,0	56,3	60,3	56,7	47,1	48,5	60,2	51,2
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9,4	8,5	9,9	10,7	10,6	7,4	10,7	10,9	10,4
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,6	1,0	1,6	1,2	1,3	1,3	1,3	0,8	0,9
FeO	8,5	10,5	6,0	7,3	6,3	5,2	8,6	10,4	4,0
MgO	11,6	10,2	11,6	6,4	10,2	20,3	14,9	6,0	15,9
CaO	12,1	11,6	11,4	11,8	11,7	17,0	12,9	9,0	16,1
Na <sub>2</sub> O	2,6	2,1	2,9	2,1	2,9	1,2	2,9	2,6	1,4
K <sub>2</sub> O	0,8	0,1	0,3	0,2	0,3	0,5	0,2	0,1	0,1
Тип химизма породы по Ла- падю-Аргу	Кальциево- магнезиаль- ный	Железистый, много кальция и магния	Кальциево- магнезиальный	Кальцие- вый	Кальциево- магнезиаль- ный	Магнезиально- кальциевый	Магнезиально- кальциевый	Желези- стый	Магнезиально- кальциевый
Вероятный ха- рактер исходной породы	Парапоро- да	Средний тип?	Парапорода	Средний тип	Парапо- рода	Парапорода	Парапорода	Ортопо- рода	Парапорода

\* Образцы те же, что в табл. 3.

ких черт и реликтов, свидетельствующих о наличии процессов регрессивного метаморфизма. Наоборот, все имеющиеся у нас данные говорят о равновесности наблюдаемых ассоциаций в архейских породах ольхонской серии. Вместе с тем мелкие тела эклогита среди амфиболитов известны в Приольхонском районе в составе той же уланнурской свиты, но за пределами Ольхона. К сожалению, материалов (полевых наблюдений, химических анализов) пока недостаточно для каких-либо твердых суждений о связях гранатосодержащих амфиболитов с эклогитами, равно как и о первичной природе последних.

Ниже в главе о метаморфизме мы вернемся к этому интересному вопросу.

Заканчивая характеристику уланнурской свиты, отметим, что эта свита, может быть, местами залегает несогласно на лежащих ниже породах хужирской свиты. Это обстоятельство выясняется в процессе детального площадного картирования и выражено на прилагаемой схеме геологического строения острова (рис. 4). Угловые несогласия между уланнурскими гнейсами и кварцитами и мраморами хужирской свиты нигде не наблюдаются, но местами уланнурские гнейсы лежат на мраморах шаманской подсвиты, а в ряде других случаев эти мраморы выпадают из разреза совершенно. Лишь в некоторых частных случаях это явление может быть объяснено пластическим выдавливанием шаманских мраморов в процессе складчатости. Мощность уланнурской свиты определяется в 600—700 м.

### ТАШКАЙСКАЯ СВИТА КРИСТАЛЛИЧЕСКИХ СЛАНЦЕВ И АМФИБОЛИТОВ ( $A_x^{n+3}$ )

Ташкайская свита сложена главным образом амфиболитами, роговообманково-плагиоклазовыми кристаллическими сланцами и в меньшей степени лейкократовыми биотитовыми и биотито-гранатовыми плагиогнейсами. Следовательно, по «набору» пород обнаруживается значительное сходство с уланнурской свитой. Однако роль амфиболитов и амфиболитосодержащих кристаллических сланцев еще значительнее, чем в уланнурской свите. В основании разреза располагается очень характерный, маркирующий заглинский горизонт мраморов, кварцитов и подчиненных им диопсидсодержащих пород.

Главными породами в составе заглинского горизонта являются мраморы. От мраморов лежащей ниже хужирской свиты данные породы отличаются либо незначительным содержанием графита, либо его полным отсутствием. Цвет мраморов белый. Они часто массивные, реже видны текстуры со слабыми чертами рассланцевания, видимыми по ориентированным редким чешуйкам графита. По-видимому, часть мраморов заглинского горизонта испытала частичную повторную перекристаллизацию в связи с внедрением протерозойских гранитоидов. Такие мраморы крупнозернисты и не содержат графита.

Неизменные и малоизменные мраморы заглинского горизонта среднезернисты и имеют сравнительно простой минералогический состав. Преобладает карбонат, составляющий до 100% породы. Кварцу и графиту принадлежит роль весьма незначительной спорадической примеси. В единичных случаях и в аналогичной роли присутствует бледно-зеленоватая слюдка типа фуксита и бесцветный диопсид ( $C:Ng=38^\circ$ ,  $(+)$   $2V=57^\circ$ ). В контактовоизмененных разностях отмечался тремолит и другие минералы.

Контактовоизмененные породы мы более подробно рассмотрим в соответствующем разделе, посвященном гранитоидам.

Химические анализы мраморов горизонта дали следующие результаты (табл. 5).

Химический состав мраморов заглинского горизонта (в %)

Проба	Минеральный нерастворимый остаток	Влажность	Потери при прокаливании	R <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CaO	MgO	MnO	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	S	Сумма
38 <sup>п</sup> —55	31,92	0,08	29,16	0,28	35,62	1,56	0,015	Следы	0,02	98,66
72 <sup>в</sup> —55	2,64	0,08	42,12	0,32	53,40	0,32	0,09	Нет	0,019	98,91

Пересчет анализов на кальцит и доломит показывает: в пробе 38<sup>п</sup> кальцита — 59,55%; доломита — 7,11%, минерального нерастворимого остатка (кварца) — 31,92%; в пробе 72<sup>в</sup> кальцита — 94,26%; доломита — 1,46%. Судя по этим данным, можно говорить о том, что в составе заглинского горизонта главную роль играют маломagneзиальные разновидности мраморов, так же как и в разрезе хужирской свиты.

В тесной фациальной связи с мраморами стоят кварциты. В составе горизонта они нигде не отмечались в виде сколько-нибудь выдержанных по простирацию пластов, это — линзы и быстро выклинивающиеся прослои.

В штуфах кварциты имеют серую окраску, мелкозернисты, сланцеваты или тонкосланцеваты. В отличие от мраморов того же горизонта, в кварцитах почти всегда обилён графит (до 5%). Часто отмечаются примеси ряда минералов: биотита, плагиоклаза (альбит-олигоклаз № 10—25), микроклина. Изредка встречаются акцессорные апатит и циркон. Из числа вторичных образований следует отметить мусковит. В одном случае его содержание доходит до 15%. Кварцитам присуща гранобластовая структура, в некоторых случаях приобретающая черты роговиковой, в других — зубчатой, сутурной. Размеры зерен главных минералов от 0,1 до 0,5 мм; изредка кварцевые зерна достигают 1,5—2,0 мм в поперечнике.

Диопсидсодержащие породы слагают среди мраморов весьма маломощные и невыдержанные прослои. В разрезе горизонта значение таких пород ничтожно. Для них характерна сравнительно светлая зеленовато-серая окраска, текстура чаще массивная, реже сланцеватая (в кристаллических сланцах), сложение средне- и крупнозернистое. Породы с моноклинным пироксеном разделяются на две группы: 1) диопсидо-скаполитовые, диопсидо-кальцитовые и диопсидовые породы; 2) диопсидо-плагиоклазовые кристаллические сланцы.

Для состава пород первой группы характерны бесцветный диопсид ( $\angle C:Ng=38-39^\circ$ , (+)  $2V=59-60^\circ$ ), скаполит и кальцит. В одном случае наблюдался бледно-зеленоватый не плеохроирующий салит с  $\angle C:Ng=45^\circ$  и (+)  $2V=60^\circ$ . Роль второстепенных минералов и примесей выполняют кварц, графит, бледно-бурая слюдка, весьма похожая на флогопит, плагиоклаз, бурый сфен и титаномagnetит. Породы подобного состава, как правило, неравномернозернисты. Моноклинный пироксен то слагает зерна размером 0,15—0,50 мм, соизмеримые с размером остальных минералов, то зерна размером до 4,5—5,0 мм, резко превышающим величину зерен всех остальных минералов. Вторичные минералы отсутствуют.

Диопсидо-плагиоклазовые кристаллические сланцы серые с зеленоватым оттенком, среднезернистого сложения (соответственно размеры зерен главных минералов 0,15—0,80 мм). В них четко выражена сланцеватая структура.

Плагиоклаз (лабрадор № 57—58) и диопсид (бесцветный или слабо-зеленоватый, не плеохроирующий,  $\angle C:Ng=39^\circ$ , (+)  $2V=59^\circ$ ),

присутствующие в разных соотношениях, но всегда с преобладанием плагиоклаза, являются главными минералами. Примеси и второстепенные минералы представлены кварцем и сфеном. Ко вторичным минералам относится только светло окрашенный синевато-зеленоватый амфибол в виде мелких табличек, развивающийся по диопсиду.

Петрографически породы ташкайской свиты ольхонского архея вполне тождественны одноименным породам лежащих ниже свит. Несомненно лишь разная роль отдельных петрографических типов пород в строении разреза. В этом отношении на первом месте стоят амфиболиты, меланократовые роговообманковые кристаллические сланцы и роговообманковые плагиогнейсы. Присутствуют также породы, одновременно содержащие и альмандин и роговую обманку — гранатовые амфиболиты или гранато-роговообманково-плагиоклазовые кристаллические сланцы. Гранат, как правило, неравномерно распределяется в породе, чем и объясняется сравнительная редкость его обнаружения в шлифе. При полевых исследованиях отмечались часто гранатосодержащие разности подобных пород.

Выше мы говорили о тождестве соответствующих типов пород ташкайской и уланнурской свит. Во избежание повторений, связанных с описанием практически тождественных пород, перечислим лишь главные типы пород рассматриваемой свиты: 1) амфиболиты мономинеральные; 2) плагиоклазовые и кварцево-плагиоклазовые амфиболиты; 3) гранатовые амфиболиты; 4) роговообманково-плагиоклазовые и биотито-роговообманково-плагиоклазовые кристаллические сланцы; 5) роговообманковые и биотито-роговообманковые плагиогнейсы; 6) биотито-гранатовые плагиогнейсы; 7) биотитовые плагиогнейсы и гнейсы.

Поле развития амфиболитовых сланцев, амфиболитов и гнейсов ташкайской свиты очень невелико (фиг. 4). Оно располагается на крайнем юго-западе острова, имеет в плане форму неправильного овала, длинная ось которого проходит вдоль гребня скалистого Уляхтинского полуострова. Здесь располагается наиболее прогнутая часть шарнира Ташкайского синклиория.

Мы не будем повторять того, что было сказано уже при описании стратиграфии уланнурской свиты о соотношениях пород различного состава внутри свиты и их возможном генезисе. Остановимся лишь несколько на стратиграфии заглинского маркирующего горизонта. Этот горизонт выделен по постоянно присутствующим светлым мраморам. Кварциты появляются редко. Они слагают линзы и тонкие прослои. Максимальная мощность подобных линз достигает 10 м, обычно их размеры гораздо более скромны (0,5—1,0 м). В отличие от кварцитов хужирской свиты, в аналогичных породах заглинского горизонта не наблюдается ни тонкой сланцеватости (слоистости), ни бугристых поверхностей напластования. Заглинские кварциты обычно массивные. Что касается диопсидсодержащих пород, то они наблюдаются либо в подошве, либо в кровле горизонта в виде очень тонких прослоев порядка нескольких сантиметров, располагающихся в зоне перехода от гнейсов и кристаллических сланцев уланнурской и ташкайской свит. Мощность заглинского горизонта непостоянна и колеблется от 8 до 50—60 м. Трудно сказать, насколько эти колебания мощности первичны. По периферии поля развития пород ташкайской свиты, осложненного мелкими сильно сжатыми складками и разрывами, мраморы заглинского горизонта сильно милонитизированы и местами выдавлены совершенно, что особенно отчетливо видно в хорошо обнаженных сухих продольных долинах, спускающихся из глубины острова к бухте Загли и впадине озера Нур. Общая видимая мощность ташкайской свиты равна 300 м.

Итак, сводный стратиграфический разрез ольхонской серии архея представляется в следующем виде (снизу вверх):

	Мощность, м
1. $A_x^n$ — <i>хобойская свита</i> парагнейсов и парасланцев (биотитовых, биотито-графитовых, биотито-гранатовых, диопсидовых и роговообманковых)	до 150 (видимая)
2. $A_x^{n+1}$ — <i>хужирская свита</i> :	
а) эренхейская подсвита. Ритмичное чередование мрамора и кварцитов	400—450
б) шаманская подсвита. Графитовые мраморы . . . . .	от 0 до 250—300
3. $A_x^{n+2}$ — <i>уланнурская свита</i> амфиболитов, амфиболовых, биотитовых, гранатовых и других гнейсов и кристаллических сланцев . . . . .	500—600
4. $A_x^{n+3}$ — <i>ташкайская свита</i> амфиболитов, роговообманковых и других гнейсов и кристаллических сланцев. В основании — опорный заглинский горизонт мраморов (мощностью 8—50 м) . . . . .	300 (видимая)

Ольхонскую серию принято рассматривать в качестве стратиграфического аналога учуро-слюдянской серии (Фролова, 1958). Подобная корреляция опирается на классические представления о стратиграфии архея Прибайкалья, введенные в литературу еще И. Д. Черским в конце прошлого столетия (И. Д. Черский, 1886). Как известно, И. Д. Черский предложил двучленное деление архейских («лаврентьевских») образований, причем к верхнему ярусу лаврентьевской группы он относил толщи, сложенные чередованием мраморов, кристаллических сланцев и гнейсов. Для Прибайкалья эти стратиграфические построения сохранили свое значение до настоящего времени, причем нижнему ярусу И. Д. Черского отвечает шарыжелгайская серия Восточного Саяна и хребта Хамар-Дабан, таланчанская толща (серия) восточного побережья Байкала. Верхнему ярусу его схемы соответствует слюдянская серия Южного Прибайкалья, святоноская серия восточного берега Байкала и выделенная нами ольхонская серия.

Однако существенное отличие ольхонской серии от ее южного стратиграфического эквивалента (слюдянской серии) заключается в том, что на Ольхоне карбонатные породы сосредоточены лишь в нижней части разреза, что они не образуют здесь тесного и частого переслаивания с парагнейсами, а слагают резко индивидуализированную свиту (хужирскую). Кроме того, в этой единственной карбонатной свите мраморы тесно ассоциируются с кварцитами, играющими в разрезе почти равновеликую с мраморами роль. Мощности хужирской карбонатной свиты относительно невелика. Парагнейсы в составе ольхонского архея играют небольшую роль. Также специфичны для Ольхона мощные амфиболиты и амфиболсодержащие породы, некоторая небольшая часть которых может быть отнесена к категории ортопород.

Ниже в заключительных главах работы мы попытаемся найти удовлетворительное объяснение специфике стратиграфии ольхонской серии с тектонической точки зрения.

## АРХЕЙСКИЕ ГРАНИТЫ И МИГМАТИТЫ

Выделение последовательных этапов магматизма архея и протерозоя, происходивших в среде глубоко метаморфизованных пород архея Ольхона, встретило серьезные затруднения. Естественно, что главенствующей причиной трудности возрастного и относительного расчленения магматических пород на острове является отсутствие осадочных послепроархейских образований, если не считать третичных и четвертичных отложений. Этот факт и широкое развитие внешне весьма разнообразных гранитов серьезно усложняют изучение и возрастную корреляцию гранитоидов. Наше первое впечатление, полученное в результате полевых исследований 1953 и 1955 гг., сводилось к общему представлению о генетическом и возрастном родстве всех гранитоидов Ольхона. Имевшиеся в то время немногочисленные химические анализы, как будто, подтверждали эту точку зрения. Сумма имевшихся в то время петрографических материалов и характер химизма пород при попытках сопоставления гранитов Ольхона с гранитами четко установленного возраста в смежных районах приводили нас с достаточной уверенностью к выводу о нижнепротерозойском возрасте гранитоидов Ольхона. Однако это представление, равно как и безоговорочное признание многими геологами архейского (?) возраста большинства гранитоидов, располагающихся среди архейских вмещающих пород (например, А. С. Кульчицким, 1957 и др., выделяющим архейский «ольхонский комплекс гранитоидов»), не может не вызывать известных сомнений.

Более детальный и внимательный анализ петрографического, химического материала, некоторых полевых наблюдений и дополнительные единичные химические анализы, выполненные по совету Н. В. Фроловой, заставили нас отвергнуть эти выводы и искать основания для более убедительного расчленения гранитов. В это время сомнения основывались на двух группах фактов. Первая складывалась из несомненной пестроты петрографического облика и разнообразия петрохимического состава пород. Вторая, основанная на полевых наблюдениях, заставляла разделять гранитоиды на две группы, различные по форме залегания — согласные тела с инъекционными контактами и тела с нормально секущими контактами. Имелись также наблюдения о наличии крупных тел гранитоидов в виде типичных даек.

Для окончательного решения вопроса летом 1960 г. было выполнено специальное изучение гранитных полей, хорошо обнаженных на юго-восточном, байкальском побережье острова. Особое внимание при этом было уделено форме залегания гранитов, характеру контактов их с вмещающими архейскими породами и взаимоотношениям между гранитами и жильными породами разных форм залегания. Полученные данные позволяют нам вполне уверенно выделить архейские граниты

и мигматиты в особую группу по целому ряду структурных, петрографических и прочих признаков.

Основным критерием выделения этих древнейших образований является их форма залегания и характер контактов с вмещающими метаморфическими породами архея.

На Ольхоне часто можно наблюдать согласные тела древних гранитов. Чаще всего и наиболее отчетливо конкордантность тел таких гранитов видна в тех обнажениях, где вмещающими гранит породами (в данном случае точнее сказать — гранитизируемыми) являются резко отличающиеся от гранита по внешнему облику меланократовые породы — амфиболиты или роговообманково-плагиоклазовые кристаллические сланцы. Фиг. 10 иллюстрирует сказанное. Материал послонных инъекций представлен биотитовым плагиогранитом с отчетливо выраженной плоско-параллельной текстурой. Ориентировка плоско-стей сланцеватости гранита совпадает со сланцеватостью и плоскостями напластования амфиболитов и сланцев.

В общем виде подобные образования отвечают в известной мере широко употребляемому термину «послойные мигматиты» (артериты), хотя слои гранитного состава в нашем случае достаточно мощны и резко индивидуализированы. В их чередовании по вертикали нет правильной и обязательной повторяемости. Тонкая и частая перемежаемость «слоев» исходных гнейсов с лейкократовыми образованиями типа *lit par lit* распространены значительно меньше. Иногда в породах этого рода наблюдается птигматитовая складчатость (фиг. 11).

Разграничения между гранитным материалом и субстратом иногда вполне резкие, особенно вкрест простираения. В других случаях переходы более постепенны, в переходных «пропластках» видны породы с большим содержанием темноцветных минералов по сравнению с гранитом. На протяжении многих пропластков субстрата в граните отчетливо улавливаются черты мигматита теневого типа.

Менее отчетливое отделение послонных гранитных тел от вмещающих пород наблюдается в том случае, когда исходные гнейсы были более лейкократовыми. В пределах пачек или отдельного слоя лейкократовых гнейсов переход от гранитов к гнейсам очень плавный, постепенный. Контраст между гранитами и гнейсами почти исчезает. Мы нигде не наблюдаем каких-либо каналов, подводящих гранитную магму снизу, что неизбежно наталкивает на мысль о том, что гранитизация гнейсов в данном случае связана не с привнесением вещества откуда-то извне, в частности снизу, а с явлениями, порожденными процессом гранитизации на месте путем селективного анатексиса. О том же свидетельствует



Фиг. 10. Согласные послонные гранитные инъекции в амфиболитах уланнурской свиты. Юго-восточный берег Ольхона, вблизи устья пади Ташкиней



Фиг. 11. Птигматитовые складочки в породах уланнурской свиты. 5 км к югу от мыса Ижимей

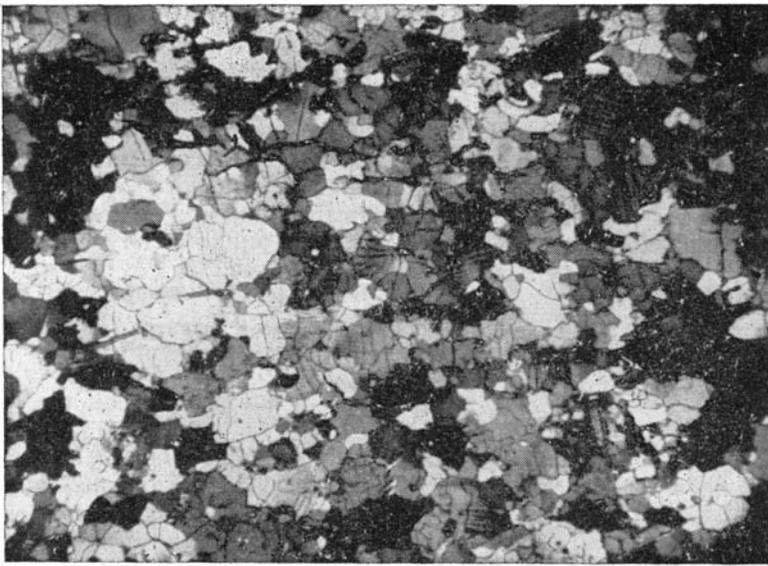
близость, а иногда и тождество набора минеральных компонентов гнейсовидных плагиогранитов и разнообразных лейкократовых гнейсов всех свит ольхонской серии. Исключением является лишь хужирская свита мраморов и кварцитов, в которой нет ни послойных тел гранитов, ни мигматитов.

Петрографическое описание и выделение древнейших гранитоидов и мигматитов сталкивается с затруднениями двоякого рода. С одной стороны, сложно отделение этих гранитоидов от лейкократовых гнейсов, весьма близких к гранитам по внешнему виду и петрографическому составу; с другой, — возможны ошибки в отделении согласных тел более молодых протерозойских гранитоидов со следами гнейсовидности от пластовых согласных тел древних гранитов.

Древнейшие (архейские) гнейсовидные гранитоиды обладают светло-серой окраской, часто с буроватым оттенком, среднезернистым сложением. Текстура во всех случаях либо четко выраженная плоско-параллельная, сланцеватая (особенно характерна для слюдястых артериитов), либо плоско-параллельная, гнейсовидная у гранитов.

Главная особенность древнейших гранитоидов заключается в их гранобластовой структуре, сочетающейся изредка с элементами гранулитовой (фиг. 12). Микротекстура всегда линейна, она выражена чаще субпараллельной ориентировкой биотита, реже — слабо улавливаемой ориентировкой всех минералов.

Минералогический состав гнейсовидных гранитов, как и структура, отличается постоянством. Для преобладающего числа разновидностей гнейсовидного гранита характерно среднее соотношение плагиоклаза и кварца, равное соответственно 60 и 35%. Основность плагиоклаза в гнейсовидных гранитоидах примерно одинакова и отвечает олигоклазу № 23—27. Содержание темноцветных минералов (большой частью бурого биотита) не превышает 5%. В единичных случаях присутствует обыкновенная роговая обманка (не более 5%). Эти четыре минерала являются главными для гнейсовидного гранита. Таким образом, в соответствии с минералогическим составом гнейсовидные граниты следу-



Фиг. 12. Общий вид структуры архейского плагногранита,  $\times 20$ , николи+

ет относить к типу биотитовых, биотито-роговообманковых или роговообманковых плагногранитов.

Калиевый полевой шпат отмечен в виде незначительной примеси в двух шлифах гнейсовидных гранитов и несомненно является минералом, не характерным для этих пород. В числе аксессуаров наблюдаются циркон, магнетит, апатит, редко сфен. В одном случае установлен лейкоксен. Вторичные минералы имеют ограниченное развитие и чаще всего представлены мелкочешуйчатым мусковитом, образовавшимся по плагиоклазу и, реже, по биотиту. В нескольких шлифах наблюдался эпидот.

Артериты и небулиты отличаются от гнейсовидных гранитоидов значительно большей меланократовостью. По минеральному составу эти породы более пестры, чем гранитоиды. В качестве главных присутствуют те же минералы, что и в гранитах — плагиоклаз (олигоклаз — андезин до № 36), кварц, биотит и роговая обманка, аксессуарные минералы (циркон, магнетит, апатит, сфен). По составу среди артеритов и небулитов можно найти аналоги роговообманковых кристаллических сланцев, роговообманковых плагногнейсов, биотитовых плагногнейсов и т. д. Как показывает изучение гнейсовидных гранитов, артеритов, небулитов и метаморфических пород разреза ольхонской серии, в наших руках нет каких-либо устойчивых критериев петрографического порядка для отделения негранитизированных метаморфических пород архея от собственно гранитоидов и пород смешанного состава. Ведущая роль при определении генезиса пород, в свете сказанного, должна принадлежать надежным полевым наблюдениям.

Особое место среди гнейсовидных гранитоидов и тесно связанных с ними разнотипных мигматитов занимают породы кварцево-плагиоклазового состава. По форме залегания это маломощные согласные линзы или прожилки. Состав пород ограничен кварцем и плагиоклазом, иногда слегка мусковитизированным. Это породы с массивной текстурой, крупнозернистого и гигантозернистого сложения (размер зерен доходит до 10 мм). В кварцево-плагиоклазовых породах можно заметить элементы гипидиоморфнозернистой структуры.

## ХИМИЗМ АРХЕЙСКИХ ГРАНИТОИДОВ

Оценивая результаты анализов древнейших гранитов, можно сделать несколько выводов. Прежде всего, бросается в глаза однообразие полученных анализов. Они приведены в табл. 6 под номерами 1, 2, 3. Особенно сходны содержания кремнезема, алюминия, закисного железа и щелочей. Вариации содержаний окисного железа кальция, магния и калия в общем незначительны и, как можно судить по параметрам, вычисленным по методу А. Н. Заварицкого, не меняют впечат-

Таблица 6

**Химический состав архейских гнейсовидных гранитов (в %)**

	1	2	3	4	5	6
SiO <sub>2</sub>	76,27	68,77	75,40	71,89	69,30	73,0
TiO <sub>2</sub>	0,22	0,79	0,18	Следы	0,23	—
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,82	15,15	12,09	15,03	16,81	15,71
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,01	3,49	1,72	1,46	0,28	0,44
FeO	1,48	1,98	1,37		1,26	0,59
MnO	0,05	—	—	0,70	Следы	0,02
CaO	1,79	3,38	2,17	0,84	3,34	4,18
MgO	0,42	1,24	0,64	0,14	1,08	0,48
Na <sub>2</sub> O	4,80	4,08	4,40	5,87	6,00	4,02
K <sub>2</sub> O	0,87	1,02	0,60	2,56	1,39	1,28
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,10	0,32*	0,21	—	—	0,20
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,08	0,35	0,51	0,34	0,50	
CO <sub>2</sub>	Не опр.	0,40	0,26	—	—	
Прочие	—	С—нет	С—нет	—	—	0,24
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,29	Не опр.	Не опр.	—	0,03	
Сумма	100,20	100,67	99,55	—	—	99,96

*Параметры по А. Н. Заварицкому для гнейсовидных древних гранитоидов*

<i>a</i>	11,4	10,4	10,1	15,0	15,0	10,7
<i>c</i>	2,1	4,1	2,7	3,6	3,6	5,1
<i>b</i>	3,5	8,1	4,2	3,7	3,7	1,8
<i>s</i>	83,0	77,5	73,0	77,5	77,7	82,3
<i>Q</i>	+39,0	+30,0	+33,1	+21,8	+21,8	+38,2
<i>a'</i>	22,2	17,2	8,1	41,0	—	—
<i>c'</i>	—	—	—	—	12,7	—
<i>m'</i>	18,5	25,4	25,8	15,0	—	46,0
<i>f'</i>	59,3	57,4	66,1	44,0	38,2	54,0
<i>n</i>	88,5	85,0	92,2	86,6	86,6	82,3
	22,2	36,1	35,4	32,0	—	—
<i>t</i>	0,23	0,86	0,25	0	—	—
<i>a:c</i>	5	2,5	3,7	4,16	4,0	2,0

1 — гнейсовидный плагиогранит, биотитовый, светло-серого цвета (обр. 52—55 г.; аналитик К. И. Захарова, химическая лаборатория ГИН АН СССР, 1959 г.); 2 — гнейсовидный плагиогранит, биотитовый, светло-серого цвета (обр. 306—60 г.; аналитик К. С. Горина, химическая лаборатория ГИН АН СССР, 1962 г.); 3 — гнейсовидный плагиогранит биотитовый, светло-серого цвета (обр. 54Г—55—60 г.; аналитик К. С. Горина, химическая лаборатория ГИН АН СССР, 1962 г.); 4 — трондьемит, по Дэли (Четвериков, 1957); 5 — трондьемит, по Гольдшмиду (Заварицкий, 1956); 6 — алданскит, Алданский массив, Эмелдджакский район (Горшков, 1946).

ления о вполне близком и однотипном составе архейских гранитоидов. Характерны три особенности рассматриваемых пород. Прежде всего, это повышенное содержание глинозема, который, очевидно, входит как в состав полевошпатовой части породы, так и в темноцветные минералы (биотит). Во-вторых, общее содержание щелочей сравнительно с типичными составами гранитов невелико (соответственно, сумма весовых процентов калия и натрия не превышает 5,67, а коэффициент  $a$  не более 11,4). Весьма характерной чертой гнейсовидных гранитов Ольхона является также постоянство соотношения калия и натрия. Последний всегда резко преобладает, что в минеральном составе пород выражено доминированием кислых и средних плагиоклазов и соответственно высоким значением параметра  $n$  (85,0—88,5—92,2).

Минеральный состав древнейших гранитоидов и особенности их химизма указывают на несомненное сходство их с разновидностью гранитоидов, широко известной в литературе под наименованием трондьемитов. Действительно, в обширную группу трондьемитов объединяют гранитоидные породы, состоящие преимущественно из плагиоклаза, кварца и незначительной примеси темноцветных минералов (биотита). Аналогичный состав имеют древнейшие гранитоиды Ольхона, как это хорошо видно из приведенного выше описания.

Для сопоставления химических составов наших гранитов с классическими представителями трондьемитовых гранитов Фенноскандии мы взяли два анализа (первый по Дэли, второй по А. Н. Заварицкому). Несмотря на некоторые расхождения в содержании отдельных окислов, признание общего сходства и петрохимической однотипности этих пород не может вызвать возражений.

Судя по многочисленным описаниям трондьемитов Алданского щита (Фролсва, 1962б; Фролова и Клековкин, 1945; Горшков, 1946 и др.), эти породы, относимые обычно к первой фазе архейской гранитизации, характеризуются теми же петрографическими особенностями, что и древнейшие ольхонские граниты. Приведенный в табл. 6 под номером 6 анализ плагиогранита (алданскита по Г. С. Горшкову, 1944), имеет много общих черт с последними. Наиболее характерной чертой следует считать сходные соотношения натрия и калия и одинаковое общее содержание щелочей. По содержанию других компонентов эти породы также сравнительно близки.

Еще более яркая картина сходства (а в отдельном случае и тождества) получилась при сравнении архейских гранитоидов Ольхона с трондьемитами Фенноскандии. Нами были взяты три анализа биотитового трондьемита из нескольких районов Южной Финляндии (Ниггли, 1950).

В таблице 7 дано сравнение гранитов Ольхона, трондьемитов Финляндии и Алданского щита. Данные анализов пересчитаны по методу Ниггли. Оценивая данные этой таблицы, можно сделать лишь один главный вывод — древние гранитоиды Ольхона безусловно принадлежат к гранитам типа трондьемитов. Вариации величин чисел Ниггли лежат в пределах колебаний содержаний компонентов у разных образцов финских трондьемитов. В одном случае сходство чисел особенно яркое — анализы, приведенные в таблице под номерами 1 и 6. Вместе с тем, отмечая черты близкого сходства, следует подчеркнуть и элементы своеобразия сравниваемых гранитов. Ольхонские трондьемиты по сравнению с финскими имеют более низкое содержание калия и, судя по данным двух анализов (1 и 3), более высокое содержание кремнекислоты,  $k$  не превышает 0,14 (0,12—0,14—0,080), тогда как у финских оно повышено до 0,25 (0,25—0,15—0,19),  $si$ , отражающее общее содержание кремнекислоты, в нашем случае доходит до 452 (452—312—448), а у финских трондьемитов — 286—320—350. Интересно, что

Сравнение гнейсовидных гранитов Ольхона с трондьемитами Южной Финляндии  
(пересчеты по методу Ниггли)

	Гранит, обр. 52— 55Г. Ольхон	Гранит, обр. 306— 60 г. Ольхон	Гранит, обр. 54Г 55—60 г. Ольхон	Биотитовый трондьемит. Кетели, Пи- хемаа	Биотитовый трондьемит. Лэпэнен, Уусикаупунки	Биотитовый трондьемит. Сууриккала, Каланги	Трондьемит, Алданский щит, Эмельд- жакский р-н
<i>si</i>	452	312	448	286	320	350	369
<i>al</i>	44,4	40,8	42,5	39,5	41,5	43,5	47,0
<i>fm</i>	13,2	21,8	16,1	24,5	14,5	13,5	6,7
<i>c</i>	11,4	16,6	13,9	13,5	16,0	11,5	22,3
<i>alk</i>	31,0	20,8	27,5	22,5	26,0	31,5	24,0
<i>k</i>	0,12	0,14	0,08	0,25	0,15	0,19	0,17
<i>mg</i>	0,27	0,37	0,33	0,35	0,34	0,29	0,50

сравнение состава трондьемита Алданского щита с трондьемитами Финляндии и Ольхона обнаруживает некоторое своеобразие алданской породы. По сравнению с анализами 1—6, эта порода содержит больше алюминия ( $al=47,0$ ; у сравниваемых пород — не более 44,4), она более лейкократовая ( $fm=6,7$ ; у других пород не менее 13,5), более магнезиальна ( $mg=0,50$ ; в отличие от пределов — 0,27—0,37).

В заключение необходимо отметить один важный факт. Известно, что многочисленными исследованиями на других площадях развития архея Восточной Сибири (Алданский щит, зона саяно-байкальских каледонид) устанавливается вполне однозначно два главных этапа архейской гранитизации. Древнейшими из них считают трондьемиты. О тождественности ольхонских гнейсовидных плагиогранитов и этих специфических образований мы уже говорили.

Вторым этапом архейской гранитизации было образование сложного комплекса аляскитовых гранитов, весьма характерных для архея большинства известных в настоящее время районов Восточной Сибири, Алданского и Анабарского кристаллических массивов. Как явствует из петрографического описания гнейсовидных гранитов Ольхона (а также и из общей характеристики всех петрографических разновидностей архейского разреза), никаких сколько-нибудь сходных с аляскинтами пород здесь (на Ольхоне) не обнаруживается. Ниже мы постараемся показать, что и в числе протерозойских гранитоидов породы, подобные аляскинтам, также отсутствуют.

Отсутствие архейских аляскитовых гранитов в архее Ольхона, а равно и в других архейских полях Западного и Восточного Прибайкалья, как показали наши детальные наблюдения последних лет, является фактом, заслуживающим особого внимания.

#### МАСШТАБ И ИНТЕНСИВНОСТЬ ПРОЯВЛЕНИЯ ДРЕВНИХ ГРАНИТОИДОВ

Древние гранитоиды слагают по большей части сравнительно тонкие, как уже говорилось, пластовые тела, совершенно согласные с вмещающими гнейсами. Мощность пластовых гранитных тел обычно выражается десятками сантиметров, реже несколькими метрами. Эта форма залегания древнейших гранитоидов наиболее типична и наиболее распространена. От этого среднего морфологического типа наблюдаются две категории отклонений. Первая категория возникает при быстром уменьшении мощности гранитных «пластов», при распаде единого пласта на целую серию тонких пластовых «апофиз», которые

строго согласно располагаются в гнейсах и по мере удаления от гранитного пласта постепенно полностью выклиниваются. С другой стороны, на Ольхоне наблюдается несколько участков (окрестности мыса Ухан, район мыса Хоргой и Хоргойской губы, внутренняя часть острова в верховьях падей Семь сосен и Елга и ряд других, более мелких участков), где роль согласных тел гранитов настолько велика, что они в значительной мере подменяют гнейсы уланурской свиты. Вместе с тем, даже при массовом появлении согласных гранитных тел в них полностью сохраняется складчатая структура материнской гнейсовой толщи, хорошо устанавливаемая по реликтам этих структур (небулиты), по пространственному положению прослоев негранитизированных гнейсов. Независимо от относительной роли гранитов в разрезе, их количества и мощности в целом мощность как отдельных пачек гнейсов, так и всей уланурской свиты не изменяется.

Тесная связь пластовых гранитных тел с гнейсами не дает возможности нанесения на карте каких-то определенных границ зон интенсивной гранитизации. В плане эти зоны имеют форму полей произвольных очертаний, для характеристики которых лучше всего применим старый французский термин — «масляные пятна».

### ВОЗРАСТ ДРЕВНЕЙШИХ ГРАНИТНЫХ ТЕЛ

Относительный возраст древнейших гранитоидов, артеритов и небулитов определяется в достаточной степени надежно; они, несомненно, теснейшим образом связаны с процессом архейского регионального метаморфизма. Гранитизацию и мигматизацию ольхонской серии, вслед за Н. В. Фроловой (1962б) и в соответствии с нашими наблюдениями, следует рассматривать как одну из крайних стадий развития глубинных высокотемпературных минеральных преобразований, приближавшихся к условиям алдано-сланянской фации метаморфизма Д. С. Коржинского (1936). Отсутствие какого бы то ни было контактового воздействия в зонах соприкосновения древних гранитов с гнейсами показывает общность термодинамической обстановки этого периода регионального метаморфизма и образования гранитов.

Пластовые гранитные тела всех размеров принимают участие в складчатости вместе с вмещающими их кристаллическими сланцами и гнейсами. Вместе с тем, никакой избирательной связи древних гранитов с антиклинальными или синклиналиными структурами не устанавливается. Мы вернемся к этому интересному вопросу в главе о тектонике. Здесь же отметим, что архейские гранитоиды по всем признакам относятся к категории образований промежуточного характера. Им присущи черты доорогенных и раннеорогенных образований. На Ольхоне, по-видимому, вскрыт «верхний фронт» гранитизации и анатексиса, зона перехода от наиболее высокотемпературных метаморфических минеральных ассоциаций к области гомогенизации — анатексиса. Вхождение в состав верхнего фронта гранитизации, — анатексиса, обусловило известную незавершенность этого процесса, не дошедшего до конечной стадии, стадии возникновения аляскитовых гранитов (Фролова, 1962б), что хорошо увязывается не только с отсутствием на Ольхоне гранитов аляскитового типа, но и с почти полным отсутствием здесь вообще характерных для архея Восточной Сибири, Южной Якутии и других районов мира пород чарнокитового ряда (Коржинский, 1962).

Верхняя возрастная граница пластовых гранитных тел и мигматитов определяется тем, что все они, равно как и вмещающие их кристаллические сланцы, прорваны типичными интрузивными телами нижнепротерозойских гранитоидов так называемого шаранурского комплекса.

## НИЖНЕПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ИНТРУЗИВНЫЕ ГРАНИТОИДЫ И ИХ ПРОИЗВОДНЫЕ

Послеархейские гранитоиды в пределах Ольхона распространены довольно широко, но не повсеместно и неравномерно. Прежде всего необходимо подчеркнуть, что они слагают ряд массивов. Наиболее крупные из них локализованы в центральной части острова и в меньшей степени в его южной половине. Почти сплошная область развития гранитоидов протягивается от окрестностей мыса Уншуй вдоль байкальского побережья на северо-восток в виде сравнительно неширокой (1—3 км) прерывистой полосы до долины р. Ташкиней. В верховьях Ташкиней и в окрестностях озера Шара-Нур располагаются более обширные поля этих гранитов. Кроме указанных двух, сравнительно крупных полей, на нашей схеме геологического строения (фиг. 4) выделено еще несколько мелких массивов. Они группируются главным образом в юго-западной части острова.

В действительности, выходы гранитоидов на Ольхоне более обильны, но самой распространенной формой их являются дайки различного размера и различной ориентировки. Большинство даек ориентировано одинаково с простираем вмещающих архейских метаморфических пород, что создает внешнее очень убедительное впечатление того, что все это согласные тела. Соответственно этому и создавалось обманчивое впечатление о древности этих гранитов, основанное на широко распространенном мнении о согласном, пластовом залегании типичных архейских гранитоидов. Однако внимательное изучение даек показало, что чаще всего одинаковая ориентировка даек и вмещающих «слоистых» пород ограничивается только простираем. Наблюдения в вертикальных, поперечных срезах крутых скалистых берегов показали, что по отношению к плоскостям напластования гранитные дайки могут располагаться под любыми углами. Примеры такого рода взаимоотношений наблюдаются на мысе Будун, в заливе Тодакт, на мысе Шибеты и в некоторых других местах маломорского и байкальского побережий. Мощностъ согласных даек, как мы уже говорили, различна и колеблется от 1 до 3 м, местами достигая 8 м. Контакты с вмещающими породами резкие, сопровождающиеся слабым ороговикованием вмещающих пород. По контактам часто располагаются зоны смещений (см. главу о тектонике). В целом эти жилы относятся к образованиям трещинного типа. Кроме этого рода жил и даек, на многих участках наблюдаются поперечные секущие тела, сложенные аналогичными гранитоидами. Хорошо выраженные секущие дайки видны на мысе Будун и на южном мысе пади Семь сосен в Семисосенской губе. Система довольно крупных поперечных даек, приуроченная к серии разрывовой же ориентировки, наблюдается в верховьях продольной долины,

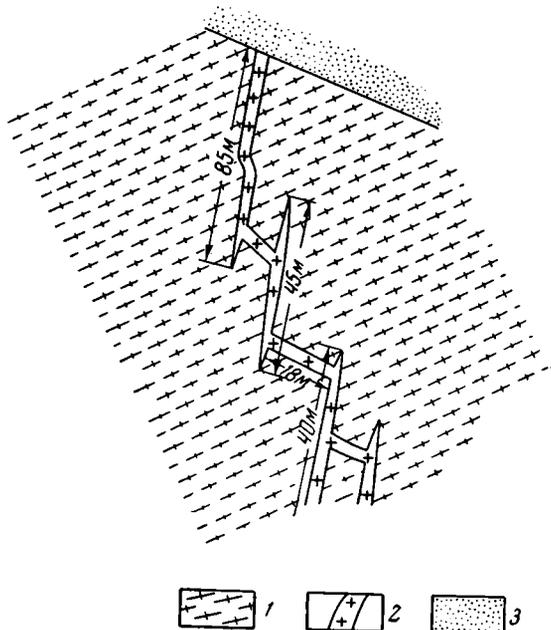
протягивающейся от Ташкайского залива на северо-восток к перевалу Бурхан.

Здесь мощность отдельных даек доходит до 8—10 м. Дайки располагаются кулисообразно, образуя полосу шириной около 25 м. Секущие, поперечные крупные дайки соединяются более мелкими дайками мощностью 2,5—3,0 м. По отношению к залеганию вмещающих кристаллических сланцев, амфиболитов и мигматитов эти жилы имеют согласную ориентировку.

Более детально изучена сложная система даек на склоне Семисосенской губы (фиг. 13). Эти дайки сложены среднезернистыми светло-серыми или розоватыми биотитовыми гранитами со следами развальцевания, рассланцевания и катаклаза. Особенно отчетливо эти явления выражены в приконтактовых частях гранитных тел. На приведенной схеме (фиг. 13), показывающей взаимное расположение даек в плане, видно, что здесь мы имеем дело по крайней мере с четырьмя отдельными линзовидными, выклинивающимися телами гранита.

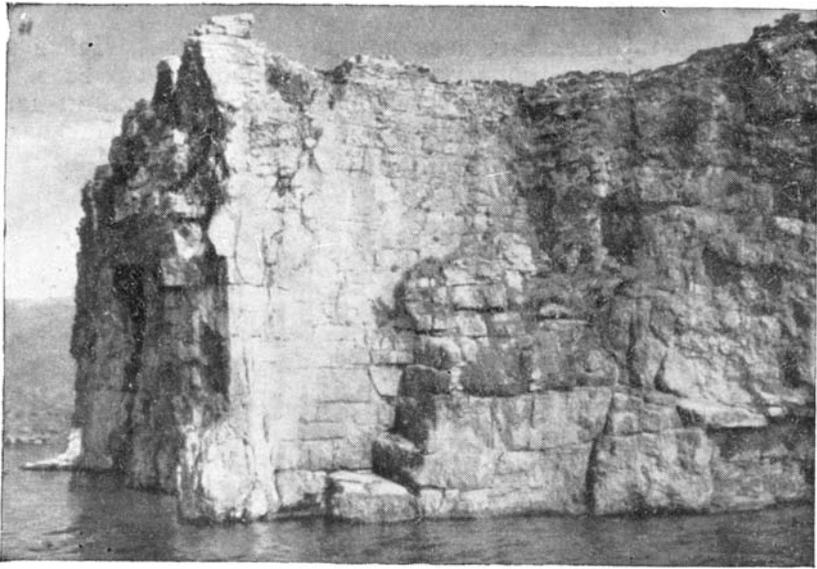
Максимальная мощность даек достигает 6 м. Рисунок даек в плане сложный. На первый взгляд кажется, что мы имеем дело с зигзагообразной единой дайкой. Однако наблюдения показывают, что имеются более крупные дайки с ориентировкой простирания по азимуту  $20^\circ$  и более мелкие по иной системе трещин, как бы соединяющие их. Последние простираются по азимуту  $290^\circ$ . Общая видимая длина кулисообразно расположенных даек составляет 300 м. Судя по ориентировке боковых поверхностей даек, они вертикальны. Вмещающие породы в северном конце этого поля имеют азимут простирания  $80^\circ$  при вертикальном падении.

В других местах острова, особенно на открытой, степной маломорской стороне, наблюдаются участки с очень густой сетью даек. В плане эти дайки образуют густую сетку с ромбовидной формой ячеек. Такие поля массового развития даек наблюдаются на перевале из Семисосенской пади в долину, спускающуюся к бухте Тодакт, на вершине мыса Тодакт, на хребтике над бухтой Шибеты и в некоторых других местах. Интересно, что обильные дайки гранитоидов иногда создают совершенно обманчивое впечатление о сложном извилистом (в плане) залегании архейских толщ. Однако подобное впечатление создается сочетанием «гривок» мигматитов и гнейсов с отпрепарированными дайками протерозойских гранитов, располагающихся под углом к линии залегания вмещающих пород. Такая картина наблюдается, например, на северном склоне Семисосенской пади (в ее средней части).



Фиг. 13. Схема строения сложной дайки шаранурских гранитоидов вблизи пос. Семь сосен на маломорском побережье Ольхона.

1 — мигматизированные гнейсы и кристаллические сланцы улануруской свиты; 2 — граниты шаранурские; 3 — рыхлые отложения



Фиг. 14. Матрацевидная отдельность нижнепротерозойских гранитоидов. Утесы, обрывающие юго-западную оконечность хребта Уляхтинского на побережье пролива Ольхонские ворота

Заканчивая описание форм залегания послепрогерейских гранитоидов, необходимо подчеркнуть их разнообразие и обилие разновеликих гранитных тел. В целом на фоне архейских метаморфических пород, мигматитов и гранитов это обилие и разнообразие послепрогерейских гранитоидов создает очень пеструю картину. Впредь до дальнейших более детальных исследований мы объединяем послепрогерейские гранитоиды в один комплекс, называем его шаранурским. Вместе с тем, мы отдаем себе отчет в том, что в состав шаранурского комплекса, может быть, входят гранитоиды различного возраста — протерозойского, нижнепалеозойского. Возрастная оценка гранитоидов шаранурского комплекса дана ниже после их химико-петрографической характеристики.

Для внешнего облика рассматриваемых гранитоидов характерны следующие черты. В каждом отдельном выходе это всегда сравнительно равномернозернистые породы со среднезернистым или крупнозернистым сложением. Характерна матрацевидная отдельность (фиг. 14). Цвет пород светло-серый, обычно с желтоватым или розоватым оттенком. Текстура гранитоидов массивная или гнейсовидная. В последнем случае, однако, мы всегда имеем дело не с типичной гнейсовидностью, наблюдаемой у древних, архейских гранитоидов, текстуры которых унаследованы от первичной сланцеватости материнских метаморфических пород. У шаранурских гранитоидов внешние черты гнейсовидности, выраженные в разной степени, обусловлены процессами катаклаза, в меньшей степени, возможно, процессами прототектоники. В образцах это различие видно вполне отчетливо. У архейских гранитоидов в той или иной мере четко виден плоскостной параллелизм текстуры, что сближает ее с обычной сланцеватой. У шаранурских же гранитоидов макроскопически заметна лишь линейность в ориентировке темноцветов, которые более или менее равномерно распределяются по всей породе. Лишь у сильно катаклазированных послепрогерейских гранитоидов наблюдается сланцеватая или тонкосланцеватая текстура. Ясно, что в этом случае сланцеватость («развальцевание») не имеет ничего общего

с первичной плоско-параллельной текстурой древнего архейского гранитоида. Петрографические данные также говорят о том, что слабая линейность текстуры протерозойских гранитоидов является просто результатом процессов катаклаза. В связи с этим гранитоиды с нормальной гранитной структурой наблюдались сравнительно редко.

Для шаранурских гранитоидов наиболее характерна деформированная гранитная структура, иногда ее можно назвать бластогранитной или цементной, брекчиевидной. Катаклиз проявляется в раздроблении биотита (очень часто сопровождаемом мусковитизацией), зерен кварца и полевых шпатов с последующим залечиванием трещинок агрегатами кварца. В мало катаклизированных породах этот процесс отражается только в волнистом погасании кварца и полевых шпатов и в очень слабых деформациях зерен.

В составе комплекса гранитоидов, выделяемого нами под названием шаранурского, различаются две группы пород: 1) собственно шаранурские гранитоиды (из даек и массивов)<sup>1</sup>, гибридные разновидности шаранурских гранитоидов и 2) жильные дериваты (пегматиты и пегматоиды).

Собственно шаранурские гранитоиды наблюдаются в виде сравнительно небольших массивов, вытянутых в северо-восточном направлении, или в виде даек различной мощности и различной ориентировки. У нас нет наблюдений, позволяющих разделить гранитоиды даек и гранитоиды массивов на две разновозрастные группы, в связи с чем мы рассматриваем их как единый комплекс, хотя, как это было отмечено выше, отдаем себе отчет в известной условности этой позиции.

Для минерального состава собственно шаранурских гранитоидов характерны микроклин, плагиоклаз, кварц и биотит<sup>2</sup>.

Микроклин является одним из главных минералов. Его содержание колеблется от 25 до 65%. В отдельных образцах гранитоидов микроклин принадлежит роль единственного полевого шпата, содержание которого в породе достигает 85%, в других — микроклин присутствует только в виде примеси. В породах этот минерал образует зерна с изометричными или несколько неправильными очертаниями, всегда имеет типичное решетчатое строение и присущий ему очень низкий показатель преломления. В шаранурских гранитоидах микроклин всегда свежий и прозрачный, что особенно заметно при сравнении его с плагиоклазом, большинство зерен которого несет значительные следы разрушения. Величина зерен микроклина обычно 0,25—5,00 мм, иногда доходит до 8 мм (в сравнительно редких крупнозернистых разновидностях).

Плагиоклаз, наряду с микроклином, почти постоянно входит в состав шаранурских гранитоидов. Обычно содержание его в породе — 10—30%. Иногда встречаются существенно плагиоклазовые разновидности. В существенно микроклиновых гранитах и граносиенитах плагиоклаз наблюдается только в виде мелких каплевидных пертитовых вrostков альбита. Зерна плагиоклаза обычно обладают изометричными очертаниями и сравнительно слабо выраженным идиоморфизмом. Вторичные изменения плагиоклаза, иногда весьма интенсивные, выражаются в серицитизации или в образовании мелких чешуек мусковита по трещинкам спайности и в краевых частях зерен.

<sup>1</sup> Дайки шаранурских гранитоидов вполне подходят под определение «периматических» по классификации А. М. Абдуллаева (1958); это образования одновременные с проявлениями интрузивной деятельности. По характеру размещения — это «дайки-апофизы», т. е. дайки по составу и структуре с трудом отличающиеся от пород массивов. Поэтому мы рассматриваем эти породы совместно.

<sup>2</sup> Описание послепермских гранитоидов дано по итогам изучения 60 прозрачных шлифов.

Основность плагиоклаза колеблется в довольно широких пределах. Как показало изучение ряда шлифов, плагиоклаз имеет № 7—10 в гранитоидах с преобладанием микроклина; № 21—25 — в гранитоидах существенно плагиоклазового состава и № 30—32 в плагиогранитах и, возможно, в гранодиоритовых разностях. Плагиоклаз обычно двойниковый и при изучении на пятином столике Е. С. Федорова законы двойникового чаще всего определяются как альбитовый или периклиновый, иногда, альбит — эстерельский. Размер зерен обычно не превышает 2,0—3,5 мм.

Количество кварца в отдельных разностях шаранурских гранитоидов широко колеблется (10—40%). Зерна кварца с резко выраженными ксеноморфными очертаниями имеют величину от 0,1 до 4—5 м (в среднем 0,2—1,5 мм). Следует особо отметить, что безкварцевые породы среди разновидностей шаранурских гранитоидов не отмечались ни разу.

Биотит в неизмененных и некатаклазированных разностях гранитоидов образует таблички и чешуйки с хорошо выраженным идиоморфизмом. В отдельных образцах наблюдаются биотиты вполне свежие или полностью замещенные мусковитом и рудным минералом. Биотит обычно имеет бурую окраску, иногда с зеленоватым оттенком. Количество слюды в гранитоидах массивов и даек, как правило, незначительно и никогда не превышает 1—2%. В отдельных шлифах биотит вообще не отмечается, а в других наблюдаются лишь единичные чешуйки его. Размер чешуек не превышает 0,50—0,75 мм и лишь в отдельных разностях доходит до 1,25—1,50 мм.

Наиболее часто встречающимся в гранитоидах аксессуарным минералом является мелкий рассеянный магнетит (размер зерен 0,02—0,15 мм). Изредка встречаются циркон, апатит, сфен и ортит. Размер зерен их не превышает 0,15 мм.

В шаранурских гранитоидах, кроме биотита, в нескольких шлифах наблюдаются зеленая роговая обманка и эпидотизированный бесцветный гранат. Оба эти минерала, по-видимому, являются результатом ассимиляции вмещающих пород.

Список вторичных минералов, наблюдаемых в гранитоидах, очень ограничен. Вторичные изменения выражены лишь в новообразованиях мусковита, причем объектом мусковитизации являются либо плагиоклазы, либо биотит. Масштабы этих изменений в общем невелики и отмечаются они не всегда. Определенной пространственной локализации этого наложенного процесса не наблюдалось, в связи с чем его можно отнести к разряду аутометаморфических явлений.

В зависимости от вариаций минералогического состава и характера структуры среди комплекса шаранурских гранитоидов выделяются: биотитовые граниты нормального состава, биотитовые граносиениты и аплитовидные граниты. Выше мы уже говорили о том, что большинство рассматриваемых гранитоидов несет следы более или менее интенсивного катаклаза. В связи с этим такие породы наиболее правильно было бы называть, соответственно, катаклазированный биотитовый гранит, катаклазированный биотитовый граносиенит и т. д. (фиг. 15).

Химизм гранитоидов будет рассмотрен ниже.

Гибридизированные разновидности шаранурских гранитоидов наиболее отчетливо наблюдаются в двух участках. Первый расположен в правом склоне пади Ташкиней, в 1,5 км от ее устья, и отсюда тянется к юго-западу на 2—3 км. Эта часть площади Ольхона сравнительно плохо обнажена. Только необычный облик гранитоидов и особенности их состава (гранодиориты, граносиениты и т. д.) наводят на мысль о прямой зависимости их состава от состава ассимилированных архейских пород.



Фиг. 15. Структура крупнозернистого, слегка катаклазированного шаранурского гранитоида,  $\times 12$ , николи +.

Более отчетливая картина видна на участке крутого обрывистого берега острова между устьем пади Холзан и устьем небольшой безымянной пади в 3 км к северо-востоку от мыса Уншуй. Здесь можно наблюдать гибридные гранитоиды либо с разнообразными переходами к архейским вмещающим породам, либо гибридные гранитоиды с обильными мелкими ксенолитами архейских метаморфических пород — мигматитов, амфиболитов и мраморов. Гибридные разновидности гранитоидов наблюдаются непосредственно вблизи контактов с архейскими породами в виде неправильных участков среди сравнительно однородных средне- и крупнозернистых биотитовых гранитов. Размер таких участков (мощность зоны гибридизации) не превышает нескольких десятков метров.

Наиболее типичной разновидностью гибридных пород являются светлосерые, почти белые породы со среднезернистым сложением и массивной или слегка полосчатой текстурой. Следует подчеркнуть, что именно очень светлая окраска, среднезернистость и иногда довольно высокое содержание роговой обманки являются наиболее типичным признаком этих пород. Макроскопически в породе виден очень светлый полевой шпат и роговая обманка в виде изометричных или слабо удлинённых зерен почти всегда с явными следами разрушения (хлоритизация, гидроокислы железа). Иногда отмечается присутствие биотита. Существенная разница состава и облика описываемых гибридных пород по сравнению с шаранурскими гранитами может быть объяснена тем, что ярко выраженные гибридные породы образуются в тех участках, где ассимилируются вмещающие породы, существенно отличные от гранитоидов по составу (амфиболиты, мраморы, меланократовые кристаллические сланцы). Ассимиляция же таких пород как лейкократовые мигматиты, древние граниты, гнейсы и кварциты не вносит серьезных изменений в состав гранитоида.

Главное отличие состава гибридных пород заключается в появлении роговой обманки. Этот минерал отличается от зеленовато-бурых роговых обманок метаморфических пород архея интенсивной травяно-



Фиг. 16. Ксенолит меланократового кристаллического сланца в нижнепротерозойских гранитах. В узкой зоне эндоконтакта гранит обогащен роговой обманкой. Близ устья пади Холзан

зеленой или синевато-зеленой окраской, но оптические константы этих минералов сходны ( $\angle C : Ng = 12-15^\circ$ ,  $(-)$   $2V = 75-80^\circ$ ). Для минерального состава гибридных пород характерны широкие вариации, видна несомненная зависимость изменения состава гибридной породы от степени приближения к контакту с вмещающими породами или с ксенолитами. Изменение состава выражается в некотором увеличении количества темноцветного компонента и хорошо видно на фиг. 16. Зоны обогащения обычно весьма маломощны (до 10 см). Сказанное относится к гибридным гранитоидам, контактирующим с меланократовыми силикатными метаморфическими породами архея. Гибридные породы по составу приближаются к гранодиориту, реже к граносиениту, их темноцветные компоненты — роговая обманка и биотит. Мраморы также подвергаются ассимиляции. В эндоконтактной зоне гранитоидов можно наблюдать очень узкие зоны обогащения роговой обманкой и некоторое увеличение размера зерен минералов. Гибридные породы, содержащие обильные ксенолиты мраморов, как правило, относятся по составу к типу сравнительно лейкократовых гранодиоритов. Гибридные породы, в отличие от «незагрязненных» гранитоидов, содержат более разнообразные и обильные минералы из числа аксессуарных. На первом месте среди них стоит апатит, образующий почти правильные призмочки или короткостолбчатые зерна. Часто отмечается рассеянный мелкий магнетит и титаномagnetит, темно-бурый сфен в виде типичных клиновидных зерен, изредка — вкрапленники циркона и слегка удлиненные с округлыми концевыми гранями желтовато-бурые зерна ортита. Вторичные изменения гибридных пород те же, что и в собственно шаранурских гранитоидах. Преобладающим процессом является мусковитизация биотита или плагиоклазов, реже наблюдается хлоритизация биотита или роговой обманки, а в единичных случаях — альбитизация плагиоклаза (совместно с мусковитизацией биотита).

По содержанию главных минеральных компонентов (микроклина, плагиоклаза, кварца, биотита и роговой обманки) среди рассматрива-

емых гибридных пород выделяются: биотитовые граносиениты, биотито-роговообманковые плагиограниты и биотито-роговообманковые гранодиориты.

### ХИМИЗМ НИЖНЕПРОТЕРОЗОЙСКИХ ГРАНИТОИДОВ

В таблице 8 приведены имеющиеся в нашем распоряжении анализы гранитоидов шаранурского комплекса<sup>1</sup>. Приводимые в табл. 8 анализы более или менее полно характеризуют петрохимические особенности разных по облику и несколько различающихся по составу гранитоидов шаранурского (послеархейского) комплекса.

Рассматриваемые гранитоиды по химическому составу разделяются на две группы. Первую составляют гранитоидные породы, представленные анализами 6, 7, 8, 9, 10. Большое родство их химизма несомненно, что позволило для упрощения сравнений и сопоставлений взять среднее из этих пяти анализов. В табл. 8 усредненный анализ близких по составу гранитоидов приведен под номером 1. Эти граниты можно охарактеризовать как сравнительно лейкократовые породы, содержащие значительное количество кварца (величина  $Q$  до +36,8) и умеренно обогащенные темноцветными компонентами (величина  $b=7-11$ ). По содержанию щелочей это граниты существенно калиевые ( $n=30,7-40,2$ ), но общее содержание щелочей, судя по величине параметра  $a$ , сравнительно невелико. Характерно высокое содержание глинозема, который в значительных количествах входит и в состав темноцветной части пород ( $a'=56,6-83,5$ ). Пробы этих разновидностей гранитов взяты из центральных частей массивов собственно Шаранурского поля. По сравнению с этим рядом однообразных анализов другие анализированные представители шаранурских гранитоидов, входящие во вторую группу, обнаруживают некоторую пестроту состава, что отличает их от родственных им пород, рассмотренных выше. Породы, представленные анализами 2, 3, 4, 5 (табл. 8), обладают несколько повышенным содержанием щелочей (параметр  $a=12,2-16,6$ ), особенно натрия (соответственно параметр  $n=55,0-72,6$ ).

Эту вторую группу пород в известной степени объединяют меньшие содержания свободного кремнезема, о чем можно судить по величине параметра  $Q$  (+17,3; +18,7; +18,9 и в одном случае +25,8). Содержание кальция несколько выше, чем в породах первой группы, и колеблется сравнительно незначительно, а относительное содержание алюминия явно ниже и в составе темноцветной части имеют ведущее значение окислы железа (анализы 3, 4, 5, табл. 8) и в меньшей степени магния; в одном случае (анализ 2, табл. 8) в составе темноцветной части породы примерно равные роли принадлежат окислам алюминия, железа и магния. Общее содержание темноцветных минералов в породах второй группы (судя по параметру  $b$ ) невелико и представляет, на наш взгляд, определенный интерес.

Наиболее вероятным объяснением близости анализов 6, 7, 8, 9, 10 (первая группа шаранурских гранитоидов), отличных от рассмотренных выше нескольких анализов гранитоидов второй группы, может быть влияние процессов ассимиляции вмещающих пород. Фациальная пестрота вмещающих толщ была нами подчеркнута при описании нормального разреза архея. Отсюда понятны затруднения, возникающие при попытках установления прямых связей состава гибридной породы с составом данного участка переработанной кровли. Речь идет об

<sup>1</sup> Анализы 2, 3, 4 были дублированы в химико-аналитической лаборатории Института геологии Восточно-Сибирского филиала АН СССР в Иркутске аналитиком Т. А. Лахно. Результаты анализов тождественны, что придает этим трем анализам особую достоверность.

Химический состав шаранурских гранитоидов

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO <sub>2</sub>	72,16	68,97	64,94	69,07	67,69	73,60	71,08	73,72	70,88	72,52
TiO <sub>2</sub>	0,16	0,17	0,64	0,21	0,38	0,14	0,17	0,20	0,18	0,11
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,86	16,89	15,77	15,54	16,57	17,63	18,11	16,05	16,62	15,87
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,00	0,39	2,39	1,60	1,87	0,89	0,64	0,37	1,61	1,53
FeO	0,62	1,32	3,27	1,53	1,18	0,36	0,73	0,36	0,87	0,80
MnO	0,01	0,07	—	—	—	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01
CaO	0,89	1,83	3,56	2,93	2,12	0,57	0,96	0,62	1,75	0,57
MgO	0,65	0,69	2,84	0,66	1,06	0,44	0,69	0,44	0,95	0,68
Na <sub>2</sub> O	1,89	4,20	4,10	3,82	5,17	2,12	2,30	1,97	1,77	1,72
K <sub>2</sub> O	5,32	5,25	2,40	3,90	3,36	5,41	5,20	5,36	4,95	5,68
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	He опр.	0,14	0,15	0,52	0,33	He опр.				
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,41	0,32	0,39	0,32	0,34	0,40	0,40	0,24	0,46	0,58
CO <sub>2</sub>	He опр.	He опр.	0,06	0,22	0,06	He опр.				
Прочие	ВаО—нет	—	С—нет	С—нет	С—нет	» »	» »	» »	» »	» »
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,99	0,039	He опр.	He опр.	He опр.	0,07	0,06	0,5	0,16	0,13
С у м а	100,15	100,63	100,50	100,32	100,13	100,14	100,35	99,39	100,22	100,20

Параметры по А. Н. Заварицкому для шаранурских гранитоидов

<i>a</i>	11,2	16	12,2	14,0	16,2	11,6	11,8	11,4	10,6	11,7
<i>c</i>	1,0	2,1	4,2	3,4	2,5	0,6	1,1	0,7	2,0	0,8
<i>b</i>	10,5	4,3	9,8	4,0	5,2	10,8	11,0	8,8	10,4	7,0
<i>S</i>	77,3	77,0	73,7	78,6	76,1	76,8	76,1	79,1	77,0	80,5
<i>Q</i>	+31,3	+18,7	+18,9	+25,8	+17,3	+30,0	+27,5	+21,0	+30,8	+36,8
<i>a'</i>	78,0	33,3	1,3	—	14,1	83,5	79,5	83,2	64,3	56,6
<i>c'</i>	—	—	—	3,3	—	—	—	—	—	—
<i>m'</i>	9,8	27,1	47,3	27,2	33,3	6,4	10,0	8,0	15,7	16,0
<i>f'</i>	12,2	39,6	51,4	69,5	52,6	10,1	10,5	8,8	20,0	27,4
<i>n</i>	35,5	55,0	72,6	59,8	70,3	37,3	40,2	36,1	35,6	30,7
<i>ψ</i>	7,5	9,4	20,5	33,8	30,7	7,0	4,7	4,4	12,5	16,9
<i>t</i>	0,16	0,2	0,74	0,26	0,44	0,16	0,17	0,24	0,25	0,01
<i>a:c</i>	11	8	3	4	6	19	11	16	5	15

1 — биотитовые граниты шаранурского массива (среднее из пяти анализов, выполненных в Центральной геохимической лаборатории Иркутского геологического управления, 1954 г.); 2 — светло-серый биотито-роговообманковый граносениит, гибридный (обр. 69<sup>а</sup>—55 г.; химическая лаборатория ГИН АН СССР); 3 — светло-серый биотитовый гранит среднезернистый (обр. 66<sup>в</sup>—60 г.; химическая лаборатория ГИН АН СССР, аналитик Горина К. С., 1962 г.); 4 — крупнозернистый биотитовый гранит с чертами порфиroidного (обр. 66<sup>г</sup>—60 г.; химическая лаборатория ГИН АН СССР, аналитик Горина К. С., 1962 г.); 5 — светло-серый биотито-роговообманковый гранодиорит, гибридный (обр. 91—60 г.; химическая лаборатория ГИН АН СССР; аналитик К. С. Горина, 1962 г.); 6 — светло-серый среднезернистый биотитовый гранит (обр. 77—53 г.; Центральная геохимическая лаборатория Иркутского геологического управления, 1954 г.); 7 — светло-серый массивный среднезернистый биотитовый гранит (обр. 97—53 г.; Центральная геохимическая лаборатория Иркутского геологического управления, 1954 г.); 8 — светло-серый среднезернистый биотитовый гранит (обр. 9—53 г.; Центральная геохимическая лаборатория Иркутского геологического управления, 1954 г.); 9 — светло-серый разгнеивованный гранит с чертами порфиroidности (обр. 110—53 г.; Центральная геохимическая лаборатория Иркутского геологического управления, 1954 г.); 10 — серый светлый биотитовый гранит, мусковитизированный (обр. 137—53 г.; Центральная геохимическая лаборатория Иркутского геологического управления, 1954 г.).

изменениях состава гранитоидов шаранурского комплекса, наблюдаемых внутри отдельных массивов. Лишь в некоторых случаях прямая связь изменения состава гранитоида с явлениями ассимиляции может быть установлена путем непосредственных наблюдений. В качестве примеров мы приводили участок правого склона пади Ташкиней в 1,5—2,0 км от устья и несколько «пятен» — массивов в прибрежной части острова между падью Холзан и мысом Уншуй. В этих местах, в отличие от всех других полей развития шаранурских гранитоидов обычного вида (первой группы), наблюдаются выходы светло-серых, среднезернистых чаще массивных роговообманковых гранодиоритов и граносенитов. Типичные ксенолиты в этих породах сложены меланократовыми роговообманково-плагиоклазовыми кристаллическими сланцами, амфиболитами и мраморами. При детальном изучении среди меланократовых пород ксенолитов лишь изредка удается наблюдать тонкие пропластки архейского гнейсовидного гранитоида или лейкократовых гнейсов.

Переходим к характеристике химизма дайковых гранитоидов, принадлежащих к тому же послеперархейскому шаранурскому комплексу. Соответствующие химические анализы приведены в табл. 9. Здесь представлены три наиболее распространенные разности дайковых представителей шаранурских гранитоидов. Эти породы значительно отличаются друг от друга как по внешнему виду, так и по форме

Таблица 9

Химический состав дайковых и жильных гранитов

	1	2	3		1	2	3
SiO <sub>2</sub>	74,23	69,47	72,45	Na <sub>2</sub> O	3,03	2,92	3,31
TiO	0,07	0,34	0,08	K <sub>2</sub> O	5,33	4,88	4,96
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,59	13,90	13,95	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,35	2,57	0,48
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,17	0,98	1,26	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,28	0,23	0,36
FeO	0,98	2,22	0,92	CO <sub>2</sub>	0,02	0,30	Нет
MnO	—	—	—	Прочие	С—нет	С—нет	С—нет
CaO	0,80	1,84	1,36	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Не опр.	Не опр.	Не опр.
MgO	0,57	0,73	0,96				
				Сумма	100,42	100,38	100,09

Параметры по А. Н. Заварицкому

<i>a</i>	13,6	13,5	13,9	<i>m'</i>	19,4	25,7	37,3
<i>c</i>	0,9	2,2	1,6	<i>f'</i>	39,0	60,0	41,0
<i>b</i>	4,7	4,8	4,5	<i>n</i>	46,1	47,9	50,2
<i>S</i>	80,8	79,4	80,8		19,1	17,4	22,5
<i>Q</i>	+32,5	+29,7	+30,6	<i>t</i>	0,08	0,25	0,08
<i>a'</i>	41,6	14,3	22,7	<i>a:c</i>	15	6	8
<i>c'</i>	—	—	—				

1 — мелкозернистый аплитовидный розоватый биотитовый гранит (обр. 102—60 г.; химическая лаборатория ГИН АН СССР, аналитик К. С. Горина). Дайка на водоразделе Ташкай—Байкал; 2 — светло-серый мелкозернистый биотитовый гранит (обр. 2<sup>А</sup>—60 г.; химическая лаборатория ГИН АН СССР, аналитик К. С. Горина). Небольшая дайка вблизи устья пади Хага-Яман; 3 — розовато-серый мелко- и среднезернистый гранит из Семьясоевской дайки (обр. 305—60 г.; химическая лаборатория ГИН АН СССР, аналитик К. С. Горина).

залегания. Анализ 1 (проба 102—60) иллюстрирует состав гранитоида, слагающего небольшую дайку мощностью 3 м. Порода этой дайки свежая, внешние признаки катаклаза отсутствуют. Гранит имеет бледно-розоватую окраску, мелкозернистое сложение, аплитовидный. Второй анализ (проба 2<sup>Д</sup> 55—60 г.) характеризует состав небольшой дайки светло-серого среднезернистого биотитового гранита. Наконец, третья проба дайкового гранита взята из уже описанного ранее Семисосенского дайкового поля. Тело дайки слагают розовато-серые разномелкозернистые биотитовые граниты. Анализы демонстрируют однообразие химических составов дайковых пород.

По сравнению с собственно шаранурскими гранитами дайковые граниты обнаруживают несколько повышенную щелочность ( $a=13,5—13,9$ ). Калий и натрий в их составе обладают примерно одинаковым содержанием ( $n=46,1; 47,9; 50,2$ ). Породы лейкократового типа ( $b$  не превышает 4,5) бедны кальцием и умеренно пересыщены алюминием (постоянное присутствие параметра  $a'$ ).

Подводя итоги петрохимической характеристике шаранурских гранитоидов и аналогичных пород, слагающих дайки, можно сделать следующие выводы:

- 1) все разновидности данных гранитоидов относятся к одному типу нормальных щелочноземельных пород гранитного семейства;
- 2) можно определенно говорить об отсутствии среди данных гранитов щелочных или сравнительно основных разновидностей. Это обстоятельство позволяет утверждать, что при формировании комплекса шаранурских гранитоидов магматическая дифференциация не проявлялась.

Химическое и петрографическое однообразие послепалеозойских гранитоидов можно было бы рассматривать как показатель глубинного эрозийного среза интрузий с более или менее «выровненным» составом. Однако против этого представления свидетельствует ряд фактов — относительно малая площадь, занятая гранитоидами, разобщенность отдельных сравнительно мелких гранитных полей, присутствие ксенолитов пород кровли, местами обильных и, как это будет показано ниже, слабое контактное воздействие гранитоидов на вмещающие породы архея.

#### **ЯВЛЕНИЯ КОНТАКТОВОГО МЕТАМОРФИЗМА, СВЯЗАННЫЕ С ШАРАНУРСКИМИ ГРАНИТОИДАМИ**

Необходимость внимательного изучения контактов гранитоидов с вмещающими архейскими породами диктовалась прежде всего стремлением по характеру контактов, метаморфических ореолов и т. д. найти «ключ» к относительному расчленению гранитов. Изучение контактов было необходимо также для выяснения причин диафтореза в метаморфических породах архея, ассимиляционной способности послепалеозойских гранитоидов и условий их внедрения в кристаллические породы.

Контактные процессы на Ольхоне, как показали полевые работы нескольких лет (1955, 1960, 1961 гг.), наиболее удобно изучать в скальных береговых обнажениях на юго-восточной, «морской» стороне острова. Здесь граниты распространены очень широко, а хорошая обнаженность позволяет изучать все подробности взаимопереходов пород. В других частях острова это сделать труднее, так как там наблюдаются чаще всего лишь дайки, «отпрепарированные» денудацией, или отдельные скальные выходы. Зоны контактов обычно полностью задернованы. В береговых обнажениях северо-восточного и северо-западного побережий гранитные тела, как правило, редки. Исключение со-



Фиг. 17. Секущий контакт интрузии нижнепротерозойских гранитоидов с мигматизированными кристаллическими сланцами уланнурской свиты ольхонской серии архея. Байкальское побережье Ольхона близ устья пади Идиба

ставляют лишь скальные обрывы мыса Будун и залива Тодакт в Малом море. Учитывая единообразие хода процесса контактового метаморфизма и одинаковые масштабы его проявления, мы приводим описание контактового метаморфизма, обусловленного шаранурскими гранитоидами, на примере обнажений юго-восточного побережья. На фиг. 17 виден «нормальный» секущий контакт гранитоида шаранурского типа с архейскими породами. Наиболее часто наблюдаются здесь контакты гранитоида с ксенолитами. Прежде всего остановимся на двух особенностях этих контактов, во-первых, на характере метаморфического изменения пород в экзоконтакте, если применить это привычное выражение к сочетанию «гранит — порода ксенолита», и, во-вторых, на мощности экзоконтактной зоны. Можно было бы ожидать полной перестройки, перекристаллизации всей породы в ксенолите. Однако, как показали наши наблюдения, масштабы метаморфического влияния гранитоидов весьма скромны. Породы центральных частей даже небольших ксенолитов никаких признаков изменения не обнаруживают (фиг. 18). Это обычные для архейского разреза кристаллические сланцы, амфиболиты, плагиогнейсы и мигматиты. Лишь в отдельных случаях в них наблюдаются новообразования эпидота и серицита, но, по-видимому, появление этих минералов следует связывать с постмагматическими процессами автотемпературного характера. Новообразования приурочены непосредственно к зоне экзоконтакта, которая более или менее ясно видна лишь в случае контакта с меланократовыми породами темной окраски. Резкая полоса контакта со стороны вмещающей меланократовой породы слегка подчеркнута узкой (1—5 мм) каймой несколько перекристаллизованных пород. Судя по изученным прозрачным шлифам, перекристаллизация имеет весьма «неглубокий» характер и ограничивается лишь некоторым уменьшением размера зерен породы. Структура ее, обычно гранобластовая, приобретает лишь некоторые черты роговиковой, особенно в участках кварцево-полевошпатового состава. В одном случае в экзоконтактной зоне наблюдалась роговая обманка с необычной сине-зеленой интенсивной окраской.



Фиг. 18. Неизменный ксенолит амфиболита уланнурской свиты (до 1,8 м в длину) в нижнепротерозойских гранитоидах. Байкальское побережье Ольхона в 3,5 км к северо-востоку от мыса Уншуй

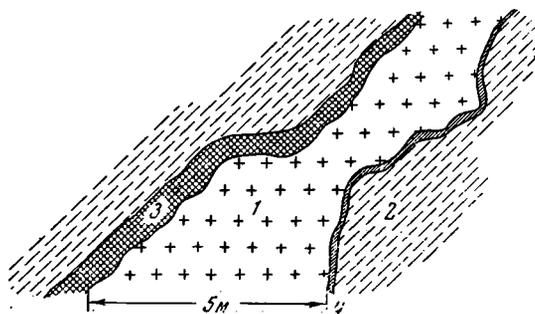
Мощность эндоконтактной зоны обычно достигает лишь нескольких сантиметров. В ней отчетливо устанавливается повышенное содержание темноцветных минералов, чаще роговой обманки, реже — биотита. Для эндоконтактных зон характерно некоторое увеличение размера зерен гранита (до 1,5 см).

Контакты ксенолитов архейских пород лейкократового состава (мигматитов, гнейсов) с шаранурскими гранитоидами выражены менее отчетливо, в эндоконтактной зоне не наблюдается обогащения темноцветными минералами. Иногда переход от лейкократовой кристаллической породы ксенолита к гранитоиду вполне постепенен что, вероятно, обусловлено близостью состава архейских гранитов и гнейсов к составу шаранурского гранита. Возможно здесь наблюдается в чистом виде явление частичного местного анатексиса.

Мраморы на контактах с шаранурскими гранитоидами заметно перекристаллизованы. Резко увеличивается размер зерен карбоната, а в непосредственной близости к контакту никогда не отмечается присутствие графита. Масштаб перекристаллизации различен. В одних случаях это зоны в несколько дециметров, в других — крупные блоки (ксенолиты), достигающие нескольких метров в поперечнике, сложенные нацело перекристаллизованной, крупнозернистой карбонатной породой. Наблюдались также контактовые породы, состоящие из моноклинного пироксена салитового типа, карбоната и бесцветной слюдки. Мощность зон таких пород 3—5 см. Подобные зоны прерывисты. В одном случае, на водоразделе между падами Семь сосен и Хужиртуйской была найдена в коренном обнажении порода типа пироксенгранатового скарна. Мощность зоны скарнирования на контакте дайки гранита и мрамора не превышает 0,5 м. Однако процессы скарнирования, по-видимому, не типичны для контактового воздействия шаранурских гранитов.

Дайки шаранурских гранитоидов оказывают более интенсивное контактовое воздействие на архейские породы, чем граниты массивов. В экзоконтакте даек довольно отчетливо выражена зона перекристал-

лизации, представленная породами типа роговика. Состав их находится в прямой зависимости от состава вмещающей породы, но от вмещающей породы зона экзоконтакта всегда отличается более мелкозернистым сложением и несколько более темной окраской. Мощности зон экзоконтактов даек различны. По нашим наблюдениям, они измеряются от нескольких миллиметров (5—8) до 10—15 см. Довольно мощная зона роговиков видна, например, около дайки, расположенной вблизи устья пади Хага-Яман (фиг. 19). Контактная порода здесь представлена роговообманково-биотитово-плаггиоклазовым роговиком. Такой же состав, но обычную гранобластовую структуру, сланцеватую текстуру и более крупнозернистое сложение имеют вмещающие кристаллические сланцы. У рассматриваемой дайки висячий контакт усложнен зоной милонитизации и, по видимому, за счет милонитизированных пород, внешне похожих на роговики, зона экзоконтакта выглядит более мощной — до 60 см. Вообще следует отметить,



Фиг. 19. Зоны ороговикования на контакте дайки нижнепротерозойских гранитоидов с гнейсами хобойской свиты. Береговой утес в 600 м к югу от устья пади Хага-Яман.

1 — гранит; 2 — гнейс; 3 — милонитизированный роговик; 4 — роговик

что контакты шаранурских даек с вмещающими породами очень часто являются местом развития зон милонитизации или катаклаза.

Заканчивая краткое рассмотрение контактовых процессов, связанных с шаранурскими гранитоидами, мы можем отметить ряд важных черт этого процесса.

1. Контактный метаморфизм этой фазы метаморфизма имеет узко локальный характер.

2. Степень метаморфизма контактовых пород, связанных с шаранурскими гранитоидами, соответствует условиям роговиковой фации метаморфизма, развивающейся при сочетании высоких температур и относительно низких давлений.

3. Контактные процессы относятся к типичным явлениям диафтореза, но локальность его и степень метаморфизма (фация роговиков) позволяют с уверенностью говорить о том, что регионально проявленный высокотемпературный диафторез в архейских породах Ольхона (по терминологии Н. В. Фроловой, 1962а) в любом случае не мог быть обусловлен влиянием шаранурских гранитоидов. О региональном высокотемпературном диафторезе мы будем говорить ниже.

### ПЕГМАТИТЫ И ДРУГИЕ ЖИЛЬНЫЕ ПОРОДЫ

Разнообразные породы пегматитового семейства на Ольхоне развиты очень широко. Они слагают согласные и секущие тела различной формы и размеров. Наблюдения позволяют преобладающее число пегматитовых тел отнести к разряду производных от шаранурских гранитов. Граниты никогда не секут пегматитовые породы, а пегматиты слагают секущие жилы среди гранитов. О генетическом единстве пегматитов с шаранурскими гранитами свидетельствуют постепенные переходы от гранитов к пегматитам, сходство их минеральных составов и тсждественная геохимическая специализация слюд пегматитов и гранитов. Обычный тип пегматитовых тел представлен жилами с ясно



Фиг. 20. Жила пегматита в мигматизированных кристаллических сланцах уланурской свиты. Мыс Уншуй

ограниченными зальбандами (фиг. 20), реже с расплывчатыми формами ограничения. В последнем случае вмещающими породами пегматитов являются шаранурские гранитоиды. Нередко форма пегматитовых тел очень неправильна, штоко- или линзообразна. На гребне мыса Уншуй в гнейсах и сланцах уланурской свиты обнаружена пегматитовая жила (мощность до 1,5 м) довольно необычной формы. В плане пегматитовое тело общей длиной около 100 м имеет зигзагообразную форму и вытянуто вкрест простирания гнейсов по азимуту  $140^\circ$ . Отдельные колена жилы идут по простиранию гнейсов, сменяясь путем крутого поворота под углом  $90^\circ$  на секущие отрезки этой же жилы. Южное и северное окончание жилы тупые. Прерывается жила внезапно. В расположении отдельных частей пегматитовой жилы в этом обнажении видны некоторые черты сходства с распространенной на Ольхоне формой сложных даек шаранурских гранитов, в частности с дайкой у Семи сосен.

В отдельных обнажениях хорошо видно, что пегматитовые жилы принадлежат по крайней мере к трем генерациям, одна из которых является согласной, а две секущими<sup>1</sup>. Мощность пегматитовых тел варьирует в очень широких пределах от нескольких сантиметров до 8—10 м. Окраска пегматитов всех генераций однообразная, белая или светло-серая. Сложение от среднезернистого в преобладающем числе случаев до гигантозернистого в некоторых крупных секущих телах. Текстура пегматитов массивная, в некоторых случаях с элементами линейной. Последняя возникает под влиянием процесса катаклаза. Структура у большинства подобных пород пегматитовая, но обнаруживается она чаще всего под микроскопом. Внешне эти породы имеют массивную текстуру с равномерно распределенными зернами полевого шпата, находящегося в беспорядочном срастании с кварцем. Лишь в единичных случаях наблюдались пегматитовые тела с характерной

<sup>1</sup> Возможно, что некоторые согласные тела кварцево-полевошпатового состава (внешне похожие на пегматитовые породы шаранурского комплекса) образовались во время архейской гранитизации. Решение этого вопроса требует особых исследований.

письменной структурой срастания микроклина и кварца, например, на небольшом холме около берега острова к юго-западу от пос. Харанцы. В свалах такие же породы были найдены на склонах пади Ташкиней, на юго-восточном побережье острова и в других местах.

Минералогический состав большей части пегматитов очень прост: кварц, решетчатый микроклин, иногда биотит или мусковит, реже кристаллы магнетита. Этот состав, очевидно, соответствует пегматитам «чистой линии». В пегматитах «скрещения» более обильны темноцветные минералы. Из их числа характерны биотит, реже роговая обманка. Довольно часто в жилах пегматита, секущих гранитсодержащие гнейсы, наблюдаются красновато-бурые зерна альмандина<sup>1</sup>. Размер зерен граната достигает в пегматитах 1,5 см в поперечнике, а во вмещающих породах лишь нескольких миллиметров. Из аксессуарных минералов в пегматитах отмечены сфен, циркон, ортит.

В некоторых жилах пегматита наблюдаются довольно крупные кристаллы биотита и мусковита. Находки таких кристаллов, иногда довольно крупных и ошибочно принимаемых за флогопит, в свое время вызвали предположения о присутствии на Ольхоне флогопитовых месторождений слюдянского типа. Более близкое знакомство с геологией этого района и результаты государственной геологической съемки показали непромышленный характер ослюденения в Ольхонском районе. Биотит образует довольно крупные толстые таблицы размером до 8—10 см в поперечнике. Иногда наблюдаются агрегаты таких таблиц, но крупные выделения слюды редки. По-видимому, в ольхонских пегматитах более распространен мусковит. Он иногда довольно обилен в относительно крупных пегматитовых телах. По данным А. А. Малышева, на восточном склоне горы Ижимей в жилах пегматита мусковит образует кристаллы размером 10×15×15 см. Кристаллы мусковита деформированы и практического значения не имеют. Интересен тот факт, что поле с крупнозернистыми мусковитсодержащими пегматитами отмечено на Ольхоне только в одном месте, на восточном склоне горы Ижимей. В других участках жилы менее обильны и мусковит в них сравнительно редок.

Присутствие мусковитоносных пегматитов и их несомненная связь с шаранурскими гранитоидами является важной чертой своеобразия гранитного комплекса. Аналогичные пегматиты с биотитом и мусковитом являются, по мнению Д. С. Коржинского (1939), характерным элементом сообщества гранитоидов нижнепротерозойского комплекса Станового хребта и не типичны для более древних архейских жильных производных гранитов.

Иногда в пегматитах наблюдаются выделения магнетита. Они особенно обильны в пегматитовой дайке, пересекающей породы уланнурской свиты в глубине Хоргойского залива. Довольно крупные, изометричные кристаллы магнетита (до 3 см в поперечнике) неравномерно рассеяны в теле пегматита. Концентрация магнетита в пегматитовой жиле мощностью около 2 м создает в данном участке Хоргойского залива местную магнитную аномалию, ощущаемую горным компасом.

Кварцевые жилы и линзы на Ольхоне встречаются довольно часто. Обычно единственным жильным минералом здесь является молочно-белый кварц. В большинстве случаев кварцевые жилы резко ограничены от вмещающих пород — кристаллических сланцев, гнейсов и гранитов. По условиям залегания могут быть выделены две категории кварцевых жил — согласные и секущие, причем последние обычно

<sup>1</sup> Из аналогичных пород двух проб с п-ва Святой нос, в сходной геологической обстановке, гранаты имеют показатель преломления 1,795—1,801. Гранаты вмещающих пород (гнейсов), внешне тождественные, имеют величину показателя преломления в интервале 1,786—1,807 (по семи пробам).

более молоды. Мощность и протяженность кварцевых жил и линз очень разнообразна. Отмечены линзы мощностью в 1—2 см и протяженностью 10—12 см. Мощность кварцевых жил колеблется от немногих сантиметров до метра и более. Наиболее мощные кварцевые жилы относятся к категории согласных с вмещающими породами и нередко прослеживаются по гривкам на многие сотни метров.

Большинство кварцевых жил и линз подобного типа в возрастном отношении, по-видимому, относятся к послешаранурским (посленижнепротерозойским) образованиям. Относительно еще более молодыми являются жилы низкотемпературного гидротермального типа, в которых кварц ассоциируется с хрусталем, минералами групп гематита и псиломелана. Гидротермально измененные породы с подобного рода минеральной ассоциацией известны во многих участках острова. Они приурочены к зонам сравнительно молодых разрывных нарушений, как правило ориентированных одинаково с простиранием вмещающих архейских пород. Такие зоны довольно широко распространены на маломорском побережье острова, а также отмечены и в других местах. Например, на восточной стороне мыса Хобой наблюдается зона раздробленных брекчированных гнейсов мощностью до 3 м. Породы густо насыщены гидроокислами марганца, имеют темно-серый цвет с характерным серо-фиолетовым оттенком. В среднем течении р. Харанцы также наблюдается зона измененных пород. Гидротермальному изменению подверглись сильно катаклазированные кварциты хужирской свиты. В нескольких коренных обнажениях и в многочисленных россыпях на склонах пади наблюдаются темные, тонкосланцеватые песчаниковидные породы. Чаще они имеют фиолетовый цвет, реже — красновато-бурый или серо-бурый с шоколадным оттенком. В свежем изломе породы обладают резким запахом сероводорода. Тонкая сланцеватость обусловлена частым чередованием прослоев с различным содержанием гидроокислов железа, марганца и перетертого графита первичных кварцитов. Под микроскопом видна катакластическая структура породы. Наряду с катаклизом различной интенсивности заметны также гидротермальные изменения. Последние проявляются в обесцвечивании биотита, в регенерации раздробленных зерен кварца. Обильны гипергенные новообразования гидроокислов железа и марганца.

С гидротермально измененными породами, в частности с кварцитами, развитыми в долине речки Харанцы, связаны наиболее молодые генерации жильного кварца. Они представлены беспорядочно рассеянными ветвящимися секущими жилками белого кварца, местами образующими раздувы до 30—40 см в поперечнике. Форма раздувов округлая. Иногда они имеют форму овалов, немного вытянутых по простиранию жилок и по восстанию их. В теле кварцевых прожилков, особенно в раздувах, много пустот, выполненных по стенкам жемами белого или желтоватого полупрозрачного кварца или мелкими кристаллами прозрачного горного хрусталя. В этих же пустотах присутствуют также сростки пластинчатых кристаллов гематита типа «железной розы».

Вопрос о возрасте всех генераций пегматитовых тел решается в прямой зависимости от определения возрастной принадлежности шаранурских гранитоидов. С постмагматической деятельностью в этих же гранитоидах, очевидно, связано образование некоторых кварцевых жил и линз. Правда, прямых указаний на такую связь не имеется, но некоторые данные говорят о несомненной связи пегматитов и некоторых кварцевых жил ранней генерации.

Рассматривая вслед за пегматитами и кварцевыми жилами проявления гидротермального минералообразования, мы, разумеется, нару-

шаем принятую нами хронологическую последовательность в описании развитых на Ольхоне геологических комплексов. Очевидно, что низкотемпературные гидротермальные процессы — наиболее молодые явления в породах древнего кристаллического фундамента. Этим сравнительно молодым процессам предшествовали внедрения тел ультраосновного состава и, возможно, диабазов (их описание приведено ниже), не затронутых гидротермальными процессами данного типа. С другой стороны, несомненна прямая связь гидротерм с зонами разрывов, заложение которых предшествовало внедрению интрузий шаранурских гранитов и ультраосновных пород (а об этом свидетельствует приуроченность интрузий к зонам разломов). Все имеющиеся наблюдения позволяют говорить лишь о том, что гидротермальные процессы, о которых мы упоминали, проявлялись, по-видимому, неоднократно в ходе сложной и продолжительной эволюции разломов.

### ПРОЦЕССЫ ФЕЛЬДШПАТИЗАЦИИ, СВЯЗАННЫЕ С ШАРАНУРСКИМИ ГРАНИТОИДАМИ

Процессы метасоматической фельдшпатизации развиты в пределах острова весьма ограничено. Вместе с тем их проявления отчетливы и, несомненно, фиксируют особый этап в истории матаморфических преобразований ольхонского архея.

Метасоматическая фельдшпатизация создала весьма характерные порфириовидные породы с более или менее крупными вкрапленниками — порфиробластами микроклина. Такие породы — «очковые» гнейсы либо порфириовидные гранитоиды обычно видны в небольших глыбах в россыпях и довольно редко в коренных обнажениях. Отчетливо видна локальность процесса фельдшпатизации. Фельдшпатизированные породы образовались в результате узко проявленного процесса калиевого метасоматоза на контактах вмещающих пород архея со сравнительно мощными жилами пегматитов. Зоны метасоматоза не имеют четких ограничений, они развивались по сланцеватости. Вопрос о соотношении зон фельдшпатизации с пегматитами решается следующим образом. Если бы метасоматические изменения предшествовали образованию пегматитовых жил, то, естественно, подобные явления наблюдались бы повсеместно вне связи с пегматитами. Реальные же соотношения обратные.

При изучении фельдшпатизированных пород под микроскопом обнаруживаются типичные черты палимпсестовой структуры. В нашем случае новообразованная структура весьма однообразна — порфиробластовая с элементами пойкилобластовой, иногда она выражена отчетливо, иногда же почти затушевана. Чаще всего это гранобластовая или лепидогранобластовая структуры (фельдшпатизируются гнейсы или кристаллические сланцы), реже улавливаются черты реликтовой гранитной структуры. Вообще говоря, первичный характер фельдшпатизированной породы уверенно распознается при непосредственном изучении обнажений, ибо на Ольхоне нигде не наблюдаются участки полной метасоматической «переработки» пород. Процесс фельдшпатизации имеет незаконченный, незавершенный характер, в силу чего довольно часто наблюдаются породы смешанного состава. Новообразования в них представлены микроклином, а реликтовые минералы обычны для гнейсов и сланцев — плагиоклаз, биотит, роговая обманка, гранат и т. д. Частично перекристаллизованным, возможно, является кварц. Иногда наблюдаются новообразования биотита.

Как уже упоминалось, фельдшпатизация не имела широкого, регионального развития, но определение генетических связей этого процесса дает возможность решения вопроса о причинах и времени появления

новообразований микроклина и, реже, биотита в составе многих пород ольхонской серии. В составе разнообразных гнейсов, кристаллических сланцев, кварцитов и гранитов архея спорадически обнаруживается новообразованный свежий микроклин. Обычно такой микроклин замещает плагиоклаз, развивается в промежутках между зернами и слагает обособленные зерна неправильных очертаний. Часто микроклин содержит реликты плагиоклаза и всегда отличается от последнего свежестью и прозрачностью. В тех случаях, когда устанавливается прямая связь процесса фельдшпатизации с близ расположенной жилой пегматита, причины появления новообразований микроклина и биотита понятны. В других случаях метасоматические изменения вызваны, по-видимому, «слепыми» жилами пегматитов.

С фельдшпатизированными породами на Ольхоне по внешнему виду сходны породы совершенно иного генезиса. Так, часто встречаются сравнительно крупнозернистые гнейсы и мигматиты с элементами очковой текстуры. «Очки» полевого шпата в них несколько меньше, чем в метасоматически измененных породах. При микроскопическом изучении такие «очковые» гнейсы оказываются катаклазитами крупнозернистых плагиогнейсов и мигматитов. Структура этих пород соответствует псевдопорфиробластовой, катакластической. Черты порфировидной структуры обнаруживаются в отдельных участках на выходах крупнозернистых шаранурских гранитов. Размер таких участков невелик — до 2—3 м в поперечнике. Эти черты порфировидности хорошо видны только на выветрелых поверхностях, однако под микроскопом или даже в свежем изломе крупнозернистые граниты никаких элементов порфировидной структуры не обнаруживают. Лишь в редких случаях в нормальном равномернозернистом шаранурском граните наблюдались одиночные кристаллы микроклина размером до 3,5—4,0 см по длинной оси. В последнем случае микроскопически подтверждается порфиробластический характер микроклина. Его появление по всем признакам связано с описанными выше процессами фельдшпатизации.

#### **ЯВЛЕНИЯ АВТОМЕТАМОРФИЗМА ШАРАНУРСКИХ ГРАНИТОИДОВ**

К разряду явлений автометаморфизма следует прежде всего отнести процесс мусковитизации. Менее типичны для постмагматической стадии развития шаранурских гранитоидов минералы эпидото-цоизитовой группы. Весьма редко встречаются хлориты. Вторичным изменениям в гранитах подвергаются чаще всего биотит, плагиоклазы и роговая обманка. Микроклин же обычно остается свежим.

Сам процесс автоморфизма особого интереса не представляет, степень развития вторичных минералов в гранитах сравнительно невелика, а общее направление процесса никакими особо оригинальными чертами не обладает. Процессы автометаморфизма шаранурских гранитоидов интересны с точки зрения их влияния на породы архейского комплекса. Мы уже упоминали, что из вторичных минералов в породах архея наиболее распространен мусковит. По отношению к остальным архейским минеральным парагенезисам мусковит типично постериорное низкотемпературное образование. В процессе обработки геологических материалов нами была предпринята безуспешная попытка установления каких-либо закономерностей пространственного размещения по всей площади острова в той или иной степени мусковитизированных пород архея. Решение этого вопроса, по-видимому, возможно лишь при более детальных исследованиях, при картировании всех тел гранитов и их жильных производных в достаточно крупном масштабе.

Автометаморфические процессы явились завершающим этапом постмагматической деятельности шаранурских гранитоидов, что доказывается спорадическим присутствием типоморфного для автометаморфизма мусковита во всех кристаллических породах архея, в самих шаранурских гранитоидах и в связанных с ними пегматитах, фельдшпатизированных породах и кварцевых жилах первой генерации.

### ВОЗРАСТ ШАРАНУРСКИХ ГРАНИТОИДОВ

Нижняя возрастная граница шаранурских гранитов определяется легко и однозначно. Шаранурские гранитоиды прорывают смятые в складки мигматизированные и гранитизированные породы ольхонской серии архея. Таким образом, возраст шаранурских гранитоидов безусловно послепарейский. Шаранурские гранитоиды резко отличны от архейских по структурному положению, по минералогическому составу и петрохимическим особенностям, давно известным благодаря работам Д. С. Коржинского, Н. В. Фроловой, Н. Г. Судовикова и других.

О том же свидетельствуют и геохимические данные. Известно, что разновозрастные комплексы гранитоидов характеризуются разной геохимической специализацией. Особенно ярко эта черта проявляется в содержании второстепенных элементов и элементов-примесей в слюдах, являющихся в гранитах минералом, концентрирующих эти элементы (Никитина, 1955). Были проанализированы слюды из метаморфических пород архея (18 проб), архейских гнейсовидных гранитов (10 проб) и шаранурских гранитоидов (15 проб). Спектральным методом были определены содержания семи элементов: ванадия, никеля, хрома, циркония, скандия, марганца и ниобия.

Анализ слюд из пород архея и послепарейских гранитоидов Ольхона дал следующие результаты.

1. Все пробы слюд из различных орто- и паропород архейского комплекса, в том числе и из архейских трондьемитовых гранитов, показали примерно одинаковые содержания определяемых элементов вне зависимости от петрографического состава пород. В этом обстоятельстве можно усмотреть дополнительное доказательство ультраметаморфического происхождения архейских гранитов Ольхона.

2. Слюды шаранурских гранитоидов обнаружили иное, чем у архейских, содержание упомянутых выше семи элементов.

Таблица 10

Содержание элементов-примесей в слюдах (в %)

Комплекс пород, из которого взяты слюды	V	Ni	Cr	Zr	Sc	Mn	Nb
Архейские метаморфические породы и гнейсовидные гранитоиды (трондьемиты) . . . . .	0,043	0,020	0,056	0,018	0,0055	0,284	Нет
Послеархейские гранитоиды шаранурского комплекса . . . . .	0,034	0,0053	0,022	0,020	0,0054	0,321	Очень часто следы

3. Близость содержаний элементов внутри каждой из двух групп слюд позволяет без особой погрешности характеризовать содержание в них элементов-примесей с помощью среднеарифметических величин. В табл. 10 мы приводим эти средние величины<sup>1</sup>.

<sup>1</sup> Пробы из коллекции А. С. Ескина в лаборатории спектрального анализа Института земной коры СО АН СССР анализировались А. И. Черненко и А. И. Кузнецовой.

Приведенные данные показывают, что слюды шаранурских гранитоидов существенно отличаются от слюд архейских пород пониженными содержаниями ванадия, никеля, хрома и несколько повышенным содержанием марганца. В шаранурских слюдах часто обнаруживаются следы ниобия, отсутствующего в архейских слюдах. Разная специализация состава элементов-примесей в данном случае является, по-видимому, прямым свидетельством различного возраста и происхождения сравниваемых комплексов, что было ранее доказано для пород архея и разновозрастных гранитоидов Хамар-Дабана (Никитина, 1955).

Обратимся теперь к сравнению шаранурских гранитоидов с протерозойскими гранитоидами смежных районов. В существующих сводках по магматизму Байкальской горной области (Арсеньев и Нечаева, 1953; Белов, 1958 и др.) не приведено, к сожалению, четких признаков своеобразия кислых магм нижнего и верхнего протерозоя. Проще и надежнее провести прежде всего сравнения с нижнепротерозойскими гранитоидами Прибайкалья. Среди них в Западном Прибайкалье особое положение «эталона» занимают граниты района Елохина мыса. Нижнепротерозойский возраст гранитов этого района был определен Е. В. Павловским и А. И. Цветковым (1936). Граниты прорывают толщу пород нижнего протерозоя, а на размытую поверхность гранитов трансгрессивно налегают отложения голоустенской свиты верхнего протерозоя. Граниты района Елохина мыса слагают несколько массивов. Их жильные дериваты проникают глубоко в толщу оболочки осадочных пород нижнего протерозоя и принимают участие в их складчатой структуре. «Текстура гранитов полосчатая, гнейсовидная или массивная. Преобладающий тип структуры гипидиоморфнозернистый или плоско-параллельный. В последнем случае гипидиоморфнозернистая структура перекрывается кристаллобластической. В жильных разностях нередки структуры переходного типа от гипидиоморфнозернистых к порфиридовидным.

Таблица 11

Сравнение шаранурских гранитов с нижнепротерозойскими гранитами других районов Байкальской горной области

Характеристика пород	Шаранурские гранитоиды Ольхона	Граниты Елохина мыса (Павловский, Цветков, 1936 г.)	Каларский и Кемьский граниты (Павловский и Цветков, 1938а)	Граниты Бугульдейско-Ангинского района (Павловский, Цветков, 1938б)
Внешний облик пород	Среднезернистые, реже крупнозернистые; светло-серые, розоватые, массивные и гнейсовидные за счет катаклаза	Среднезернистые, редко крупнозернистые, массивные и гнейсовидные (катаклаз). Преобладает окраска красноватого цвета, иногда зеленоватая (хлорит)	Серые, крупнозернистые и среднезернистые, массивные, со склонностью к порфиридовидной структуре	Белые, розоватые, желтоватые, среднезернистые; преобладают массивные, есть гнейсовидные и сланцеватые
Структура	Гипидиоморфнозернистая	Гипидиоморфнозернистая	Гипидиоморфнозернистая	Гипидиоморфнозернистая
Минеральный состав (главные минералы)	Микроклин, плагиоклаз, кварц, биотит, редко роговая обманка	Микроклин, плагиоклаз, биотит, редко биотит и роговая обманка	Микроклин, кварц, плагиоклаз, биотит	Микроклин, кварц, плагиоклаз, биотит
Форма залегания и характер контактов	Массивы и дайки разной величины и формы, контакты секущие и согласные	Крупные массивы и жиллоподобные согласные тела	Крупные массивы	Жильные образования согласного типа
Вторичные минералы	Мусковит и серицит по плагиоклазу	Хлорит по биотиту, пелитизация и сосюртизация плагиоклазов	Незначительно серицит по плагиоклазу	Серицитизация и мусковитизация

По минералогическому составу граниты соответствуют нормальным. Преобладают биотитовые, иногда встречаются биотито-роговообманковые разности. Нередки лейкократовые разности, бедные цветным компонентом...

Полевошпатовый компонент представлен микроклином и кислым плагиоклазом. Кварц является следующим по распространенности минералом после полевых шпатов... Характерной чертой химизма гранитов нижнего протерозоя является повышенное содержание щелочных земель» (Павловский, 1948). Таким образом, елохинские граниты тождественны по минеральному составу, микроструктуре и текстурным особенностям гранитоидам шаранурского комплекса (табл. 11).

Следует отметить, что породы, взятые для сравнения, принадлежат к семейству нормальных щелочноземельных гранитов и, насколько можно судить по имеющимся данным, почти не обнаруживают склонности к дифференциации. Ограниченные вариации составов, по-видимому, объясняются явлениями ассимиляции. Сравнимые гранитоиды объединяет также одинаковое умеренное метаморфизирующее воздействие на вмещающие породы как в магматическую, так и в постмагматическую фазы.

В таблице 12 дано сравнение химических анализов послепалеозойских гранитов Ольхона с нижнепротерозойскими гранитами Елохина мыса и ряда других районов. Из числа имевшихся у нас анализов ольхонских гранитов мы взяли восемь. Первый из них — среднее из пяти анализов гранитов тождественного химического состава. Анализы 2, 3, 4, 5 иллюстрируют группу гранитов с несколько варьирующими составами. Анализы 6, 7 и 8 представляют дайковые граниты острова. Все эти анализы приводились нами уже ранее на табл. 8 с более или менее подробной характеристикой внешнего вида, состава гранитов и местоположения анализирувавшихся пород. Для сравнения мы приводим четыре анализа, отражающие усредненные составы нижнепротерозойских гранитов других районов Прибайкалья и Забайкалья. Данные табл. 12 подтверждают мнение о принадлежности шаранурских гранитов к семейству нормальных гранитов щелочноземельного типа, близких к нижнепротерозойским гранитам как Елохина мыса, так и других упомянутых районов. Своеобразие шаранурских гранитов выражается в известной пестроте их состава. В них наблюдаются вариации в содержании отдельных компонентов (окисного и закисного железа, магния, кальция, щелочей и общей их суммы), тогда как гранитоиды из других районов обладают более однообразными соответственными показателями. В меньшей степени варьируют содержания кремнезема и глинозема. Параметры по А. Н. Заварицкому в той же степени отражают некоторое разнообразие составов ольхонских гранитов, хотя эти параметры варьируют в пределах, допустимых для предположения о петрохимической близости сравниваемых пород. Лишь в трех случаях ольхонские граниты обнаруживают серьезные отклонения величин главных параметров. В анализе 2 заметно высока общая сумма щелочей ( $a = 16,6$ ) и соответственно мал параметр ( $Q = +18,7$ ). Такими же в общем чертами обладает порода, представленная анализом 5 ( $a = 16,2$ ;  $Q = +17,3$ ). В анализе 3 мала величина параметра ( $Q = +18,9$ ). Как мы уже указывали, такие вариации в составе шаранурских гранитоидов легко объясняются влиянием ассимиляционных процессов.

Приведенные выше сопоставления позволяют сделать вывод о принадлежности шаранурских гранитов к группе нижнепротерозойских образований. Этот вывод согласуется со структурным положением шаранурских гранитов, формами их залегания и взаимоотношениями с глубоко метаморфизованными породами архейского комплекса.

Абсолютный возраст древнепалеозойских гранитоидов, давно выделенных Д. С. Коржинским (1936, 1939) по данным Дзевановского, Полевой

## Сопоставление химизма шаранурских гранитов с нижнепротерозойскими гранитами других районов

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO <sub>2</sub>	72,16	68,97	64,94	69,07	67,69	74,23	69,47	72,45	71,07	70,02	70,88	70,33
TiO <sub>2</sub>	0,16	0,17	0,64	0,21	0,38	0,07	0,34	0,08	0,58	0,63	0,27	0,15
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,86	16,89	15,77	15,54	16,57	13,59	13,90	13,95	13,28	13,45	16,26	15,55
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,00	0,39	2,39	1,60	1,87	1,17	0,98	1,26	0,91	1,36	0,79	1,29
FeO	0,62	1,32	3,27	1,53	1,18	0,98	2,22	0,92	2,56	2,70	0,62	1,03
MnO	0,01	0,07	—	—	—	—	—	—	0,04	0,26	0,04	0,05
MgO	0,65	0,69	2,84	0,66	1,06	0,57	0,73	0,96	0,82	0,92	0,49	0,60
CaO	0,89	1,83	3,56	2,93	2,12	0,80	1,84	1,36	2,13	2,28	2,09	2,13
Na <sub>2</sub> O	1,89	4,20	4,10	3,82	5,17	3,03	2,92	3,31	3,65	2,63	4,43	5,36
K <sub>2</sub> O	5,32	5,25	2,40	3,90	3,36	5,33	4,88	4,96	3,74	4,88	3,42	2,72
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	Не опр.	0,14	0,15	0,52	0,33	0,35	2,57	0,48	0,18	0,39	0,48	—
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,41	0,32	0,39	0,32	0,34	0,28	0,23	0,36	1,06	0,80	0,09	0,69
CO <sub>2</sub>	Не опр.	Не опр.	0,06	0,22	0,06	0,02	0,30	Нет	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,09	0,039	Не опр.	—	—	—	—					
Про- цие	Нет	—	—	—	0,12							
Сумма	100,15	100,63	100,50	100,32	100,13	100,42	100,38	100,09	100,02	100,32	99,86	100,02

## Параметры по А. Н. Заварицкому

<i>a</i>	11,2	16,6	12,2	14,0	16,2	13,6	13,5	13,9	13,1	12,9	12,9	15,4
<i>c</i>	1,0	2,1	4,2	3,4	2,5	0,9	2,2	1,6	2,1	2,3	2,5	2,5
<i>b</i>	10,5	4,3	9,8	4,0	5,2	4,7	4,8	4,5	5,3	5,9	5,6	3,1
<i>S</i>	77,3	77,0	73,7	78,6	76,1	80,8	79,4	80,0	79,5	78,9	79,0	79,0
<i>Q</i>	+31,3	+18,7	+18,9	+25,8	+17,3	+32,5	+29,7	+30,6	+30,6	+29,7	+29,7	+24,7
<i>a'</i>	78,0	33,0	1,3	—	14,1	41,6	14,3	22,7	—	—	62,0	—
<i>c'</i>	—	—	—	3,3	—	—	—	—	8,7	6,8	—	—
<i>m'</i>	9,8	27,1	47,3	27,2	33,3	19,4	26,7	36,3	25,0	25,0	14,2	32,6
<i>f'</i>	12,2	39,6	51,4	69,5	52,6	39,0	60,0	41,0	66,3	68,2	23,8	67,4
<i>n</i>	35,5	55,0	72,6	59,8	70,3	46,1	47,9	50,2	60,0	43,7	63,0	75,0
	7,5	9,4	20,5	33,8	30,7	19,4	17,1	22,5	15,0	20,0	12,0	35,0
<i>t</i>	0,16	0,2	0,74	0,26	0,44	0,08	0,25	0,08	—	—	—	—
<i>a:c</i>	11	8	3	4	6	15	6	8	6	6	6	7

1 — шаранурские граниты, Ольхон, среднее из пяти анализов\*;

2 — шаранурский гранит, анализ 69а—55 г; 3 — шаранурский гранит, анализ 66г—55г; 4 — шаранурский гранит, анализ 66г—55 г; 5 — шаранурский гранит, анализ 91—60 г; 6 — дайковый шаранурский гранит, анализ 102—60 г; 7 — дайковый шаранурский гранит, анализ 29—60г; 8 — дайковый шаранурский гранит, анализ 305—60 г; 9 — граниты; Елохина мыса (среднее из двух анализов). По Е. В. Павловскому и А. И. Цветкову (1936); 10 — граниты Олекмо-Витимского нагорья (среднее из двух анализов). По Е. В. Павловскому и А. И. Цветкову (1934); 11 — древнестановые граниты Тимптонского района (среднее из четырех анализов). По Д. С. Коржинскому (1939); 12 — древнестановые граниты бассейна р. Зеи (среднее из десяти анализов). По Д. С. Коржинскому (1939).

\* Данные о месте взятия проб приведены ранее в табл. 8.

(1961) и Лейтеса, достигает 1580—1810 млн. лет, что указывает на принадлежность их к нижнему протерозою.

Предположение о более молодом верхнепротерозойском или палеозойском возрасте шаранурских гранитов Ольхона не находит пока никаких оснований. Насколько можно судить по имеющимся данным (Арсеньев и Нечаева, 1953; Белов, 1958), глубинные аналоги кислых магм верхнего протерозоя серьезно отличаются от гранитов нижнепротерозойского возраста. Для более молодых интрузий характерны явления дифференциации, обилие и разнообразие жильных дериватов. Контактное воздействие этих интрузий на вмещающие породы интенсивно и своеобразно. В частности, для гранитных интрузий палеозоя типичны энергичные контактовые процессы постмагматической фазы (скарнирование, грейзенизация).

## ВЕРХНЕПРОТЕРОЗОЙСКИЕ (?) УЛЬТРАОСНОВНЫЕ ИНТРУЗИИ

Ультраосновные породы распространены на Ольхоне незначительно. Два линзовидных в плане тела их четковидно располагаются в зоне продольного разлома, пересекающего среднее течение падей Эренхей и Харанцы. Длина одной линзы равна почти 2 км, а другой — близка к 1 км. В поперечнике большее тело достигает 800 м, меньшее — 200—250 м. Кроме того, на северо-западном крыле Ташкай-Ургентейского синклинория, в районе залива Хул было найдено небольшое, округлое в плане штокообразное тело ультраосновного состава диаметром около 12 м.

Все перечисленные тела сложены однообразными темно-серыми или черными с зеленоватым оттенком породами, мелко- и среднезернистыми. Текстура их массивная, структура паналлстриоморфнозернистая или сидеронитовая. Минеральный состав прост: в некоторых образцах порода нацело состоит из моноклинного пироксена типа диаллага, изредка по периферии зерен развивается вторичный амфибол. В других случаях присутствуют реликты зерен серпентинизированного оливина, составляющего до 15% объема породы. В качестве постоянной примеси в пироксенитах всегда отмечается магнетит. Иногда наблюдаются породы менее основного состава, переходные к породам габбрового семейства. В их состав, кроме моноклинного пироксена, входят основной плагиоклаз и обыкновенная роговая обманка.

Интрузивные тела этой категории, к сожалению, обнажены плохо. Вмещающими породами служат мраморы и кварциты эренхейской подсвиты хужирской свиты и уланнурские гнейсы. Зоны эндо- и экзоконтакта не обнажены. В поле развития пород ультраосновных интрузий совершенно отсутствуют как архейские, так и более поздние гранитоиды. Это обстоятельство, а также отсутствие каких-либо признаков наложенного метаморфизма в породах ультраосновных интрузий позволяет относить их к сравнительно молодым образованиям и исключить возможность их принадлежности к древнейшим, архейским комплексам.

Ультраосновные породы, известные в более южном участке Западного Прибайкалья (Павловский, Цветков, 19386), условно относятся к верхнему протерозою. Та же возрастная оценка может быть сохранена и для гипербазитов Ольхона.

Новые определения абсолютного возраста калий-аргоновым методом по пироксенам (С. А. Тарасевич, лаборатория абсолютного возраста Иркутского геол. управления) дали для пироксенитов, слагающих шток в районе залива Хул на Ольхоне, цифру 1453 млн. лет.

## МЕЗОЗОЙСКАЯ (?) ДАЙКА ДИАБАЗА

На мысе Ижимей у уреза воды гнейсы уланнурской свиты рассечены дайкой диабазом мощностью около 1,8 м. Пласты гнейсов здесь падают по азимуту  $10^\circ$  под углом  $45^\circ$ . Диабазовая дайка вертикальная. Ее простирание  $310^\circ$ .

Макроскопически диабаз из дайки имеет темную, почти черную окраску, мелкозернистое сложение и массивную текстуру. На мелкозернистом фоне местами видны тонкопризматические кристаллы амфибола.

Зальбанды дайки резкие. Никаких экзо- и эндоконтактных изменений не наблюдается.

Под микроскопом диабаз имеет структуру, переходную от габбровой к призматически-зернистой. Породообразующие минералы — сосюритизированный плагиоклаз ряда лабрадора (60%), относительно свежая зеленая призматическая роговая обманка (35%) и геденбергитовый моноклинный пироксен (5%). Подчиненное значение имеет магнетит.

Диабазовые дайки, развитые в Прибайкалье и Забайкалье, чаще всего относятся к мезозою, в связи с чем тот же возраст можно предполагать и для ижимейского диабазового массива.

Описанная дайка диабазового массива является единственной. Подобных образований в других частях острова мы не видели.

## СТРАТИГРАФИЯ КАЙНОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ<sup>1</sup>

### ПРЕДМИОЦЕНОВАЯ КОРА ВЫВЕТРИВАНИЯ (Т<sub>рк</sub>)

В основании разреза кайнозойских отложений на Ольхоне местами располагается толща пород, слагающая древнюю кору выветривания, впервые обнаруженную на острове в 1953 г. Е. В. Павловским и Г. П. Вологодским. Остатки древней коры выветривания, уцелевшие от размыва, наблюдались нами только на северо-западном, маломорском побережье острова, для которого характерен сравнительно мягкий, выположенный рельеф — на побережье Саган-Хушунского залива, Уларьей губы, на мысе Улан-Ирга, на западном склоне мыса Саса, на восточном склоне мыса Нюрганского, на побережье заливов Боян-Шунген и Харалдайского, на западном склоне Шаманского мыса, на восточном склоне мыса Хужиртуйского, на побережье Татайского залива, на правом склоне пади Семи сосен и на западном склоне мыса Шара-Шумун (фиг. 4). Наиболее широко породы древней коры выветривания развиты на побережье Харалдайского и Боян-Шунгенского заливов. В большинстве случаев разнообразные породы коры выветривания, возникли за счет преобразования кварцитов, мраморов и разнообразных гнейсов и кристаллических сланцев уланнурской свиты ольхонской серии архея. Исходным материалом для образования продуктов выветривания служили также послепермские граниты и пегматиты, развитые в пределах указанных участков маломорского побережья Ольхона.

Как мы уже упоминали, породы древней коры выветривания распространены в пределах пологих депрессий, хорошо выраженных в современном рельефе и являющихся ареной широкого развития озерных верхнетретичных глин и раннечетвертичных песков. Несомненно, во внутренних частях этих депрессий под чехлом кайнозойских озерных накоплений кора выветривания сохранилась наиболее полно. В естественных обнажениях выходы пород, слагающих древнюю кору выветривания, в большинстве случаев приурочены к окраинам этих депрессий. Первичные условия залегания часто замаскированы делювиальными процессами и, особенно, оползневыми явлениями.

На западном склоне мыса Саса у самого уреза воды (Малое море) выходят темные зеленовато-серые диопсидо-плагноклазовые кристаллические сланцы и биотитовые гнейсы уланнурской свиты и кварциты хужирской свиты ольхонской серии архея, слагающие крыло крутой складки (азимут падения 140°,  $\angle 60-80^\circ$ ). В склоне мыса хорошо видно,

<sup>1</sup> В этом разделе приведены итоги наблюдений Е. В. Павловского и Г. П. Вологодского в 1953 г., в результате которых на Ольхоне были открыты предмиоценовая кора выветривания и миоценовые озерные отложения, позже изучавшиеся А. Ф. Китайником и В. С. Ткалич, Н. А. Логачевым и др. Следует заметить, что лишь наблюдения Н. А. Логачева существенно дополняют и детализируют стратиграфию и литологию ольхонского кайнозоя.

что в сланцах располагается большое количество согласных, жилородных тел гнейсовидных гранитов и пегматитов с массивной текстурой. В гнейсах в изобилии встречаются также вытянутые по падению их линзы различных размеров, сложенные теми же гнейсовидными гранитами и, в меньшей мере, белым кварцем. В последнем случае вокруг линз наблюдается тонкая оторочка биотита.

Прослеживая вверх по крутому склону пачку диопсидо-плагиоклазовых сланцев вместе с содержащимися в ней согласными гранитными телами, мы обнаруживаем, что в средней части склона путем очень постепенных переходов диопсидовые сланцы, полностью сохраняя условия залегания и текстуру, переходят в рыхлую массу желтой охры. Еще выше по склону, в верхней части его, на высоте 8—10 м над урезом воды в проливе, эта охристая масса постепенно теряет текстуру, присущую диопсидо-плагиоклазовым кристаллическим сланцам, и приобретает вид бесструктурной массы буровато-желтой охры, оплывающей местами вниз по склону. Биотитовые гнейсы аналогичным образом в верхней части склона замещаются ярко-красными, малиновыми охрами. На головах кварцитовых пластов в верхней части склона, вскрытой рядом старых заплывших шурфов, располагаются желтоватобурые песчано-суглинистые породы с глыбами различных размеров серых ноздреватых кварцитов с графитом. Поры в этих кварцитовых глыбах и обломках выполнены красновато-бурой охрой. Согласные жилы пегматитов, располагающиеся вдоль контактов диопсидо-плагиоклазовых кристаллических сланцев и кварцитов, по вертикали вверх постепенно замещаются белой каолиноподобной породой, вначале еще сохраняющей графическую структуру пегматита, а в верхней части склона переходящие в белую бесструктурную каолиноподобную породу, отдельные участки которой сложены бледно-зеленым очень мягким талькоподобным минералом. В этой бесструктурной каолиноподобной массе местами встречаются неправильной формы обломки и глыбы осветленного пегматита, рассланцованных гранитов и ноздреватых кварцитов. В ряде мест западного склона мыса Саса белые каолиноподобные бесструктурные породы вместе с включенными в них глыбами смещены вниз по склону. В других участках маломорского побережья Ольхона — Уларья губа, мыс Цаган-Хушун — на головах кварцитов и гнейсов лежат красные и черные охры, в которых в большем или меньшем количестве присутствуют стяжения водных окислов марганца, различных размеров, формы и твердости. Черный цвет охр, видимо, обусловлен присутствием значительных количеств порошкообразных минералов из группы водных соединений марганца.

В других участках маломорского побережья Ольхона, перечисленных выше, особенно в районе заливов Боян-Шунген и Харалдайского, кора выветривания представлена белыми, розовыми, желтыми каолиноподобными породами, черными, красными, желтыми и зеленоватыми охрами, по большей части смещенными вниз по склонам благодаря оползанию и процессам делювиального характера. В этих условиях оценить мощность коры выветривания нелегко. Можно сказать, что величина ее обычно исчисляется несколькими метрами, а в ряде случаев достигает 10 и более метров. Необходимо учитывать, что в обнажениях мы обычно встречаемся с корой выветривания, выходящей на поверхность на краях депрессий, где мощность коры представляется минимальной. В центральных частях этих депрессий мощность коры выветривания, вероятно, значительно больше. Каолиноподобные породы, термографически изучавшиеся А. Ф. Коржинским при консультации А. И. Цветкова, оказались в большинстве случаев состоящими из монотермита. Образец, взятый на склоне Нюрганского мыса, по данным того же термического анализа, представлен каолиновой глиной с примесью монотермита.

Полный минералогический<sup>1</sup> анализ ряда штуфных проб, характеризующий совокупность минералов, включенных в глиноподобные породы коры выветривания, показал, что здесь мы имеем дело с минеральными компонентами, перешедшими в состав коры выветривания непосредственно из подстилающих ее древних коренных пород. Из длинного списка этих минералов наибольшее породообразующее значение имеют кварц и кальцит. Подчиненная роль принадлежит амфиболом, пироксенам, графиту, гранату, магнетиту, ильмениту, рутилу, гетиту, биотиту, сфену, циркону, эпидоту, апатиту, мартиту, вольфрамиту, темно-зеленой шпинели, пириту, гюбнериту, хлоритоиду, пирротину, серпентину, флюориту и турмалину. Среди гипергенных минералов наибольшее значение имеют нонтронит, лимонитовые охры и черные охры марганца. Возраст коры выветривания, условно относимой нами к предмиоценовым образованиям, определяется тем, что на склонах тех депрессий, где развита кора, равно как, вероятно, и в центральных частях этих депрессий, стратиграфически выше располагаются мио-плиоценовые озерные отложения, описываемые ниже.

Необходимо дальнейшее специальное изучение состава, мощности, распространения и деталей условий залегания коры выветривания.

### МИО-ПЛИОЦЕНОВЫЕ ОЗЕРНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ (Tr)

Древние озерные отложения, относящиеся к верхнему миоцену-плиоцену, так же как и кора выветривания, были впервые обнаружены на Ольхоне в 1953 г. Е. В. Павловским и Г. П. Вологодским. Верхнетретичные отложения особенно широко распространены на побережье Боян-Шунгенского и Харалдайского заливов, где они выполняют обширную депрессию, ограниченную на юго-западе гребнем, оканчивающимся мысом Харанцы, а на северо-востоке — гребнем мыса Будун. Меньшие площади распространения верхнетретичных отложений выделены на побережье Улан-Хушинского залива, на северном склоне Нюрганского мыса, на южном склоне мыса Саса, в районе пос. Хужир, на побережье Хонхойской губы и на левом склоне пади Семь сосен (фиг. 4). Обычно верхнетретичные отложения обнажены очень плохо, они активно участвуют в создании характерных оползневых форм рельефа. Особенно эффектные огромные амфитеатры оползней в районе мыса Саса, на побережье Нюрганской губы и близ поселка Харанцы. Естественно, что изучать стратиграфию верхнетретичных отложений и оценить мощность их, наблюдая только отдельные смещенные оползневые блоки, весьма затруднительно. На южном склоне мыса Саса видно, что белые глины и охры коры выветривания перекрываются зеленовато-серыми глинами мио-плиоцена. В верхней части оползшего склона бухты, ограниченной с севера мысом Саса, в сравнительно свежих плоскостях отрыва оползневых блоков видно, что верхнетретичные отложения представлены по преимуществу вязкими зеленовато-серыми или, что чаще, синевато-серыми глинами с тонкими прослоями и линзами ржавых, желто-бурых неравномернозернистых рыхлых песчаников с корками и натеками лимонита и черных окислов марганца. Песчаные прослои водоносны, местами из них сочатся грунтовые воды. Обилие этих песчаных прослоев и их водоносность, наряду с общим слабым уклоном верхнетретичных отложений от краев депрессий к их центральной части и общего уклона депрессий в сторону Малого моря, и создает весьма благоприятные предпосылки для развития многочисленных оползней. Мощность глинисто-песчаной толщи мио-плиоцена в данных условиях может быть оценена

<sup>1</sup> 27 анализов произведено Минералогической лабораторией Иркутского геологического управления в 1954 г.

очень грубо в несколько десятков метров. Тот же литологический облик, равно как и мощность и соотношения с корой выветривания, имеют верхнетретичные отложения, развитые близ мыса Буругер около пос. Харанцы, на побережье Хонхойской губы и Улан-Хушинского залива. В последнем участке в глинах встречены обильные кристаллы гипса, то единичные, то в форме «ласточкиных хвостов» длиной до 1 см.

В пределах поселка Хужир в карьере кирпичного завода верхнетретичные отложения представлены зеленовато-серыми тонкослоистыми равномернозернистыми рыхлыми песчаниками с подчиненными им прослоями зеленовато-серых глин, местами окрашенных в черный цвет благодаря натекам водных соединений марганца. Видимая мощность песчаников в карьере около 2 м. Здесь породы залегают не горизонтально, а наклонены на северо-восток (азимут 40°) под углом, плавное увеличение в пределах стенка небольшого карьера от 5 до 25°. В данном случае трудно судить, насколько наклонное положение пластов песчаников связано с оползевыми явлениями. Следует лишь подчеркнуть, что во всем районе кирпичного завода и всего пос. Хужир никаких признаков присутствия оползневых форм рельефа не наблюдается.

Во всех отмеченных выше районах распространения верхнетретичных отложений установлено, что они перекрываются более молодыми желтыми песками плейстоцена.

В некоторых образцах глин обнаружена разнообразная флора диатомовых водорослей, руководящее значение в которой занимает *Melosira* sp., «имеющая вид типично третичной формы», по заключению А. В. Векшиной и Н. И. Поповой — сотрудников треста «Востсибнефтегеология» в Иркутске. В этом же образце в единичных формах присутствуют пресноводные диатомеи: 1) *Melosira baicalensis* (K. Meyer) Wisl., 2) *Cocconeis placentula* var. *intermedia* (Herib et Perag), 3) *Cymbella ventricosa* Ktz., 4) *Achnanthes Oestrupii* (A. Cl.) Hust., 5) *Didymosphenia geminata* (Lymgb) M. Schm., 6) *Ceratoneis arcus* Holmboe, из которых вторая, третья, пятая и шестая являются четвертичными формами и присутствуют в образце глины, взятом с поверхности.

В других образцах глин и рыхлого песчаника встречена пыльца граба, характерная для третичных отложений. Пыльца граба определена сотрудниками треста «Востсибнефтегеология» А. В. Векшиной и А. Н. Лысовой. На основании этих, довольно скудных данных описываемые нами глины и рыхлые песчаники были нами еще в 1953 г. отнесены к категории третичных образований. Это определение впоследствии (в 1955 г.) было подтверждено работами сотрудников Иркутского геологического управления А. Ф. Китайника и В. С. Ткалич. Ими был проведен в районах развития третичных отложений ряд горных выработок и дан схематический разрез третичных отложений, представленных чередованием разноцветных глин с песками. В нижней части разреза глин встречены тонкие углистые выклинивающиеся прослои, кристаллы гипса. В глинах обнаружены остатки крупных и мелких черепах, крупного полоза, антилопы и, вероятно, носорога, а также рыб (сомовые, лососевые и др.). По мнению Л. Н. Иваньева — сотрудника Восточно-Сибирского филиала АН СССР, костные остатки по характеру фоссилизации и видовому составу принадлежат к теплолюбивым животным миоцен-плиоценового времени. По данным В. М. Климановой (Восточно-Сибирский филиал АН СССР), изучавшей образцы А. Ф. Китайника и В. С. Ткалич, здесь обнаружены двадцать шесть форм диатомей и комплекс пылецы, в спектре которой большую роль играют такие теплолюбивые широколиственные формы, как лещина, ольха, клен, вяз, падуб, граб, липа, бук, дуб, ликвидамбар, ореховые и миртовые.

Таким образом, органические остатки в глинах и рыхлых песчаниках Ольхона, собранные в 1955 г. А. Ф. Китайником и В. С. Ткалич, хорошо

подтверждают принадлежность к третичному периоду указанных отложений, как это было установлено нами ранее. Новые находки дают возможность уточнения возраста этого комплекса и перевода его из общей категории третичных отложений в более тесные рамки верхнего миоцена-плиоцена.

А. Ф. Китайник и В. С. Ткалич определяют общую мощность верхнетретичных отложений в 50 м. К сожалению, неясно, в какой мере ими учтены оползневые нарушения, столь характерные для областей развития этих отложений. Остались неустановленными нижняя и верхняя границы разреза, соотношения с предмиоценовой корой выветривания и плейстоценовыми песками.

### ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫЕ ПЕСКИ (Q<sub>1</sub>)

Песчаные озерные отложения, относимые нами к плейстоцену, распространены на северо-западном побережье Ольхона. Обычно площади развития плейстоценовых песков совпадают с теми депрессиями на маломорском побережье острова, с которыми связаны выходы древней коры выветривания и верхнетретичных отложений (фиг. 4).

Присутствие песков на Ольхоне известно уже давно, оно отмечалось еще первыми исследователями острова — И. Д. Черским и В. А. Обручевым. Пески занимают большую площадь в виде широкой полосы (2—3 и более километров) на побережье Нюрганского и Улан-Хушинского заливов, в отдельных местах далеко вдаваясь в глубь острова. Самое крупное поле песков расположено в середине Ольхона. Оно протягивается от Харанчинской пади, доходя на юго-западе почти до пос. Малый Хужир, и слагает почти без перерывов побережье Сарайского и Хужирского заливов. Средняя ширина этого песчаного поля колеблется от 3 до 7,5 км. В глубь острова пески так же, как и в предыдущем случае, заходят очень далеко. Так, к северо-востоку от верхнего течения пади Тумыр-Тологой пески на склоне гребня, обращенном к Малому морю, достигают абсолютной отметки 950 м, другими словами, поднимаются над современным уровнем Байкала почти на 500 м. Внутри этого обширного песчаного поля, занимающего площадь свыше 40 км<sup>2</sup>, из-под песков выступают на вершинках отдельных холмообразных возвышенностей древние докембрийские породы, а местами — кора выветривания и верхнетретичные глины. Значительно более мелкие поля развития песчаных отложений выделены на нашей карте в окрестностях улуса Хужиртуй, на побережье Хонхойской губы, заливов Шибетый, Тодакт, Семисосенского, в бухте у мыса Шара-Шумун, на полуостровах Кобылья Голова и Уляхтинском, в окрестностях пос. Ташкай и в районе бухты мыса Уншуй. Два небольших изолированных «пятна» песков обнаружены в глубине юго-западного окончания острова на гребнях, расположенных к югу от Семисосенского залива и мыса Шара-Шумун.

Изучение условий залегания и первичного облика толщи песчаных отложений осложняется тем существенным обстоятельством, что верхние приповерхностные части разреза песков переветрены. Под влиянием господствующих в этой части Ольхона ветров (Сарма), дующих с северо-запада на юго-восток, поверхность песков, особенно в пределах двух больших полей их развития, всхолмлена, пески слагают нередко целые системы барханов, частью схваченных редкими сосновыми насаждениями, частью совершенно свежих и несомненно находящихся в движении. Учитывая это обстоятельство, можно думать, что особенно длинные «языки» песков, вдающиеся в глубь острова на многие километры, сформированы в известной мере путем эоловой транспортировки песков уже после их отложения. Однако, даже учитывая этот фактор эоловой деятельности, имеются основания утверждать, что пески в коренном зале-

тании, не перевеянные, сохранившие характерную для них тонкую слоистость, достигают отметки около 300 м над современным уровнем Байкала.

Пески залегают, как уже говорилось, то на верхнетретичных глинах, то на предмиоценовой коре выветривания, то, наконец, и это более частый случай, на докембрийских гнейсах и гранитах. Толща песков прорезана в ряде случаев современными долинами. Днища этих наиболее молодых современных долин выполнены разнообразным по характеру аллювием, о котором мы будем говорить ниже при описании отложений голоцена.

Озерные пески обычно окрашены в желтый цвет, мелко- и равномернозернисты. В некоторых небольших обнажениях, прикрытых выступами рельефа от разрушительного действия Сармы, видно, что отдельные горизонты песков обладают тонкой слоистостью, что пески неравномерно окрашены водными соединениями железа в различные оттенки буро-желтого цвета. По минералогическому составу они относятся к категории полимиктовых (по данным минералогической лаборатории Иркутского геологического управления). Главную роль в их составе играет кварц, меньшую — гранат, полевые шпаты, амфиболы, слюды (биотит и мусковит). В качестве единичных зерен наблюдаются лимонит, хлорит, циркон, турмалин, рутил, апатит, кальцит, ильменит, магнетит, сфен, корунд и явно экзотический для Ольхона дистен.

Мощность песчаных отложений нелегко оценить в условиях довольно интенсивного развевания их. Вероятно, она достигает нескольких десятков метров.

Значительное количество образцов песков оказалось лишенными спор и пыльцы. Лишь в одном образце, по данным А. В. Векшиной и А. Н. Лысовой (трест «Востсибнефтегеология»), была в изобилии обнаружена пыльца хвойных и в меньшей мере трав. Песчаные отложения Ольхона могут быть сопоставлены с плейстоценовыми отложениями внутренних полей впадин байкальского типа, изучавшихся в последнее время С. М. Замараевым, Н. А. Флоренсовым, Н. А. Логачевым, В. В. Ламакиным и другими в Баргузинской, Тункинской и других впадинах. В этих районах в песках были обнаружены органические остатки (позночные, моллюски, диатомеи и др.), что позволяет относить их к среднему (?) и верхнему плейстоцену. Ольхонские пески, вероятно, имеют тот же возраст и нуждаются с этой точки зрения в дополнительных исследованиях.

#### НОВЕЙШИЕ ОТЛОЖЕНИЯ НА ОСТРОВЕ ОЛЬХОН — ГОЛОЦЕН (Q)

В состав голоценовых образований входят элювий, образующийся на высших точках рельефа, на плоских гребнях и вершинках, делювий склонов, разнообразные отложения аллювиального типа на побережье острова (озерный аллювий, прибрежные отложения) и слабо развитые аллювиальные отложения временных и постоянных водных потоков и озер внутри острова.

Элювий слагает обычно очень тонкий прерывистый покров на положительных формах рельефа, на вершинах плоских гребней и отдельных возвышенностей. Обычно он представлен продуктами физической дезинтеграции древних коренных пород острова и наблюдается в юго-западной и северо-восточной частях Ольхона в каменистой пустыне с грядово-холмистым рельефом. Здесь нет почвенного покрова и древние коренные породы почти повсеместно слагают длинные гривки, понижения между которыми заполнены тонким чехлом элювиальной дресвы и тонкой щебенки. Средняя часть острова залесена по преимуществу сосновыми природными насаждениями. Здесь хорошо развит почвенный

слой, располагающийся или непосредственно на древних коренных породах, или на щебенке и дресве этих коренных пород, или, наконец, на поверхности плейстоценовых песков.

Делювиальные образования весьма разнообразны. Склоны холмистых гряд и отдельных возвышенностей прикрыты обычно делювиальным плащом желтовато-бурых суглинков, содержащих дресву, щебенку, а иногда и остроугольные глыбы различных докембрийских пород. На более крутых склонах развиты глыбовые осыпи и россыпи, суглинистый компонент делювия в этих случаях играет меньшую роль или же отсутствует совершенно. На маломорском побережье Ольхона делювиальные накопления более разнообразны. На склонах холмов, древних пологих депрессий, выполненных верхнетретичными отложениями, и современных долин делювиальный плащ представлен продуктами плоскостного смыва, в которых содержатся дресва и щебенка докембрийских пород Ольхона, а главным образом глины и охры коры выветривания, глины и рыхлые песчаники мио-плиоцена и плейстоценовые пески.

Новейший озерный аллювий, отлагаемый в многочисленных заливах и бухтах маломорского побережья Ольхона, представлен песками, к краям бухт довольно постепенно, но быстро сменяющимися более грубыми отложениями, состоящими преимущественно из слабоокатанных глыб гранитов, гнейсов, кристаллических сланцев, мраморов, кварцитов — продуктов размыва утесов ближайшего мыса, ограничивающего залив, крутые, часто отвесные склоны которого подвержены неустанному воздействию прибоя озерных волн. На поверхности отлогих пляжей в бухтах и заливах маломорского побережья Ольхона в 10—15 м от береговой линии наблюдаются остатки невысоких гряд береговых валов, сложенных песчано-галечными накоплениями. Береговые валы, наиболее удаленные от берега, обычно в той или иной мере уже закреплены травяной, реже кустарниковой растительностью. Обилие мелких бухт, заливов и песчаных пляжей, тянущихся иногда на многие километры, весьма характерно для маломорского побережья Ольхона, наиболее безопасного для плавания и стоянки судов любого тоннажа. Совершенно иной облик характерен для аллювиальных отложений байкальского побережья Ольхона, в пределах которого береговая линия поразительно прямолинейна и где почти совершенно отсутствуют сколько-нибудь глубокие бухты и заливы с песчаными пляжами. На этой части побережья области накопления современного озерного аллювия практически отсутствуют.

Аллювий временных и постоянных водных потоков и мелких озер весьма разнообразен в связи с тем, что современная долинная сеть Ольхона обнаруживает очень слабую степень активности. Днища большинства падей лишены водотока и выполнены песчаным аллювием с примесью обычно плохо окатанного валунно-галечного материала. В долинах речек Харанчипской, Тумыр-Тологой и Хадай, низовья которых теряются в плейстоценовых песках, отложен более или менее грубый песчано-галечный пойменный аллювий. Днища V-образных долин молодого врезания, круто спускающихся к Байкалу (Идиба, Ташкиней и др.), завалены плохо окатанными глыбами гнейсов и гранитов, мелкогалечный и песчаный материал здесь почти не играет никакой роли в составе аллювия. В противовес этому, верховья этих речек и других падей, впадающих в Байкал и еще не вовлеченных в стадию новейшего омоложения и энергичной донной эрозии, сохранили мягкий рельеф. На дне этих, относительно древних, не омоложенных участков долин сохранился тонкий песчаный и иловатый аллювий, области развития которого выделены на нашей схеме (фиг. 4) в виде ряда удлиненных овалов в центральной части Ольхона. Здесь же сохранились небольшие реликтовые озера (Шара-Нур, Ургентэй и др.).

## ТИПЫ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ ДОКЕМБРИЯ И ИХ ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ

Изучение петрографического состава разреза ольхонской серии приводит прежде всего к выводу о том, что здесь представлены породы, отличающиеся весьма высокой степенью метаморфизма, — гнейсы различного состава, разнообразные кристаллические сланцы, амфиболиты, мраморы, кальцифиры и кварциты. Для всех пород характерны средние и крупнозернистое сложение, различные варианты обычной гранобластовой и иногда гранулитовой структур. Текстуры их гнейсовидные, полосчатые и массивные (плоско-параллельная, линейно-параллельная и т. д.). О высоком и интенсивном метаморфизме пород ольхонской серии свидетельствует и их минеральный состав. В них присутствуют: гранат ряда альмандина — пироба, моноклинные пироксены, высокотемпературная обыкновенная роговая обманка, средние и основные плагиоклазы, кальцит, доломит, форстерит, скаполит и др.

В общем, породы ольхонского разреза архея близки к глубокометаморфизованным породам архея Алданского щита и Слюдянского района Южного Прибайкалья. Вместе с тем анализ минеральных парагенезисов, присущих породам архея Ольхона, вскрывает некоторые их особенности. В ольхонских породах наиболее часто наблюдаются следующие устойчивые ассоциации главных породообразующих минералов<sup>1</sup>:

биотит + плагиоклаз + кварц;

биотит + гранат + плагиоклаз + кварц;

роговая обманка + плагиоклаз + биотит \* + кварц \*;

роговая обманка + диопсид + плагиоклаз + биотит \* + кварц \*;

кальцит + доломит \* + кварц;

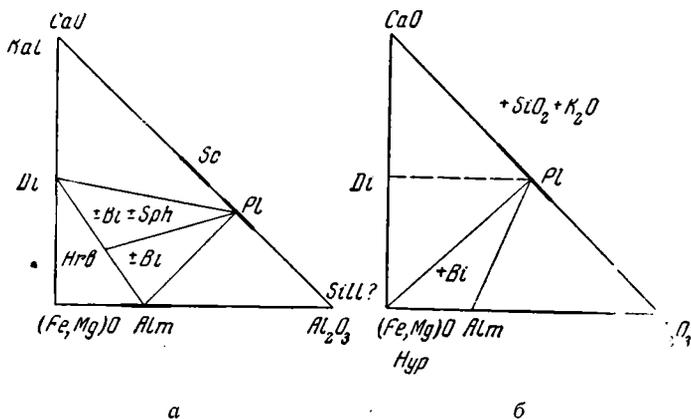
кальцит + доломит + диопсид + скаполит \* + кварц \*;

кальцит + форстерит + диопсид\*.

Перечисленные ассоциации вполне отвечают соответствующим парагенезисам алдано-слюдянской фации метаморфизма, характерной для пород архея Алданского щита и Слюдянского района (Коржинский, 1945). В то же время в перечне господствующих ассоциаций отсутствует наиболее типоморфная для алдано-слюдянской фации (гранулитовой фации или фации чарнокитов, по терминологии других авторов) ассоциация с гиперстеном. Породы, содержащие гиперстен, известны на Ольхоне лишь в единичных участках, приуроченных к наиболее низким стратиграфическим уровням нормального разреза. Здесь гиперстен наблюдается в ассоциации с биотитом, гранатом, плагиоклазом и кварцем или диопсидом и плагиоклазом. Гиперстен присутствует в виде редких мелких, биотитизированных зерен. Кроме биотитизации, никаких

<sup>1</sup> Минералы, отмеченные звездочками, могут в указанных ассоциациях отсутствовать.

других реакционных взаимоотношений минералов отметить не удастся. С другой стороны, в составе уланнурской и ташкайской свит нередко наблюдаются породы с ассоциацией: гранат — роговая обманка — плагиоклаз ± биотит ± кварц. Эта ассоциация, равно как и другие наиболее распространенные ассоциации в породах серии, характеризуется определенными чертами равновесности и совершенно не содержит никаких минеральных реликтов, которые могли бы рассматриваться как свидетельство в пользу вторичного происхождения данной ассоциации. Равновесность и довольно широкое распространение этой ассоциации дают основания включить ее в число типичных парагенезисов, определяющих степень метаморфизма (фацию) архейских пород ольхонской серии. Такие парагенезисы изображены на треугольной диаграмме CaO — Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> — (Fe, Mn)O (фиг. 21а). Диаграмма и упомянутые выше парагенетические ассоциации позволяют сопоставить степень метаморфизма



Фиг. 21. Диаграмма парагенезисов регионально метаморфизованных пород архейского комплекса острова Ольхон.

а — роговообманково-гранулитовая фация; б — гранулитовая фация

Bi — биотит; Kal — кальцит; Di — диопсид; Sc — скаполит; Pl — плагиоклаз, Hrb — роговая обманка; Alm — гранат; Sill — силлиманит; Hyp — гиперстен; Sph — сфен.

пород ольхонского архея с наиболее высокотемпературными степенями амфиболитовой фации. Это альмандино-диопсидо-роговообманковая субфация амфиболитовой фации, по Тернеру (Тернер, Ферхуген, 1961), или фация гранатовых амфиболитов, по терминологии Д. С. Коржинского (1945). Наблюдаемые парагенезисы весьма близки также к парагенезисам роговообманково-гранулитовой субфации гранулитовой фации, выделенной недавно Тернером и Ферхугеном. Последнее обстоятельство говорит об особой близости условий образования пород амфиболитовой и гранулитовой фаций. Однообразие наблюдаемых ассоциаций свидетельствует о несомненной выдержанности факторов метаморфизма в пределах значительных площадей, что характерно для процессов регионального метаморфизма. Отсутствие минеральных реликтов более ранних парагенезисов позволяет отнести эти процессы к первой, начальной стадии метаморфизма в архее, неразрывно связанного с явлениями архейского ультраметаморфизма.

Единичные находки гиперстенсодержащих пород требуют особого обсуждения. Отсутствие гиперстена или реликтов этого минерала в главной массе пород, развитых на Ольхоне, и других участках выходов архея в прилежащих районах Прибайкалья, позволяет говорить о локальном развитии подобных пород. Кроме этого, как мы уже отмечали выше, породы с гиперстеном наблюдались только в самых низах нормального разреза ольхонской серии. С этой точки зрения появление ассоциации, содержащей гиперстен, можно рассматривать как признак

определенного повышения степени метаморфизма, от верхних ступеней амфиболитовой фации к уровню гранулитовой (алдано-слюдянской) фации. По-видимому, есть основания допустить существование таких «пограничных» условий между амфиболитовой и гранулитовой фациями в нижней части разреза ольхонской серии. Ассоциация, содержащая гиперстен, является чуждой для типичных парагенезисов амфиболитовой фации. Она не находит соответствующего места на диаграмме состав — парагенезис амфиболитовой фации, так как полю гиперстенсодержащих пород на диаграмме отвечают замещающие их ассоциации граната, роговой обманки и плагиоклаза. Ассоциация с гиперстеном требует изображения на отдельной диаграмме, отражающей, прежде всего, устойчивый парагенезис гиперстена и плагиоклаза (фиг. 21,6). Это — известная треугольная диаграмма, характеризующая парагенезисы минералов, в кристаллических сланцах алданской (гранулитовой) фации, по Д. С. Коржинскому (1936). Однако в нашем случае диаграмма приобретает несколько иной вид. Таким образом, изучение парагенетических ассоциаций, созданных региональным метаморфизмом архейских пород Ольхона, приводит к представлению о существовании двух фаций метаморфизма, по всем признакам весьма близких по термодинамическим условиям образования.

На более низких стратиграфических уровнях факторы метаморфизма (и ультраметаморфизма) приближались к уровню гранулитовой (или алданской) фации. Преобладающая же часть архейского разреза, главным образом уланнурская и ташкайская свиты, слагающие верхние части разреза, были метаморфизованы в условиях амфиболитовой фации. Обе фации регионального метаморфизма были синхронны и сформировались, по-видимому, в едином процессе регионального метаморфизма. Появление двух минеральных фаций в едином цикле метаморфизма на разных стратиграфических уровнях в известной степени отвечает установившемуся представлению о разной степени глубинности амфиболитовой и гранулитовой фаций, о более «высокотемпературном» характере ассоциаций гранулитовой фации. Новые аспекты происхождения гиперстенсодержащих чарнокитовых пород были недавно раскрыты Д. С. Коржинским (1962). По мнению Д. С. Коржинского, фация гиперстенсодержащих гнейсов и мигматитов, чарнокитовых гнейсов своим образованием обязана не только высокой температуре и давлению в процессе метаморфизма, а, прежде всего, повышенной щелочности «...восходящих растворов, вызвавших метаморфизм, метасоматоз и гранитизацию пород, с «чарнокитизацией их» (Коржинский, 1962, стр. 58).

Повышенная щелочность растворов, а именно высокий потенциал калия обусловлен не высоким содержанием калия в исходных породах, а возникает в процессе метаморфизма и гранитизации и еще более повышается при гранитизации пород основного состава. Исходные гранитизирующие растворы также обнаруживают несколько повышенную щелочность. Об этом говорит повсеместное и обязательное для полей чарнокитовых пород развитие красных аляскитовых гранитов, богатых калиевым полевым шпатом.

Известно, что этап гранитизации характеризующийся массовым развитием аляскиотов, по мнению ряда исследователей (Фролова, 1955, 1962а; Фролова, Клековкин, 1945; Горшков, 1944; Белов, 1958 и др.), относится ко второму, завершающему этапу эрхейского регионального метаморфизма и ультраметаморфизма.

Отметим, что особо высокую степень метаморфизма пород Алданского щита и Слюдянского района ранее иногда объясняли простым контактово-региональным воздействием глубинных аляскиотовых гранитов на вмещающие породы. Аргументом в пользу этого считалось обильное «насыщение» гранитами вмещающих толщ. Такие представле-

ния высказывались, например, Д. С. Коржинским в ранних его работах (1939).

В свете сказанного массовое распространение «безгиперстеновых» пород высокотемпературных ступеней амфиболитовой фации на Ольхоне и в прилежащих районах Прибайкалья можно рассматривать не как прямое свидетельство меньшей глубинности процесса метаморфизма, а как одну из характерных особенностей архейского метаморфизма и ультраметаморфизма данного крупного района. На первом плане в ряду особых черт архейского комплекса Западного Прибайкалья стоит несомненное отсутствие аляскитовых гранитов или пород, близких к аляскинтам. Все породы архейского разреза бедны калием и, за исключением редчайших сомнительных случаев, совершенно не содержат в своем составе калиевый полевой шпат. Процесс архейского ультраметаморфизма в породах ольхонской серии был завершен образованием трондземитов, что было подчеркнуто нами ранее. Именно с отсутствием аляскитовых гранитов, прежде всего, вероятно и связано слабое развитие ассоциаций чарнокитовой фации в рассматриваемых нами породах. Лишь в единичных участках режим кислотности — щелочности приближался к условиям, необходимым для формирования чарнокитов. В породах из этих участков мы находим редкие зерна гиперстена, но и здесь, в наиболее глубоких частях ольхонского разреза, нет никаких признаков присутствия аляскитовых или близких к ним по составу гранитов. Локальное повышение щелочности можно предположительно связывать либо с местным обогащением калием исходных пород, либо с незначительным привнесом богатых щелочами растворов из более глубоких зон.

О вероятности последнего предположения говорит появление типичного гистерогенного биотита около зерен гиперстена в породах ольхонской серии. Эти же породы обнаруживают и другую черту, свидетельствующую о самых начальных стадиях чарнокитизации. В ольхонских породах, содержащих гиперстен, не наблюдается сколько-нибудь значительного содержания калиевого полевого шпата. Ортоклаз отмечается лишь в редчайших зернах или в также редких антипертитовых вростках. В типичных же гиперстеновых гнейсах других областей развития архея (Алданский щит, например), как известно, ортоклаз распространен широко и является обычно одним из главных породообразующих минералов.

Отмечая весьма высокую степень регионального метаморфизма пород ольхонской серии, местами достигавшую уровня гранулитовой фации, необходимо отметить и еще одно обстоятельство, усложняющее восстановление истории метаморфических процессов. В последние годы вне пределов Ольхона, но в составе той же уланнурской свиты в более южной части Западного Прибайкалья А. С. Ескиным были обнаружены эклогиты. О них мы уже упоминали в разделе, посвященном составу пород уланнурской свиты и возможным путям образования гранатовых амфиболитов и гранатсодержащих роогообманковых кристаллических сланцев. В нашем распоряжении пока не имеется ни петрографического описания и химических анализов этих, весьма специфических пород, ни характеристики их взаимоотношений с вмещающими породами уланнурской свиты. В работах, посвященных вопросам генезиса и метаморфическим особенностям эклогитов, высказаны противоречивые представления (Соболев, 1961; Escola, 1921; Lapadu-Narques, 1953; Тернер, Ферхуген, 1961; Трусова, 1956 и др.). В связи с этим, мы вынуждены пока ограничиться лишь упоминанием об интересном факте присутствия эклогита в архее Западного Прибайкалья и некоторыми предварительными замечаниями. Как явствует из исследований эклогитов других районов, эклогитовая фация обнаруживает определенную близость к альмандино-амфиболитовой. В этом отношении заслуживает внима-

ния близкое сходство химических составов гранатов из амфиболитов архея Среднего Прибайкалья, по данным А. С. Ескина и Е. К. Васильева, с типичными составами гранатов из эклогитов (Тернер, Ферхуген, 1961; Escola, 1921 и др.). Этот факт указывает на единообразие термодинамических условий образования минеральных фаций эклогитов и гранатовых амфиболитов. В то же время имеются также указания на определенное сходство условий формирования ассоциаций гранулитовой и эклогитовой фаций (Трусова, 1956).

В Западном Прибайкалье эклогиты наблюдаются в средней части разреза ольхонской серии архея. Появление эклогитов в среде амфиболитов уланнурской свиты плохо вяжется с представлением об очень большой глубинности формирования эклогитов. Пока нет оснований рассматривать эклогиты в качестве реликта более ранней фазы метаморфизма, ибо вся сумма фактов свидетельствует об одноактности процесса архейского метаморфизма в Прибайкалье.

Появление эклогитов в составе архея Западного Прибайкалья представляет особый интерес и требует дальнейших дополнительных исследований.

При описании парагенетических ассоциаций и фактов, свидетельствующих об одноактности архейского метаморфизма, мы говорили об определенных чертах равноценности минеральных парагенезисов. В тесной связи с этим обстоятельством заслуживает внимания характер некоторых реакционных структур, иногда наблюдаемых в породах ольхонской серии. Нет ли здесь проявлений повторного наложенного метаморфизма?

В породах архея Ольхона к числу реакционных структур могут быть отнесены некоторые каймы биотита около роговой обманки, диопсида и граната, призмочки силлиманита около граната, признаки замещения диопсида роговой обманкой, плагиоклаза — скаполитом. Изредка наблюдаются кварцево-роговообманковые или кварцево-биотитовые симплектиты. Типичные и более резко выраженные реакционные структуры (например, сплошные келифитовые оболочки, венцовые структуры и т. д.) в породах ольхонской серии как будто не отмечаются, за исключением серпентиновых оболочек вокруг зерен форстерита в кальцифирах. Образование подобных кайм относится к категории типичных низкотемпературных явлений, о которых мы будем говорить ниже.

Возвращаясь к реакционным взаимоотношениям, можно отметить следующее. Реакционные взаимоотношения биотита, роговой обманки, скаполита и других минералов соответственно с гранатом и гиперстеном, диопсидом, плагиоклазом свидетельствуют о принадлежности первого ряда минералов к категории гистерогенных образований. Гистерогенные минералы, как известно (Коржинский, 1962), возникали в интервале понижающейся температуры в течение одной метаморфической фазы после перекристаллизации породы и завершившегося формирования более высокотемпературных минералов. Реакционные взаимоотношения, подобные перечисленным, наблюдаются и в наиболее высокометаморфизованных породах и в породах амфиболитовой фации архея многих районов Восточной Сибири (Коржинский, 1962; Другова и др., 1958; Никитина, 1959).

Более поздние процессы локального регрессивного метаморфизма выражены очень ярко. Появляются относительно низкотемпературные новообразования, наложенные на древние архейские минеральные парагенезисы.

Почти всегда можно найти конкретную причину, обусловившую проявление наложенных процессов. К категории наиболее древних, но, несомненно, послеархейских наложенных процессов локального характера относятся два вида изменений.

1. Локальные контактовые процессы, связанные с воздействием по-слеархейских шаранурских гранитоидов. Выше было приведено описание масштабов этих проявлений и характеристика соответствующих минеральных новообразований. Здесь же следует отметить, что контактовый метаморфизм, обусловленный наличием шаранурских гранитоидов, развивался в несколько последовательных фаз. Наиболее древняя первая фаза изохимического термального метаморфизма связана с магматической стадией становления гранитоидов и выражена минеральными парагенезисами роговиковой фации. Вторая фаза преобразований имела метасоматический характер и вызвала локальную околоконтактовую фельдшпатизацию вмещающих архейских пород. Наконец, третья фаза контактового метаморфизма зафиксирована проявлениями гидротермальных процессов автометаморфизма шаранурских гранитоидов.

В будущем, после окончательного выяснения возраста дайковых гранитоидов может быть выделена еще одна фаза контактового метаморфизма — верхнепротерозойская или нижнепалеозойская. Ее существенным выражением могли бы быть экзоконтактовые зоны ороговикования в зальбандах даек и, вероятно, процессы, сходные с автометаморфическими преобразованиями шаранурских гранитоидов.

Внедрение штокообразных интрузий габбро и пироксенитов должно было, конечно, сопровождаться известными контактовыми изменениями вмещающих архейских пород. Однако в нашем распоряжении нет достаточного полевого материала для характеристики этих изменений.

2. Динамотермальный метаморфизм зон разломов, время заложения которых относится по всем признакам к нижнему протерозою, судя по пространственной связи массивов нижнепротерозойских шаранурских гранитоидов именно к этим зонам (фиг. 4). Измененные породы из зон разломов представлены внешне разнообразными катаклазитами и милонитами гнейсов, кристаллических сланцев, мраморов и других пород архейского комплекса. Список минеральных образований в них, по-видимому, ограничивается хлоритом, серицитом, возможно, тальком. Катаклазированные породы и милониты встречаются на Ольхоне довольно часто. Наблюдаемые в коренном залегании зоны древней милонитизации обычно маломощны (0,15—2,50—3,00 м). Еще более широко распространены породы, катаклазированные в различной степени. Катаклаз выражен в них чаще всего простым преобразованием их структуры. Границы зон катаклаза расплывчаты, неопределенны. Возраст многих зон катаклаза и милонитизации остается невыясненным. Можно считать, что они появились впервые в нижнем протерозое и впоследствии возникали неоднократно в связи с возобновлением подвижек по зонам древних разломов.

Существуют данные, свидетельствующие о том, что движения в зонах древних разломов, равно как и возникновение новых разрывов, продолжалось не только вплоть до кайнозоя, но происходит также и в настоящее время.

Длительная и сложная история разнотипных процессов метаморфизма и метасоматоза, определившая состав, текстуры и структуры древних кристаллических пород Ольхона, в известной мере была осложнена позднейшими (мезокайнозойскими?) проявлениями гидротерм. Сюда относятся описанные ранее «альпийские» кварцевые жилы и прожилки с гематитом и хрусталеносными погребями, а также «пропитывание» катаклазированных пород по трещинам гидроокислами железа и марганца. Кроме того, в миоцене в депрессиях глубоко размытого кристаллического фундамента шло формирование мощной коры выветривания. Интенсивные процессы по преимуществу физического выветривания протекают на Ольхоне в настоящее время.

Итак, схема истории метаморфизма и других процессов преобразования исходного вещества пород докембрийского комплекса Ольхона может быть представлена в следующем виде:

1-я фаза — региональный метаморфизм архейской осадочной серии (фации гранулитовая и амфиболитовая) — конец (?) архейской эры.

2-я фаза — контактовый метаморфизм, связанный с нижнепротерозойскими гранитоидами шаранурского комплекса и зонами разломов, — нижний протерозой;

- а) контактовый метаморфизм магматической стадии (фация роговиков);
- б) метасоматическая . (локальная) фельдшпатизация архейских пород;
- в) гидротермальные изменения вмещающих пород в постмагматическую стадию;
- г) динамотермальный метаморфизм зон разломов.

3-я фаза — условная — контактовый метаморфизм, связанный с внедрением основных и ультраосновных интрузий.

4-я фаза — также условная — контактовый метаморфизм, связанный с внедрением даек гранитоидов, предположительно верхнепротерозойских или нижнепалеозойских (фация роговиков).

## ТЕКТОНИКА ДОКЕМБРИЙСКОГО КОМПЛЕКСА

### ПОЛОЖЕНИЕ СКЛАДЧАТОГО КОМПЛЕКСА ДОКЕМБРИЯ ОЛЬХОНА В СТРУКТУРЕ ПРОТЕРОЗОИД И КАЛЕДОНИД БАЙКАЛЬСКОЙ ГОРНОЙ СТРАНЫ

Остров Ольхон, сложенный архейскими кристаллическими породами, располагается на юго-восточной окраине Иркутского амфитеатра и в структуре каледонской Сибирской платформы входит в состав краевых поднятий. Зона краевых поднятий (окраинный антиклинорий) в нижнем палеозое отделяла Удино-Баргузино-Витимскую геосинклинальную область, недавно описанную В. Г. Беличенко и др. (1962) и выделявшуюся ранее М. М. Тетяевым (1938) и Е. В. Павловским (1948), от Ангаро-Ленской зоны перикратонных опусканий. Следовательно, Ольхон представляет интерес для изучения тектоники и магматической деятельности каледонских краевых поднятий.

В верхнем протерозое (рифее, синии) интересующая нас территория входила в состав крупной положительной структуры — Байкальского антиклинория, отделявшего миогеосинклиналь Западного Прибайкалья от эвгеосинклинальной зоны того времени, располагавшейся во внутренней части Байкальской горной страны (Павловский, 1960). Следовательно, на Ольхоне должны быть запечатлены события, протекавшие в верхнем докембрии в условиях геоантиклинального режима.

Менее ясна позиция острова в структуре нижнего протерозоя. По мнению Л. И. Салопа (1960), Ольхон входил в состав так называемой Байкальской глыбы, расположенной во «внутреннем поясе» байкалид. Как мы увидим далее, скорее всего речь идет о вхождении острова в нижнем протерозое в состав геоантиклинория, унаследованного впоследствии верхнепротерозойской одноименной структурой. Еще менее ясна структурная позиция Ольхона в архее. Ольхон, вероятно, входил в это время (Фролова, 1962б) в состав обширной складчатой зоны (сформированной в конце архейской эры), фрагменты которой представлены складчатыми сооружениями архейд Алданского, Анабарского шитов и других более мелких реликтов древнейших складчатых сооружений, рассеянных на территории Восточного Саяна и Байкальской горной страны.

### МОРФОЛОГИЯ АРХЕЙСКИХ СТРУКТУР

Первые исследователи геологии острова, прежде всего И. Д. Черский и В. А. Обручев, отметили господство складчатых структур, их относительную простоту и вытянутость в северо-восточном направлении. Они выделяли здесь ряд простых крупных синклинальных и антиклинальных складок северо-восточного простирания, секущих под острым углом географическую ось острова. Близкие представления высказывались впоследствии Б. Н. Артемьевым (1926). Позже, однако, мнение пионеров сибирской геологии было отвергнуто. Возникло представление о том, что на Ольхоне развит ряд «серий» архейского разреза, слагаю-

щих огромную моноклираль (крыло гигантского антиклинория), наклоненную на северо-запад. В соответствии с этим представлением мощность всего архейского разреза стала исчисляться несколькими десятками километров (Кульчицкий, 1957). Подобные взгляды появились в начале тридцатых годов. Они основывались на наблюдениях Л. Г. Котельникова и А. С. Кульчицкого в Западном Прибайкалье, Л. И. Салопы на восточном берегу Байкала и стали традиционными для многих геологов производственных организаций. С другой стороны, С. В. Обручев после беглых наблюдений в Западном Прибайкалье пришел к выводу, что архейский «комплекс» смят в ряд изоклинальных складок или чешуй, опрокинутых к северо-западу. «Более точно восстановить структуру комплекса в настоящее время нельзя» (С. В. Обручев, 1953, стр. 133).

В итоге наших наблюдений, в процессе которых особое внимание было уделено изучению периклинальных и центроклинальных частей складчатых структур архея, внутренняя структура архейского комплекса раскрылась с достаточной детальностью и полнотой. Забегая несколько вперед, можно сказать, что тектоника Ольхона в основе своей наиболее правильно была понята И. Д. Черским и В. А. Обручевым.

### Морфология крупных складок архейского комплекса

Структура архейского комплекса Ольхона и прилегающих к нему с юго-запада ближайших частей материка в основе своей проста (фиг. 4). Выделяются две главные складчатые структуры — Шибеты-Хобойский антиклинорий и Ташкай-Ургентейский синклинорий, оси которых субпараллельны и вытянуты с юго-запада на северо-восток по азимуту 45—50°. Значительная часть этих двух главных сопряженных структур затоплена водами Байкала и проливом Малое море.

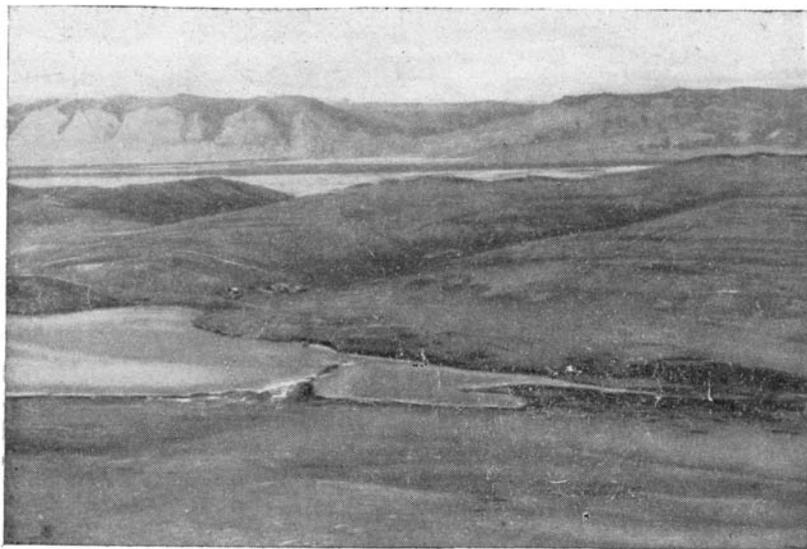
Фрагменты северо-западного крыла Ташкай-Ургентейского синклинория сохранились в береговой части материкового побережья Малого моря. Ядро синклинория сложено роговообманковыми кристаллическими сланцами и амфиболитами ташкайской свиты, в основании разреза которой залегает маркирующий заглинский горизонт мраморов. Контуры этого ядра хорошо очерчиваются на геологической карте узкими полосами развития карбонатных пород маркирующего горизонта. Как видно на схеме геологического строения (фиг. 4), ядро синклинория располагается на крайнем юго-западе острова, занимая территорию Уляхтинского мыса и окрестности озера Нур. Юго-западная центроклираль занимает сравнительно небольшой клиновидный участок на противоположной части материка между Тутайским заливом и Базарской губой. Длина замковой части структуры синклинория достигает 18 км, а максимальная ширина — 3 км. В плане контур ядра синклинория имеет довольно сложную форму. Его северо-западное и юго-восточное крылья почти параллельны друг другу и вытянуты сообразно с общим простираем осей синклинория. Северо-восточная центроклираль ядра сложена двумя синклиналями (появившимися в связи с бифуркацией шарнира синклинория), оси которых сходятся под острым углом. Северная ветвь — Хадайская синклиналь — вытянута сообразно господствующему простираем складок ольхонского архея. Ее центроклираль располагается в районе перевала между падами Нур и Хадай. Как мы увидим далее, постепенно воздымающийся шарнир этой Хадайской синклинали прослеживается далеко на северо-восток до меридиана мыса Нюрган. В северо-восточной трети Ольхона шарнир этой синклинали ундулирует, ось синклинали расщепляется на несколько ветвей, что фиксируется целым рядом параллельных синклинальных структур, частью пересекаемых пастью Хага-Яман, частью же расположенных к югу от ее устья.

Другая синклиналильная ветвь, расположенная на северо-восточной центроклинали ядра, может быть названа Холзано-Ташкинской. Эта синклиналь в пределах ядра имеет почти широтное простирание, в плане она узкая, длинная. На крыльях синклинали развиты мраморы заглинского горизонта, а ядро сложено гнейсами ташкайской свиты. Северное крыло Холзано-Ташкинской синклинали рассечено почти широтным, более молодым (послеархейским) разломом, в зоне которого тонкий горизонт заглинских мраморов перетерт и местами выжат нацело. Центроклинали оборвана другим сбросом северо-северо-западного простирания. К востоку от этого сброса шарнир Холзано-Ташкинской синклинали испытывает многократные ундуляции и прослеживается по узким удлиненным полосовидным выходам заглинских мраморов, пересекающих средние течения речек Идибы и Ташкинея. На этом участке острова простирание шарнира начинает плавно меняться от почти широтного до «нормального» ольхонского, северо-восточного. Далее к северо-востоку шарнир синклинали прослеживается через поле широкого развития мигматизированных гнейсов уланнурской свиты до верховьев пади Урген-Тэй. Здесь ось синклинали расщепляется на целый ряд ветвей. Сообразно с воздыманием шарнира синклинали гнейсы уланнурской свиты сменяются мраморами и кварцитами хужирской свиты. Далее к северо-востоку в связи с новым погружением шарнира появляется широкая синклиналильная зона, сложенная уланнурскими гнейсами, выходящими на побережье Байкала в 3 км к югу от устья пади Хага-Яман.

В деталях структура ядра синклинория достаточно сложна. Мраморы маркирующего заглинского горизонта местами выдавлены и срезаны в зонах продольных разломов. В других участках эти мраморы слагают раздувы, возникшие вследствие нагнетания вещества. Внутри поля развития пород верхней ташкайской свиты наблюдаются мелкие антиклинали, в ядре которых выходят мраморы Заглинского горизонта. Эти мелкие структуры будут описаны ниже в соответствующей части раздела о тектонике.

Двигаясь на северо-запад от оси ядра синклинория, мы вступаем в поле широкого развития гнейсов уланнурской свиты, слагающих две синклинали (ширина каждой из которых достигает 500 м), разделенных соизмеримой с ними антиклиналиью (см. разрез АБ, фиг. 4). Далее к северо-западу располагается в виде узкой длинной полосы на геологической карте гребень антиклиналильной структуры второго порядка, в своде которой выходят на поверхность мраморы хужирской свиты. Эта антиклиналильная складка с почти горизонтальным шарниром прослеживается на 4 км вдоль северного побережья залива Хул (фиг. 22). На северо-восточной и юго-западной периклиналях шарнир этой структуры быстро и плавно погружается. К северо-западу от оси антиклинали Хул вновь следует поле развития гнейсов уланнурской свиты, слагающих три простые, плавные синклинали, разделенные соизмеримыми с ними антиклиналиями. В замках последних местами, как, например, на мысе Хубын, вскрыты мраморы хужирской свиты. Характерной особенностью всех складчатых структур второго порядка, расположенных к северо-западу от оси Ташкайского синклинория, является наклон их осевых плоскостей на юго-восток.

К юго-востоку от оси синклинория на широкой горной гряде, отделяющей бухту Загли и падь Нур от Байкала, широко развиты гнейсы уланнурской свиты, наклоненные преимущественно на северо-запад и слагающие флексуобразно изогнутое юго-восточное крыло синклинория. Структура этого крыла отчасти замаскирована крупной интрузией протерозойских гранитоидов и двумя сбросами, почти параллельными данному участку байкальского побережья. В прибрежной зоне улан-



Фиг. 22. Общий вид ядра и северо-западного крыла антиклинали Хул, вид с юго-востока. На хребтике за заливом видно выдержанное простирание «гривок» гнейсов и сланцев. Ось антиклинали проходит вдоль северо-западного берега залива

нурские гнейсы сменяются мраморами хужирской свиты, ксенолиты которых сохранились в гранитном поле.

В общем, как это хорошо видно на разрезе АБ фиг. 4, в поперечном сечении архейского комплекса юго-западной оконечности Ольхона в зоне максимального погружения шарнира отчетливо выявляется структура сравнительно простого веерообразного синклинория. Его ядро сложено кристаллическими сланцами ташкайской свиты, крылья — уланнурскими гнейсами и лежащей ниже хужирской свитой.

Переходим к описанию морфологии структур в следующем поперечном сечении Ольхона (см. разрез ВГ, фиг. 4).

В этой части острова появляются некоторые новые структурные элементы. В южной части разрез пересекает Холзано-Ташкинейскую синклинали, в данном сечении сложенную исключительно гнейсами уланнурской свиты. Структура этой синклинали здесь осложнена, с одной стороны, несколькими мелкими складками высших порядков, а с другой стороны, массивом протерозойских гранитоидов (Идиба-Ташкинейским), связанных с серией продольных (по отношению к архейской структуре Ольхона) разломов. Центральная часть острова, где должна была бы располагаться антиклиналь, разделяющая Хадайскую и Холзано-Ташкинейскую синклинали, сложена крупным Шаранурским массивом протерозойских гранитоидов.

К северу от этого массива располагается северо-западное крыло Хадайской синклинали, сложенное уланнурскими гнейсами. Еще далее на север в этом сечении выявляется структура Шибеты-Хобойского антиклинория, в пределах которой на поверхность выведены мраморы и кварциты хужирской свиты. Антиклинорий имеет довольно сложное внутреннее строение в связи с развитием ряда мелких складок третьего и более высоких порядков. Его осевая плоскость здесь слегка наклонена на юго-восток. Крайний северный участок разреза слагает северо-западное крыло Шибеты-Хобойского антиклинория, сформированное уланнурскими гнейсами. Структура крыла осложнена небольшой, но крутой симметричной Хонхойской антиклиналью.



Фиг. 23. Северо-западное крыло Шибеты-Хобойского антиклинория, сложенное гнейсами уланнурской свиты, вид с запада. Южная часть мыса Будун

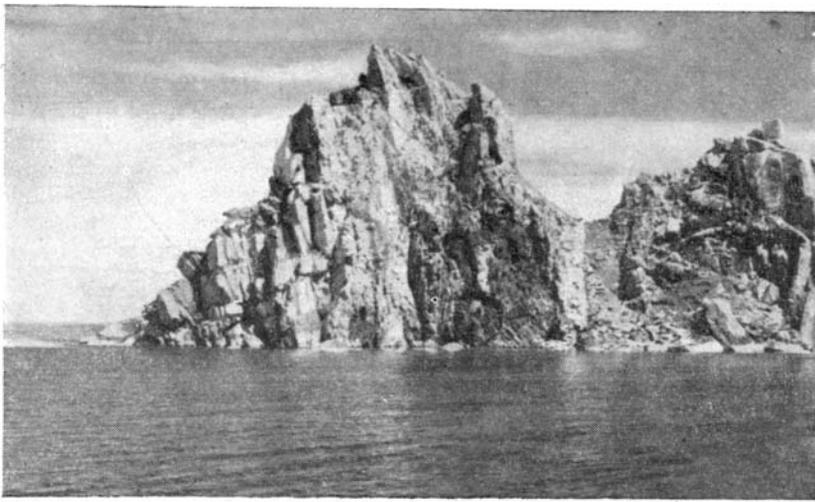
На запад от линии ВГ шарнир Шибеты-Хобойского антиклинория плавно погружается и в то же время плавно изменяется его почти широтное простираие на юго-западное. Аналогичное плавное искривление шарнира в плане характерно и для второстепенной Хонхойской антиклинали. Последняя на карте имеет вид узкой длинной полосы, протягивающейся через весь п-ов Шибеты и прослеживающейся к востоку от Хонхойской губы на 2,5 км.

К северо-востоку от линии разреза ВГ на левобережье Малохужирской пади шарнир Хонхойской антиклинали плавно погружается. На периклинали складки мраморы шаманской подсвиты хужирской свиты уступают место лежащим выше уланнурским гнейсам. На всем остальном протяжении узкой и длинной Хонхойской антиклинали наблюдается выдержанное горизонтальное положение шарнира, подобно тому, как это было отчетливо выражено в структуре антиклинали Хул.

Следует отметить, что узкие длинные антиклинали с горизонтальным шарниром, появляющиеся в западной половине Ольхона, особенно характерны для структуры материковой части Приольхонья, что хорошо видно на соответствующей части геологической карты. К западу от Ольхонских ворот узкие килевидные антиклинали, в ядре которых выходят мраморы шаманской подсвиты хужирской свиты, а крылья сложены уланнурскими гнейсами, прослеживаются на десятки километров. В настоящей работе мы не будем описывать своеобразные складчатые формы материковой части Приольхонья, ибо этой теме посвящена специальная работа А. С. Ескина.

К востоку от сечения ВГ шарнир Шибеты-Хобойского антиклинория очень плавно воздымается, в связи с чем на карте полосовидная область развития пород хужирской свиты постепенно расширяется по мере продвижения на северо-восток. К сожалению, значительная часть этой интересной структуры прикрыта чехлом разнообразных кайнозойских образований — третичных и четвертичных, особенно широко распространенных на побережье Малого моря от Малого Хужира на западе до Нюрганского мыса.

В сечении по линии ДЕ хорошо видна структура сильно расширенного здесь Шибеты-Хобойского антиклинория (его ширина достигает 41 км). На крыльях этой структуры располагаются уланнурские гнейсы (фиг. 23), а ядро сформировано мраморами шаманской подсвиты и чередованием мраморов с кварцитами зренхейской подсвиты.

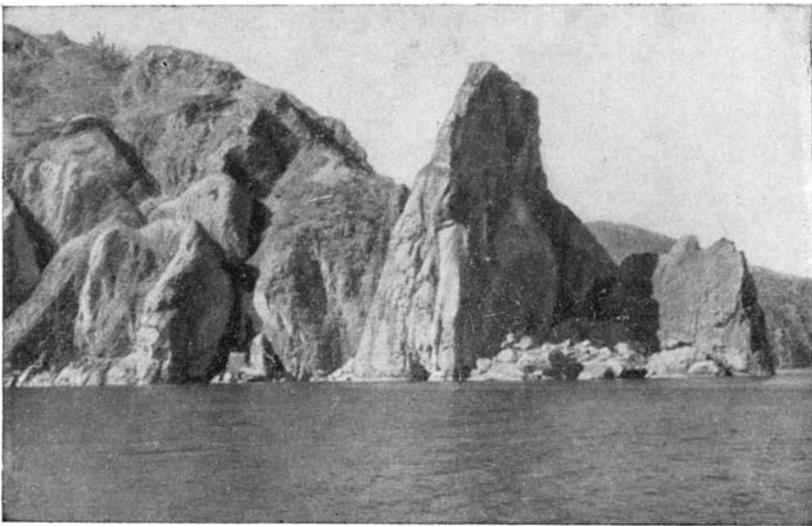


Фиг. 24. Фрагмент крутого ядра второстепенной антиклинали Шибеты-Хобойского антиклинория, сложенного мраморами и кварцитами хужирской свиты, вид с юго-запада. Скала Шаманка вблизи пос. Хужир

Внутреннее строение ядра антиклинория осложнено плавными складками высших порядков, осевые плоскости которых, так же как и осевая плоскость всей структуры в целом, расположены почти вертикально (фиг. 24). Здесь мы не будем останавливаться на морфологии этих мелких складчатых форм потому, что ниже этой теме уделено специальное внимание. Что касается общей характеристики Шибеты-Хобойского антиклинория в данном сечении ДЕ, то можно сказать, что здесь он обладает симметричной формой, широким сводом и крыльями, падающими под углом  $50-60^\circ$  соответственно на северо-запад и юго-восток. Широкая сводовая часть этой структуры, несмотря на осложнение ее складками высоких порядков, с морфологической точки зрения близка к структурам сундучного типа. На разрезе ДЕ видны две сжатые синклинали, сложенные уланнурскими гнейсами, располагающиеся в сводовой части антиклинория. Две упомянутые синклинали (их шарниры расположены кулисообразно) лежат на простирании воздымающегося к северо-востоку шарнира Хадайской синклинали, протягивающейся через весь остров и описанной нами ранее. Кулисообразное расположение (в плане) двух частей Хадайской синклинали в известной мере, вероятно, обусловлено позднейшим продольным разрывом, который не удалось наблюдать непосредственно в поле. Этот разрыв, намеченный на схеме, с известной уверенностью проводится на основе дешифрирования аэрофотоматериалов. В зоне этого разлома располагаются два овальных (в плане) интрузива пироксенитов, «прижатых» к северо-западному крылу Хадайской синклинали<sup>1</sup>.

Узкая, сжатая Хадайская синклиналь осложняет структуру Шибеты-Хобойского антиклинория. В связи с общим плавным восстанием шарнира всей системы складок архейского комплекса при движении на северо-восток в ядре антиклинория в сечении по ДЕ на поверхность в пределах широкой площади выходят кварциты и мраморы хужирской свиты. В поперечном разрезе антиклинорий распадается на несколько простых, более или менее симметричных открытых антиклиналей, разделенных соизмеримыми с ними синклиналями. Осевые плоскости этих складок ориентированы вертикально или близки к вертикали. Углы

<sup>1</sup> Плоскость разреза ДЕ не пересекает упомянутые интрузивные тела.



Фиг. 25. Ядро Шибеты-Хобойского антиклинория. Вертикально стоящие гнейсы хобойской свиты на мысе Хобой

падения на крыльях структур варьируют в значительных пределах. Обращает на себя внимание антиклиналь сундучного типа с широким слабо прогнутым сводом на северо-западном крыле антиклинория (см. разрез ДЕ, фиг. 4). Следует сказать, что сводовая часть и юго-восточное крыло антиклинория рассечены продольными послепарархейскими разломами. К юго-востоку от свода антиклинория располагается Холзано-Ташкинской синклиналь, сложенная гнейсами уланнурской свиты. Это — сжатая симметричная структура, углы падения гнейсов на ее крыльях достигают 70 и более градусов. Ее внутреннее строение осложнено многочисленными острыми складками высших порядков. Осевая плоскость синклинали близка к вертикальному положению.

Аналогичные морфологические особенности характерны для расположенных далее к юго-востоку синклинальных и антиклинальных структур, сформированных гнейсами уланнурской свиты. В разрезе ДЕ поле развития этих гнейсов простирается до байкальского побережья острова. Первая из антиклиналей, непосредственно соседствующая с Холзано-Ташкинской синклиналью, является крайней юго-западной оконечностью новой антиклинальной структуры — Ижимейской антиклинали, протягивающейся на северо-восток вплоть до меридионального отрезка байкальской береговой линии Ольхона. Осевые плоскости Ижимейской антиклинали и смежных с ней соизмеримых синклинальных и антиклинальных складок, расположенных в краевой части разреза ДЕ, вертикальны. Структуры данной части разреза соизмеримы одна с другой. Они рассечены системой субпараллельных продольных послепарархейских разломов.

Сопоставляя морфологию складок архейского комплекса, вскрываемую разрезом ДЕ, с тем, что было продемонстрировано для структур крайней юго-западной оконечности Ольхона (разрез АБ), мы видим, что по мере прослеживания морфологии складок первого и второго порядков по простираанию их шарниров с юго-запада на северо-восток, облик структуры заметно меняется. В самом деле, в сечении по АБ общий характер структуры архейского комплекса Ольхона с полной отчетливостью определялся одним термином — веерообразный синклинорий. В центральной (разрез ВГ) и особенно северо-восточных частях острова

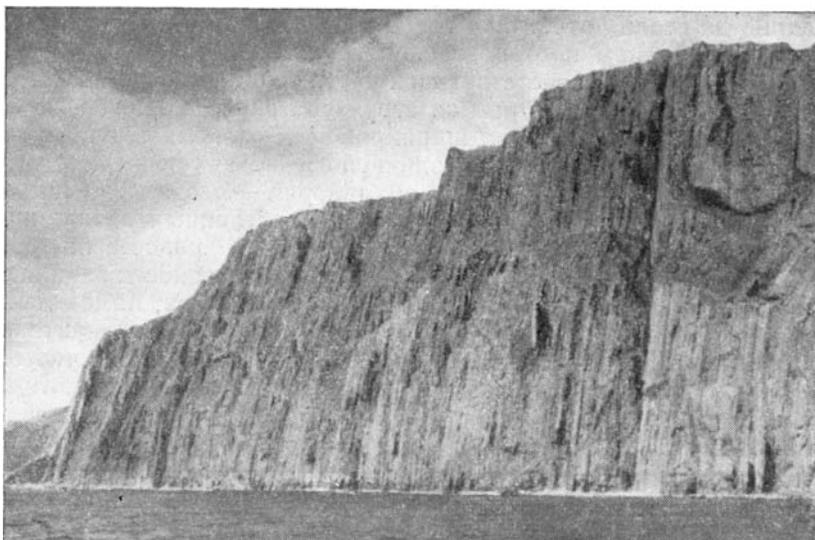
морфология этой структуры претерпевает значительные преобразования. Последние не столь отчетливо выражены в разрезе ВГ, где большую роль играют массивы протерозойских гранитоидов, зато хорошо видны на разрезе ДЕ и на соответствующей части геологической карты Ольхона. В сечении ДЕ веерообразная структура синклинория исчезла. На фоне неуклонного воздымания шарниров всех частных структур второго порядка и, вероятно, в связи с различной степенью (углом) этого воздымания наиболее прогнутая часть синклинория — его ядро — постепенно распалось на ряд частных синклиналий, разделенных антиклиналями, некоторые из них относятся к сундучному типу. В разрезе по ДЕ, в отличие от того, что видно на сечении АБ, осевые плоскости заняли вертикальное положение, исчезла веерообразная структура, наметился переход от веерообразного синклинория к сложной структуре антиклинорного типа. Другими словами, на северо-западе Ольхона намечается зона перехода от синклинорной структуры, господствующей на юго-западе острова, к структуре антиклинория, часть которого сохранилась на северо-востоке острова. С этой точки зрения особый интерес приобретает морфология крупных хорошо обнаженных структур и их взаимоотношения, которые можно наблюдать на крайнем северо-востоке Ольхона между мысами Ижимей и Хобой.

В связи с этим остановимся на морфологии складчатых форм, наблюдаемых на разрезе ЖЗ (фиг. 4).

Отличие от всех предыдущих разрезов, на северо-востоке острова морфология структур может быть изучена с любой степенью детальности как в плане, на поверхности, так и, особенно, в почти непрерывных огромных скалистых обнажениях, освежаемых действием свирепых восточных ветров, известных под названием «баргузин». В этих обнажениях благодаря интенсивной складчатости вскрыты не только гнейсы уланнурской свиты, слагающие большую часть остальной площади Ольхона, не только мраморы и кварциты хужирской свиты, но также и типичные парагнейсы самой нижней хобойской свиты. Последняя выступает на поверхность в ядрах целого ряда антиклиналей, разделенных соизмеримыми синклинальными структурами, в строении которых участвуют более верхние свиты архейского разреза.

Самое крупное поле развития гнейсов хобойской свиты расположено на крайней северной оконечности острова в районе мыса Хобой. Здесь вскрыто ядро сильно сжатой антиклинали, в котором пласти гнейсов поставлены на голову (фиг. 25). Ряд мелких складок осложняет строение ядра данной структуры. Большая часть этой, по-видимому, крупной структуры закрыта водами озера, схоронившими, в частности, все северо-западное крыло ее. Юго-восточное крыло антиклинали наклонено под углом около  $50^\circ$ . Помимо хобойских гнейсов в строении этого крыла принимают участие мраморы и кварциты хужирской свиты. Осевая плоскость антиклинали наклонена на северо-запад. Ясно выраженный наклон осевой плоскости в том же направлении характерен также для смежной (с юга) сильно сжатой синклинали, в своде которой сохранились гнейсы уланнурской свиты.

Далее к югу следует соизмеримая с ней новая антиклинальная складка (с длиной волны около 1,5 км), также наклоненная на северо-запад, сформированная породами хужирской свиты. Еще далее к югу в пределах поля развития тех же пород наблюдается острая синклинальная структура того же порядка и той же морфологии, что и предыдущие складки. Между линией Ж—З и восточным побережьем острова в связи с местным погружением шарнира этой синклинали в ее ядре вновь появляются уланнурские гнейсы. Выходы этих гнейсов в береговых обнажениях (фиг. 26) иллюстрируют высокую степень сжатости и этой частной структуры Шибеты-Хобойского антиклинория.



Фиг. 26. Гнейсы уланнурской свиты, стоящие на головах (юго-восточное крыло сжатой синклинали второго порядка). Берег близ мыса Шунтэ-левый. Фото В. И. Галкина

В сечении ЖЗ следует далее на юг целая система более мелких по размерам синклиналильных и антиклиналильных складок, в строении которых участвуют хобойская и хужирская свиты (длина волны их 200—400 м). Местами длина волны складок еще меньше (до 50 м). Эти мелкие острые сильно сжатые складки хорошо видны на фотографии (см. фиг. 38).

По мере продвижения на юг степень сжатости складок постепенно снижается, осевая плоскость их начинает приближаться к вертикали. Складки становятся открытыми. Синклинали и антиклинали плавно сменяют друг друга, как волны. На фиг. 27 показана наиболее южная из этой серии антиклиналильных складок (1 км к северу от устья пади Хага-Яман). Пологий плавный свод этой антиклинали сложен в разной степени мигматизированными парагнейсами хобойской свиты, хорошо видимыми в левой и верхней частях снимка. На бровке склона заметны невысокие уступы белых мраморов хужирской свиты, лежащих согласно на хобойских гнейсах. В ядре антиклинали (правая часть снимка) парагнейсы хобойской свиты смяты дисгармонично, они мигматизированы в максимальной степени. При изучении фотоснимка необходимо иметь в виду, что архейские мигматиты выглядят на снимке белыми, так же как и мраморы хужирской свиты.

Далее к югу разрез ЖЗ пересекает широкую синклиналильную структуру, сложенную гнейсами уланнурской свиты. Синклинали, о которой идет речь, располагается на продолжении шарнира Холзано-Ташкинской синклинали, одного из основных компонентов структуры Ташкай-Ургэнтейского синклинория.

На геологической карте и разрезе ЖЗ видна сравнительно простая с морфологической точки зрения структура синклинали. Ее северо-западное крыло очень круто, уланнурские гнейсы и хужирские кварциты и мраморы падают на юго-восток под большим (70—80, местами 90°) углом. Юго-восточное крыло синклинали, осложненное продольным сбросом и несколькими мелкими складками высшего порядка, обладает гораздо более пологим углом наклона, в среднем близким к 45°. В по-

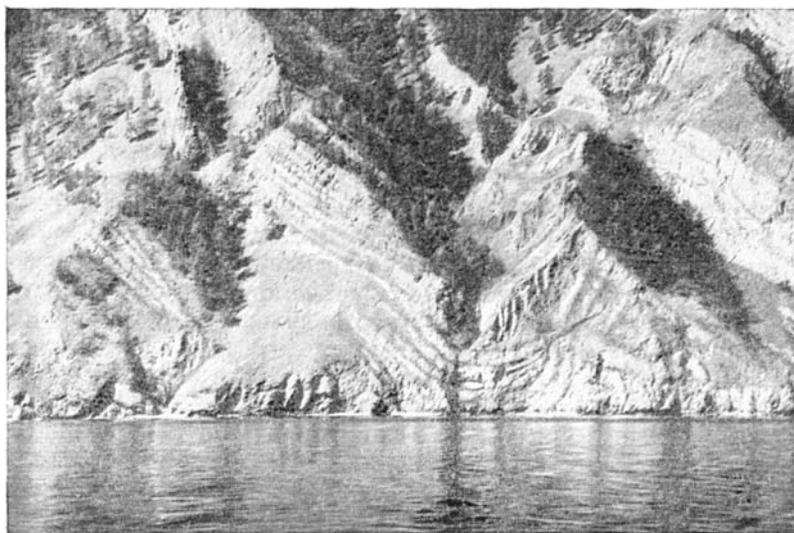


Фиг. 27. Ядро первой к северу от бухты Хага-Яман антиклинали, сложенной гнейсами хобойской свиты, вид с северо-востока. На крыльях — мраморы хужирской свиты. В мигматизированных гнейсах видны мелкие дисгармоничные складки

перечном разрезе по ЖЭ синклиналь асимметрична, осевая плоскость ее наклонена на юго-восток. Она принадлежит к категории открытых складок.

Примерно тот же морфологический облик, но еще более простой характерен для этой синклинали там, где она обрывается береговой линией Байкала. На фиг. 28 хорошо видна простая морфология открытой структуры, сохраняющая и в этом сечении асимметричный профиль.

К югу от описанной синклинали располагается крупная антиклинальная структура — Ижмейская антиклиналь. Подобно примыкающей



Фиг. 28. Замок открытой синклинали, сложенной гнейсами уланнурской свиты. Деталь структуры, расположенной в 2 км к югу от устья пади Хага-Яман

к ней с северо-запада синклинали, Ижимейская антиклиналь осложнена мелкими складками высших порядков и продольным разломом. Вместе с тем, ей присущ сравнительно простой морфологический облик. Осевая плоскость этой крупной структуры слегка запрокинута к юго-востоку. Аналогичные морфологические особенности характерны также для крайней южной структуры разреза ЖЗ — Ижимейской синклинали, сформированной уланнурскими гнейсами и осложненной небольшой антиклиналью, в ядре которой обнажены хужирские мраморы.

Таким образом, вся южная половина разреза ЖЗ представлена гораздо более крупными открытыми складками, чем на севере. Длина волны этих южных складок сравнительно большая (3—3,5 км). Все эти крупные складчатые формы наклонены на юго-восток. В целом на сечении ЖЗ мы видим структуру крупного антиклинория веерообразного типа. В состав его юго-восточного крыла вошли синклинали, составляющие крайнее северо-восточное продолжение одноименных структур, формирующих в южной половине острова Ташкай-Ургэнтайский синклиний, определяющий структуру всей этой части острова. На крайнем юге разреза ЖЗ появились фрагменты новой значительной по размерам синклинали, от которой сохранилось лишь ее северо-западное крыло. Обрывки этой синклинали, названной нами Ижимейской, прослеживаются по простиранию довольно далеко на юго-запад и по всем признакам слагают обширный участок острова, прилегающий к мысу Ухан. Здесь гнейсы уланнурской свиты особенно сильно мигматизированы и замещены многочисленными согласными телами архейских гранитоидов.

Для завершения характеристики морфологии крупных складчатых форм архейского комплекса Ольхона следует подчеркнуть то обстоятельство, что наиболее крупными элементами этой структуры являются Ташкай-Ургэнтайский синклиний и Шибеты-Хобойский антиклинорий, шарниры которых располагаются кулисообразно и вытянуты в общем с юго-запада на северо-восток. Относительно лучше и полнее сохранилась структура синклиния, в частности, его ядро на крайнем юго-западе острова в районе бухты Загли, Уляхтинского мыса и озера Нур. Антиклинорий по всем признакам в значительной мере срезан береговой линией Малого моря. В зоне максимального погружения шарнира синклиния, так же как в зоне максимального воздымания шарнира антиклинория характерно веерообразное строение обеих структур, тогда как в переходной между ними зоне складки второго и третьего порядков обладают по преимуществу вертикальным положением осевых плоскостей и черты веерообразной структуры здесь не выражены. Любопытно, что с этой зоной перехода в центральной части Ольхона связаны наиболее крупные поля нижнепротерозойских гранитоидов.

Следует также отметить, что на Ольхоне в число второстепенных и третьестепенных компонентов структуры как синклиния, так и антиклинория входят и прямые складки с вертикальной осевой плоскостью, и наклонные складчатые формы, присутствие которых определяет веерообразный характер главных структур. Заслуживает упоминания также тот факт, что в одном поперечном разрезе антиклинория сосуществуют как сильно сжатые складки, так и широкие, открытые. Вместе с тем складки всех порядков относятся к категории так называемых обычных форм.

Для обеих главных структур, сочетание которых определяет тектонику архейского комплекса Ольхона, характерно неуклонное воздымание шарнира с юго-запада на северо-восток. На разрезе ИКЛМ (фиг. 4) видно, что в общем на протяжении немногим более 70 км угол воздымания шарнира равен 1,5—2,0°. На фоне этого очень пологого воздымания обнаруживается пологая волнистость шарнира, виден местный

флексуобразный изгиб его на центроклинали Хадайской синкли-  
нальной структуры.

Как известно еще по наблюдениям И. Д. Черского, породы архей-  
ского комплекса Ольхона прослеживаются далеко на юго-запад вдоль  
побережья Байкала от Ольхонских ворот до устья р. Большой Бугуль-  
дейки. Новейшие исследования А. С. Ескина, детально изучавшего в  
1961—1962 гг. тектонику архея Приольхонского поля, показали, что  
в отличие от того, что видно на острове Ольхон, в Приольхонье шар-  
ниры архейских складчатых структур на протяжении многих десятков  
километров располагаются горизонтально. В силу этого обстоятельства  
огромное поле развития архея между Ольхонскими воротами и устьем  
Большой Бугульдейки представлено на карте монотонным чередовани-  
ем полос уланнурских гнейсов и хужирских мраморов и в меньшей  
мере кварцитов. В Приольхонье горизонтальное положение шарниров  
многих архейских складчатых форм сохраняется по простиранию почти  
на 90 км. Лишь в отдельных местах (район пади Будукта) обнаружи-  
вается пологая волнистость шарнира, в связи с чем здесь выходят на  
поверхность гнейсы хобойской свиты в виде маленького пятна на карте.  
Одна из особенностей морфологии крупных складчатых форм архей-  
ского комплекса Ольхона заключается в том, что складки с горизон-  
тальными шарнирами появляются только в ближайших к Приольхонью  
участках (антиклинали Хул и Хонхойская) на юго-западе острова.

### Морфология мелких структур архейского комплекса

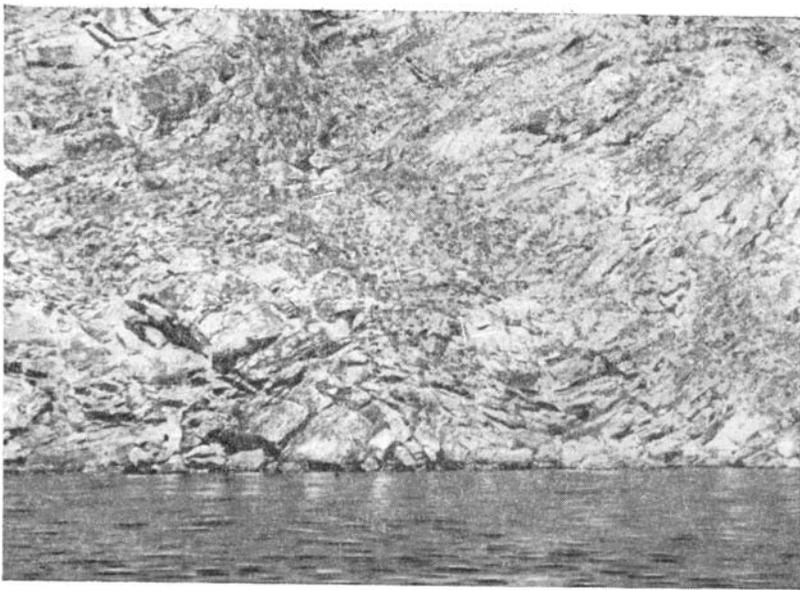
Мелкие структуры, осложняющие строение крупных складок, опи-  
санных выше, могут быть с известной степенью условности отнесены к  
нескольким категориям. Прежде всего сюда следует включить часто  
встречающиеся мелкие обычные и угловатые складки с длиной волны  
от первых десятков метров и менее. Ко второй категории принадлежат  
разнообразные дисгармоничные складки. Третью категорию слагают  
структуры, обычно именуемые структурами будинажа.

Мелкие обычные и угловатые складки, нередко встре-  
чающиеся совместно в пределах одного обнажения, развиты довольно  
широко, но не повсеместно. Они осложняют структуру крупных скла-  
док в областях развития обеих главных структур острова — Ташкай-  
Ургентейского синклинория и Шибеты-Хобойского антиклинория.

В утесе мыса Уншуй, обращенном к проливу Ольхонские ворота,  
видны две небольшие антиклинали, разделенные синклиналью, сформи-  
рованные мигматизированными гнейсами, часто перемежающимися с  
кристаллическими сланцами (уланнурская свита). Эти мелкие складки  
осложняют структуру юго-восточного крыла Ташкай-Ургентейского  
синклинория в области максимального погружения его шарнира. Дли-  
на волны, описываемых мелких складок равна приблизительно 50 м,  
амплитуда складок около 50—60 м. Осевые плоскости антиклинали  
правой<sup>1</sup> стороны и смежной синклинали наклонены на юго-восток. Осе-  
вая плоскость левой<sup>2</sup> антиклинали искривлена. В нижней части обна-  
жения наклон осевой плоскости такой же, как и у смежной синклинали,  
а в средней и особенно в верхней части обнажения осевая плос-  
кость вертикальна. Крылья всех этих складок падают на северо-запад  
под крутыми углами. Правая антиклиналь и соседняя с ней синклиналь  
принадлежат к типу открытых складок, а левая антиклиналь с искрив-  
ленной осевой плоскостью относится к типичным угловатым формам.  
Это изолированное сравнительно небольшое обнажение свидетельствует

<sup>1</sup> К юго-востоку от оси синклинали.

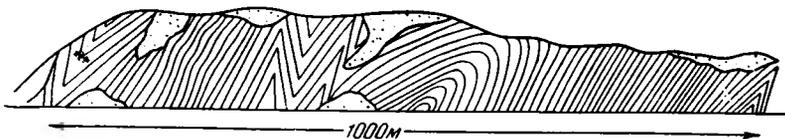
<sup>2</sup> К северо-западу от оси синклинали.



Фиг. 29. Мелкие складки в гнейсах уланнурской свиты. Мыс Уншуй

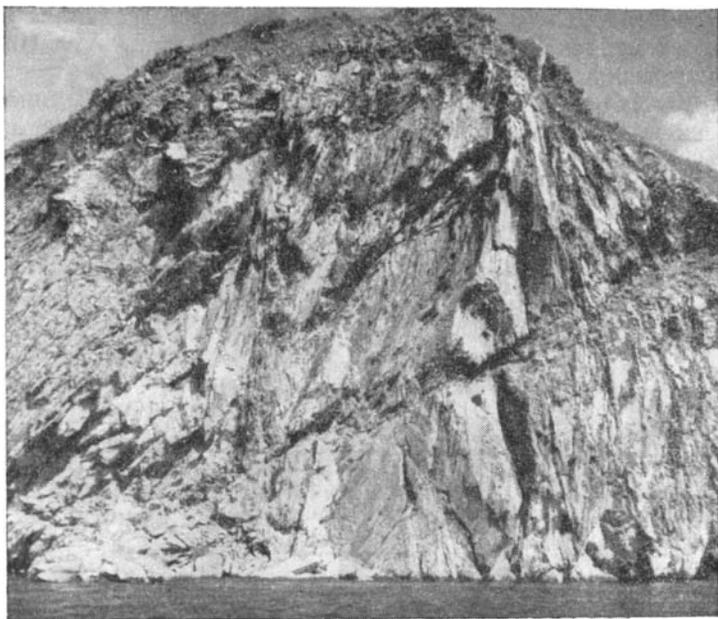
о сосуществовании мелких складок с различной формой изгиба слоев. Явления нагнетания вещества в замках складок, равно как и оттока — выжимания — его на крыльях не наблюдается.

Вкрест простирания шарнира синклинория вдоль северо-восточного побережья Ольхонских ворот, в утесах следующего мыса (1250 м на северо-запад от предыдущего обнажения) наблюдается очень спокойное, моноклинальное падение гнейсов и кристаллических сланцев той же уланнурской свиты на протяжении почти 0,5 км. В юго-восточной части обнажения гнейсы смяты в обычные волнообразные мелкие складки — две антиклинали и разделяющую их синклиналь. Складки асимметричные, осевые плоскости их наклонены на юго-восток. Юго-восточные крылья складок более круты ( $60-80^\circ$ ), а северо-западные более пологи ( $40-50^\circ$ ). Амплитуда складок невелика — 5—8 м. Следует отметить, что в участке развития дополнительных мелких складок гнейсы и кристаллические сланцы мигматизированы интенсивнее, чем в остальной, большей части обнажения. Детали этих мелких складок показаны на прилагаемой фотографии (фиг. 29).



Фиг. 30. Сочетание мелких угловатых и обычных складок в гнейсах уланнурской свиты. Утесы между бухтами Уншуй и Перевозная

Еще далее на северо-запад вдоль побережья пролива Ольхонские ворота к югу от входа в залив Загли в пределах поля развития тех же уланнурских гнейсов и кристаллических сланцев, слагающих то же юго-восточное крыло синклинория, на фоне моноклинального падения гнейсов на северо-запад наблюдаются спорадические обычные, а чаще угловатые мелкие складчатые структуры. Осевые плоскости большинства этих мелких структур, так же как и в предыдущих обнажениях,



Фиг. 31. Деталь средней части схемы фиг. 30. Мелкие острые складки в гнейсах

наклонены на юго-восток (фиг. 30, 31). На данном примере вновь устанавливается сосуществование мелких складок, отличающихся одна от другой по форме изгиба слоев. Следует отметить, что уланнурские гнейсы наиболее интенсивно мигматизированы в северо-западной половине этого длинного обнажения, т. е. в зоне наибольшего сгущения мелких складчатых форм.

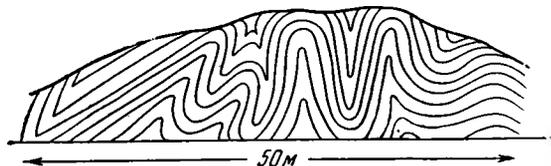
На крайней оконечности мыса перед поворотом на северо-восток в бухту Загли, в серии мелких угловатых структур, осевые плоскости которых наклонены на юго-восток, у бровки склона видна небольшая синклиналь, сложенная мраморами заглинского горизонта ташкайской свиты (фиг. 32). Крылья синклинали, наклоненной на юго-восток, сформированы уланнурскими гнейсами. Ядро синклинали узкое, пережатое; гнейсы в крыльях лежат с почти одинаковыми углами наклона, что приближает эту складку к типу изоклиналиных.

Ряд мелких складчатых структур развит в ядре Таш-



Фиг. 32. Наклоненная на юго-запад синклиналь с заглинскими мраморами в ядре (белая полоса в верхней части снимка). Крылья сложены гнейсами уланнурской свиты. Южный мыс при входе в бухту Загли, пролив Ольхонские ворота

кай-Ургентского синклинория, что хорошо видно со стороны пролива Ольхонские ворота в ряде обнажений, расположенных на западном окончании Уляхтинского хребта, разделяющего заливы Загли и Хул. На фиг. 33 в средней части обнажения видны две антиклинали с вертикальными осевыми плоскостями и разделяющая их синклинали. Длина волны складок здесь не превышает 10—12 м при амплитуде 15—18 м. Перегибы пластов в замках антиклиналей быстрые, но плавные, тогда как разделяющая их синклинали угловатая. К северо-западу от прямых складок центральной части обнажения наблюдаются довольно многочисленные синклинали и антиклинали того же порядка, но осевые плоскости последних обнаруживают ясный наклон на юго-восток. На фиг. 34 показана деталь этого обнажения — одна из острых антиклиналей, наклоненных на юго-восток. Размах крыльев этой складки 8—10 м. Ее видимая амплитуда около 15 м. Ее юго-восточное крыло вертикально, а северо-западное наклонено под углом примерно 60°.



Фиг. 33. Мелкие складки в гнейсах уланнурской свиты в утесах между заливами Загли и Хул

Для более полного представления о складчатых формах поперечного разреза Ташкай-Ургентейского синклинория следует дополнить приведенное выше описание характеристикой его северо-западного крыла. Породы, слагающие упомянутое крыло складки, выходят в глубине залива Хул, на мысе Кобыля голова и на северо-западном склоне хребта, протягивающегося к мысу Кобыля голова с северо-востока. В отличие от сложной структуры юго-восточного крыла и ядра, здесь наблюдается иная картина. Ни в вертикальных срезах вкрест простирания, ни в «плановых» обнажениях не обнаруживаются складчатых форм, подобных описанным выше. Гнейсы уланнурской свиты на больших пространствах однообразно наклонены то на юго-восток, то на северо-запад в полном соответствии со структурой длинной прямолинейной, узкой антиклинали Хул, в замке которой выходят мраморы хужирской свиты. Представление о структуре этого северо-западного крыла исчерпывается левой частью разреза АБ (фиг. 4), рассмотренного ранее. Следует подчеркнуть, что в этом участке Ольхона, обладающем особенно простой складчатой структурой, уланнурская свита представлена почти немигматизированными амфиболитами и роговообманковыми кристаллическими сланцами.

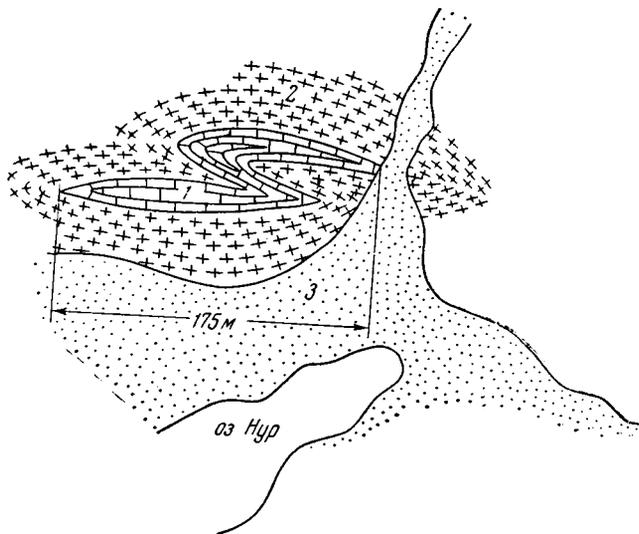
Фиг. 34. Антиклиналь (мелкая) в гнейсах уланнурской свиты. Деталь левой части схемы (фиг. 33)



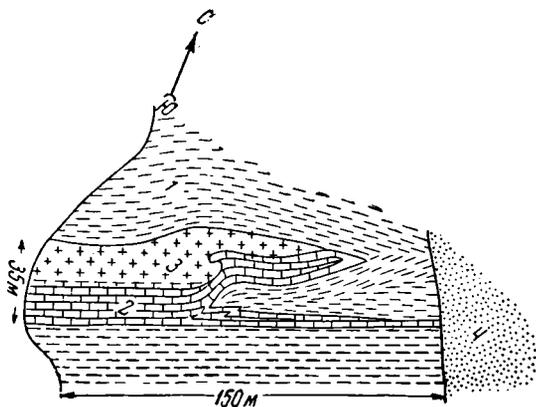
Фиг. 34. Антиклиналь (мелкая) в гнейсах уланнурской свиты. Деталь левой части схемы (фиг. 33)

Мелкие складки обычные и угловатые, осложняющие строение крыльев и ядра Ташкай-Ургентейского синклинория, были продемонстрированы по наблюдениям в обнажениях и в поперечном разрезе. Обращаясь к выяснению морфологии этих мелких складок в плане, следует подчеркнуть, что протяженность их обычно очень невелика. Она не превышает нескольких сотен, а иногда и десятков метров. Шарниры мелких складок быстро ундулируют под углом 10, 20 и даже 30°. По простиранию эти мелкие складки очень быстро затухают (фиг. 35).

При описании крупных складчатых структур было показано, что многие из них отличаются большой простотой с морфологической точки зрения. Был приведен также соответствующий иллюстративный материал. Однако необходимо иметь в виду, что мелкие складки осложняют не только ядро и юго-восточное крыло Ташкайского синклинория. Мелкие складки подобного рода развиты и в других крупных структурах архейского комплекса Ольхона. Так например, на западной оконечности мыса Шибеты на простирании шарнира Хонхойской антиклинали располагается мелкая структура того же наименования (фиг. 36). Ядро этой антиклинали сложено мраморами хужирской свиты, а на крыльях лежат уланнурские гнейсы. Складка симметричная в поперечном разрезе и наклонена на северо-запад. Ее шарнир восстает в северо-восточном направлении. На периклинали ось складки бифурцирует. Периклиналильные окончания острые. На северо-западном крыле располагается пластовое тело белого нижнепротерозойского пегматита. Аналогичные мелкие острые синклинали и антиклинали,



Фиг. 35. Мелкая антиклиналь (в плане) близ озера Нур.  
1 — мраморы заглинского горизонта; 2 — кристаллические сланцы ташкайской свиты; 3 — современный аллювий



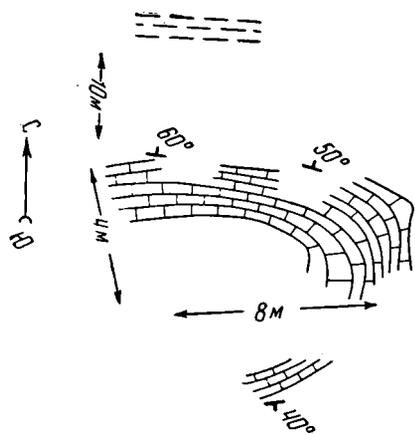
Фиг. 36. Мелкая антиклиналь (в плане) на мысе Шибеты.

1 — гнейсы уланнурской свиты; 2 — мраморы хужирской свиты; 3 — нижнепротерозойский гранит; 4 — современный аллювий

наклоненные на северо-запад, наблюдаются в разрезе в средней части Малохужирской пади.

Все рассмотренные выше мелкие складчатые формы наблюдались либо в толщах гнейсов, кристаллических сланцев, амфиболитов, либо

при сочетании тех или иных гнейсов с мраморами. Однако и иные сочетания пород, например, кварцитов и мраморов хужирской свиты, также создают мелкие складки. Так, в 2 км к югу от пос. Хужир, на северо-западном крыле Шибеты-Хобойского антиклинория развита система мелких, кулисообразно расположенных в плане синклиналей и антиклиналей. В строении этих складок участвуют как мраморы, так и кварциты хужирской свиты. Общее простираие складок северо-восточное. Мелкие антиклинали сложены мраморами, а разделяющие их синклинали — кварцитами. Складки асимметричные, слегка наклоненные на юго-восток. Периклиналильные части структур, сложенные мраморами, острые. Судя по расположению прерывистых гривок, кварциты большей частью повторяют очертания антиклиналей, сложенных мраморами. В других случаях создается впечатление, что пласты кварцита будинированы. Возможно, что в данном случае наблюдается система мелких складок волочения в толще разнородных по механическим свойствам пород (с различной компетентностью), осложняющих строение северо-западного крыла антиклинория.

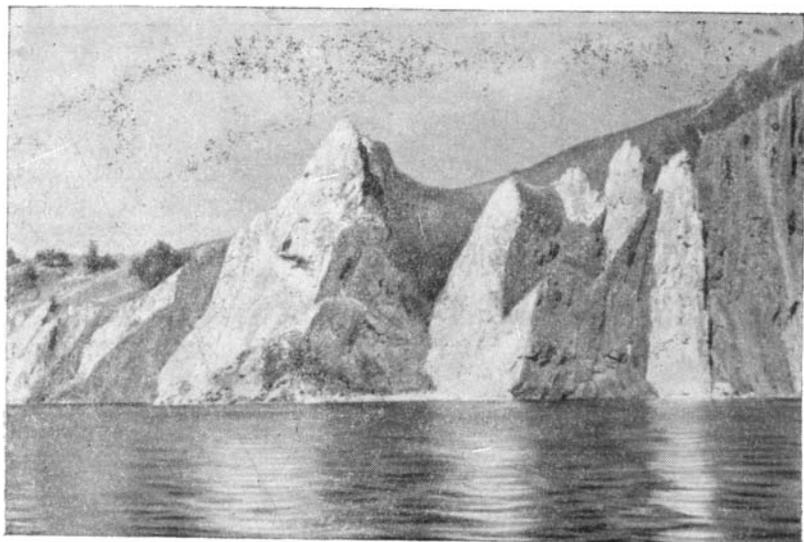


Фиг. 37. Периклираль мелкой антиклинали, ядро которой сложено мраморами, а крылья — кварцитами хужирской свиты (план)

блюдаются простые мелкие складки с круто ныряющим шарниром. Фрагмент подобной структуры изображен на фиг. 37. Для ее периклиальной части характерна очень плавная и постепенная смена простирааний.

Приведем еще несколько примеров, характеризующих морфологию мелких складок. К югу от мыса Шунтэ-левый на северо-западном крыле Шибеты-Хобойского антиклинория (фиг. 38) развиты узкие, угловатые, сжатые и наклоненные к северо-западу антиклинали мраморов и кварцитов хужирской свиты. Крылья этих складок, равно как и разделяющие их соизмеримые с ними синклинали, сложены кристаллическими сланцами и амфиболитами уланнурской свиты. Для шарниров антиклиналей характерно плавное, но крутое погружение на юго-запад. Пласты мраморов и кварцитов в ядрах антиклиналей растащены, будинированы, чего не заметно в силикатных породах уланнурской свиты, слагающих крылья. На снимке видны все пять мелких антиклиналей, резко выделяющихся благодаря белой окраске мраморов и кварцитов на темном фоне кристаллических сланцев и амфиболитов. Близ уреза воды такие складки морфологически подобны структурам изоклиального типа.

Своеобразна морфология мелкой антиклинали, наблюдаемой в 0,5 км к югу от устья пади Хага-Яман. Ядро этой структуры сложено гиперстенсодержащими гнейсами хобойской свиты, а крылья — хужирскими мраморами. В поперечном разрезе, который можно наблюдать в береговом утесе, виден бесформенный контур ядра антиклинали, волнистый характер поверхности контакта мраморов и гнейсов и отражение этой волнистости в структуре крыльев. Никаких явлений скольжения, срыва, катаклизма и милонитизации ни в зоне контакта гнейсов и мраморов



Фиг. 38. Узкие, сжатые антиклинали мраморов и кварцитов хужирской свиты среди сланцев и амфиболитов уланнурской свиты. К югу от мыса Шунтэ-правый

моров, ни внутри этих разнородных компонентов структуры не наблюдается. Первое впечатление о магматической природе пород ядра, внедрившихся в мраморы и деформировавших их, отпадает после тщательного осмотра обнажения и последующей петрографической обработки материала, показавшей, помимо отсутствия явлений катаклаза и милонитизации, принадлежность пород ядра к категории характерных парagneйсов хобойской свиты.

Следует упомянуть, что местами мигматизированные лейкократовые гнейсы уланнурской свиты слагают мелкие пологие открытые единичные синклинали или антиклинали, развитые в пределах полей однообразного моноклиального залегания на крыльях крупных структур. Примером этого типа мелких деформаций может служить изолированная антиклиналь, наблюдаемая в одном из многочисленных вертикальных утесов в 3 км к югу от устья пади Хага-Яман. Размеры ее невелики. Размах крыльев не больше 8 м, а амплитуда около 2,5—3,0 м.

Мелкие складки волочения, в отличие от большинства предыдущих форм, встречаются очень редко. Мы наблюдали развитие этих складок только в одном участке Ольхона на гребне хребтика между долинами Хул и Нур. Здесь распространены почти немигматизированные роговообманково-плагноклазовые кристаллические сланцы и разнообразные амфиболиты уланнурской свиты, собранные в складки третьего порядка, показанные на разрезе АБ фиг. 4. Эта группа складок расположена на северо-западном крыле Ташкай-Ургентейского синклинория. На крутом юго-восточном крыле наклонной асимметричной антиклинали (на разрезе АБ это четвертая антиклиналь при движении с северо-запада на юго-восток) наблюдаются отдельные пачки мигматизированных кристаллических сланцев, смятых в мелкие складки волочения (фиг. 39). Пачки смятых пород, мощностью 40—50 см, располагаются среди гнейсов с монотонным крутым падением на юго-восток. Размах крыльев складок волочения не превышает 25 см. Их амплитуда колеблется от нескольких до 25—30 см. Осевые плоскости таких складок наклонены под острым углом к напластованию всей толщи. Простираение осевых плоскостей складочек волочения такое же, как и у главной складки (антиклинали).



Фиг. 39. Мелкие складки волочения в мигматизированных кристаллических сланцах уланнурской свиты

Как мы уже упоминали, складки волочения, по-видимому, не характерны для структуры архейского комплекса Ольхона, в силу чего их значение для расшифровки стратиграфии и тектоники метаморфической серии в данном конкретном случае ничтожно.

Гораздо большее значение имеют структуры, обусловленные постоянным течением вещества и явлениями будинажа (разлинзования). Они наблюдаются в складчатых структурах всех порядков. На геологической карте видно, что в северной половине Ольхона, в зоне Шибеты-Хобойского антиклинория поля развития пород хужирской свиты показаны двумя различными обозначениями соответственно стратиграфическому расчленению этой свиты на две части (подсвиты): нижнюю — эренхейскую и верхнюю — шаманскую. Напомним, что шаманская подсвита сложена исключительно мраморами, а эренхейская — чередованием кварцитов и мраморов. В зонах максимального сжатия частных антиклиналей, входящих в состав структуры антиклинория, мраморы шаманской подсвиты обычно нацело выжаты на крыльях этих частных структур. Подобные явления особенно отчетливо выражены на северо-западном и юго-западном крыльях антиклинория в районе между Хонхойской губой и пос. Хужир. То же явление характерно для северо-западного крыла антиклинория на северной оконечности Ольхона в зоне максимального воздымания шарнира этой структуры. С другой стороны, шаманская подсвита мраморов обязательно присутствует на периклиналях антиклинория и отдельных частных антиклинальных структур, равно как полосы мраморов на геологической карте сплошь окаймляют контуры крупных открытых широких складок юго-восточного крыла антиклинория, например в районе между мысом Ижимей и падью Хага-Яман.

Таким образом, явления выжимания, выдавливания, оттока вещества на крыльях крупных складок архейского комплекса Ольхона особенно отчетливо выражены для шаманской подсвиты мраморов хужирской свиты. Эти мраморы перекрыты разнообразными кристаллическими сланцами, гнейсами и амфиболитами уланнурской свиты, резко отличающимися от мраморов по своим механическим свойствам. Мраморы

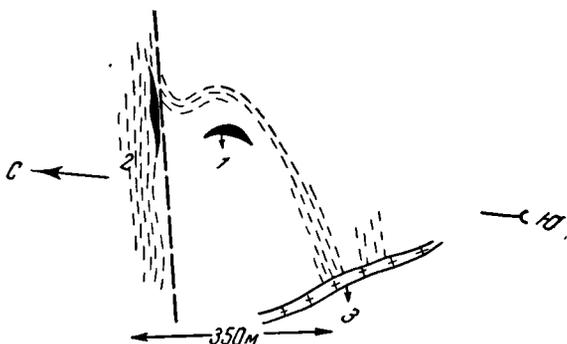
шаманской подсветиты в свою очередь подстилаются кварцитами и мраморами эренхейской подсветиты. Роль кварцитов в составе последней, как это было показано в очерке стратиграфии, довольно велика, причем кварциты, естественно, гораздо более жестки и хрупки в механическом отношении, чем линзы, прослои и горизонты мраморов. В этих условиях резкой механической неоднородности, между мраморами, с одной стороны, гнейсами, кристаллическими сланцами и амфиболитами, с другой стороны, и возникла обстановка, благоприятствующая для выжимания на крыльях складок сравнительно податливых, пластичных мраморов, в составе которых нередко заметную роль играет такой идеальный «смазочный» материал, как графитовые чешуи.

Необходимо еще раз подчеркнуть, что выдавливание мраморов на крыльях складок и нагнетание в сводах отчетливо проявляется с большей или меньшей интенсивностью только в сжатых складках. Для открытых форм явления нагнетания и выдавливания либо не выражены совершенно, либо развиты в очень малой степени. Благодаря этому обстоятельству,

изучение стратиграфии, оценка мощности отдельных компонентов разреза надежнее всего при соответствующих наблюдениях на крыльях и в сводах открытых структур любого порядка, в том числе и крупных. При стратиграфических наблюдениях, помимо учета морфологии складчатых структур, следует принимать во внимание и поведение чешуек графита в мраморах. В тех структурах, где явления пластического течения слабы или отсутствуют, в мраморах отчетливо выступает плоскo-параллельная текстура, подчеркиваемая субпараллельно ориентированными чешуйками графита, концентрирующегося по плоскостям напластования. Эти плоскости в мраморах параллельны тем же плоскостям в гнейсах и кристаллических сланцах, ограничивающих мраморы в их почве или кровле.

В сжатых складках с широкими проявлениями процессов течения признаки сланцеватой текстуры в мраморах исчезают. Графитовые чешуйки располагаются беспорядочно и восстановить положение поверхностей напластования не удается.

Следует иметь в виду, что все сказанное относительно пластического истечения мраморов, их выдавливания на крыльях и нагнетания в сводах справедливо не только для хужирской свиты, но также и для сравнительно тонкого заглинского горизонта мраморов, располагающегося в верхней части разреза ольхонского архея. Мраморы этого горизонта лежат между гнейсами и кристаллическими сланцами уланнурской и ташкайской свит и резко отличаются от выше- и нижеуказанных пород по своим механическим свойствам. Правда, в отличие от отчетливо видимого пластического течения хужирских мраморов на крыльях и в сводах складок аналогичные явления в ташкайских мраморах в значительной мере осложнены влиянием позднейших разломов, пересекающих центроклираль Ташкай-Ургентейского синклинория. Кроме того, степень обнаженности отдельных частей центроклиальной зоны, к



Фиг. 40. Центроклираль Хадайской синклинали.

1 — мраморы заглинского горизонта, местами нацело выжатые; 2 — гнейсы уланнурской свиты; 3 — дайка нижнепротерозойских гранитов. Пунктиром показана линия разлома (в плане)



Фиг. 41. Будинированные пласты кварцитов (серое) в мраморах эренхейской подсвиты. Мыс Шунтэ-правый

левый (фиг. 41). Здесь, в сжатых складках второго и третьего порядков, входящих в состав северо-западного крыла Шибеты-Хобойского антиклинория, в вертикально стоящих пластах мраморов и кварцитов отчетливо видны будины кварцитов, окрашенных на снимке в темно-серый цвет. Форма будин весьма разнообразна, а размеры варьируют в широких пределах. В некоторых случаях линзы будинированных кварцитов слагают четкообразные системы, в которых они четко соединены между собой узким кварцитовым «шнурком». В других случаях межбудинное пространство сформировано мрамором.

Следует подчеркнуть, что явления будинажа, подобные только что описанным, мало характерны для структуры архейского комплекса Ольхона. Они наблюдаются в редких обнажениях, сложенных породами хужирской свиты. Что касается гнейсов, кристаллических сланцев и амфиболитов, слагающих ташкайскую, уланнурскую и хобойскую свиты, обычно в той или иной степени мигматизированных, то в них явления будинажа не наблюдались, несмотря на превосходную обнаженность большей части площади острова и обилие крупных естественных выходов пород по всей береговой линии. В нетипичности явлений будинажа для пород алюмосиликатного состава (в том числе и для древних гранитов и мигматитов) мы имели возможность убедиться во время многолетних повторных наблюдений во всех частях острова.

Подводя итоги описанию морфологии мелких складок, можно выделить следующие их типы: 1) угловатые; 2) обычные, открытые; 3) близкие к изоклинальным; 4) складки волочения.

сожалению, недостаточна для расшифровки многих деталей структуры, показанной на геологической карте острова.

На фиг. 40 показана деталь центроклинали Хадайской синклинали, осложненная продольным разломом и выдавливанием горизонта мраморов в зоне замыкания складки.

Собственно явления будинажа тесно связаны с зонами пластического течения вещества мраморов и особенно ярко выражены в породах эренхейской подсвиты, сложенной чередованием кварцитов и мраморов. На фоне течения мраморов более жесткий компонент — пласты кварцитов — разрываются, расчлняясь на отдельные блоки или линзы, в некоторых случаях расщепляющиеся на концах. Типичные явления будинажа кварцитовых прослоев в мраморах отчетливо выражены, в частности, в обнажениях на мысе Шунтэ-

Угловатые складки, спорадически появляющиеся на крыльях и в сводах крупных складчатых форм, наблюдаются в разнообразных породах — гнейсах, кристаллических сланцах, мигматитах, мраморах и кварцитах. Единственным исключением в этом отношении являются немигматизированные амфиболиты и меланократовые роговообманково-плагиоклазовые кристаллические сланцы. Можно сказать, что чем интенсивнее мигматизация, тем чаще угловатые мелкие складки усложняют строение более крупных структур.

Обычные, открытые мелкие складки, также встречающиеся спорадически, формируются любыми типами пород архейского разреза. Складки данного типа в ряде случаев сочетаются с угловатыми.

Значительно реже, чем мелкие структуры первых двух типов, встречаются формы, близкие к изоклиналильным. Мелкие складки этого типа, как правило, в ядре сложены мраморами, а субпараллельные крылья их — гнейсами и кристаллическими сланцами. В толщах монотонного состава складки изоклиналильного типа не наблюдались.

Складки волочения, встречающиеся исключительно редко и развитые в маломощных пачках мигматизированных кристаллических сланцев и амфиболитов, так же как и изоклиналильные, не относятся к категории мелких структурных форм, типичных для архея данного района.

В отличие от крупных складок, мелкие складчатые формы всех типов обладают меньшей длиной, хотя также относятся к типу линейных структур. Шарниры мелких складок круто изогнуты в вертикальной плоскости, в связи с чем по простиранию мелкие складки прослеживаются лишь на десятки, реже на первые сотни метров.

Азимут угла наклона осевых плоскостей мелких складок, равно как и величина этого угла, отвечают соответственным величинам, характерным для крыльев крупных структур. Эта пространственная связь между элементами мелких и крупных складок в условиях плохой обнаженности может быть, как известно, использована при картировании. В нашем случае, то есть для архея Ольхона, мы ограничиваемся простой констатацией этой связи.

Судя по единственному примеру Ташкай-Ургентейского синклиория, осевые плоскости мелких структур главным образом располагаются вертикально, т. е. параллельно осевой плоскости главной структуры синклиория.

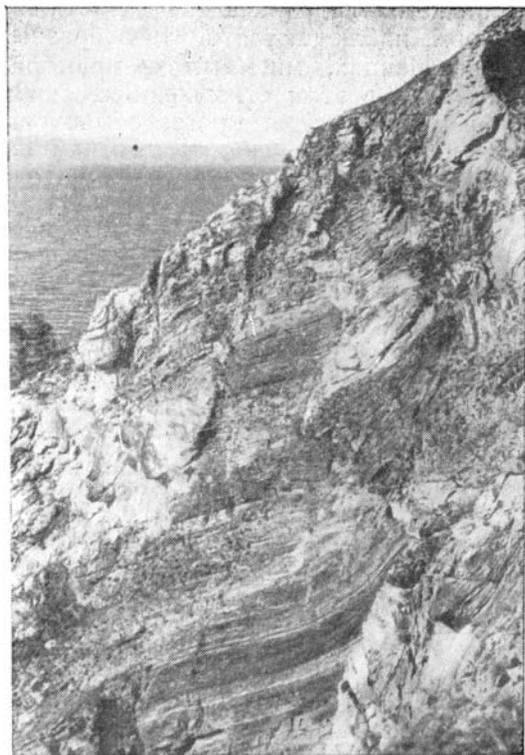
Пластическое течение вещества на крыльях и в сводах складок — явление широко, но не повсеместно распространенное в мраморах хужирской свиты и заглинского горизонта ташкайской свиты. Соответствующие явления локализованы главным образом в участках развития сжатых складок.

Будинаж редок и не типичен для структуры архейского комплекса Ольхона. Явления будинажа наблюдались изредка в пластах кварцитов эренхейской подсвиты хужирской свиты в некоторых сжатых складках.

Изучение морфологии мелких складок, так же как и крупных складчатых форм, не дает никаких указаний на существование повторной наложенной складчатости в архейском комплексе Ольхона.

## ПОСЛЕАРХЕЙСКИЕ РАЗРЫВНЫЕ НАРУШЕНИЯ

Многочисленные линии разломов, выделенные на геологической карте Ольхона, были установлены на второй стадии исследований после того, как была окончательно разработана стратиграфия архейского комплекса Ольхона, прослежены контуры распространения отдельных



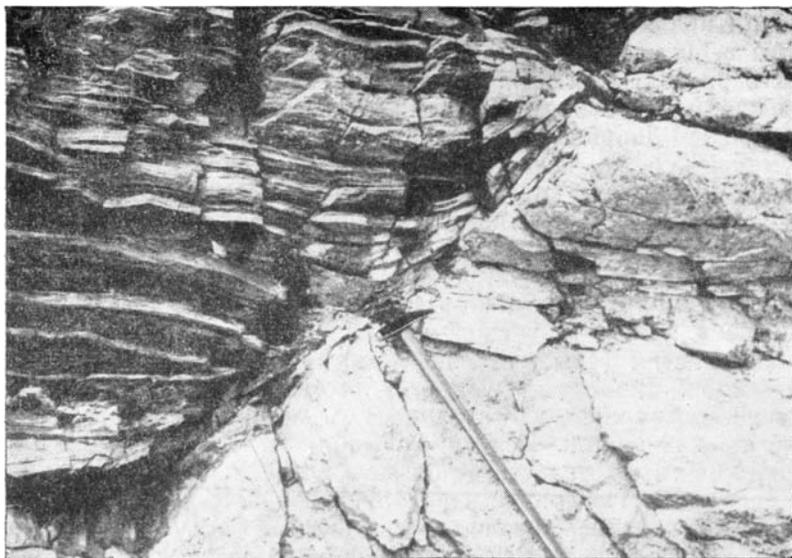
Фиг. 42. Трещина сброса, залеченная пегматитовой жилой. Мыс Будун. Фото Н. А. Логачева

днище которых прикрыто или аллювиальными отложениями различного типа, или скоплениями щебнистого элювия и делювия. Лишь в сравнительно немногих вертикальных и горизонтальных обнажениях удавалось непосредственно видеть и изучать эти зоны разрывов. Почти всегда в зонах разломов можно видеть щебень, состоящий из обломков милонитов пород, пересекаемых в каждом данном месте разрывами. Выше в разделе о метаморфизме эти милониты различного состава были охарактеризованы. В других местах, как например, на водоразделе между речкой Ташкиней и озером Шара-Нур, зоны разломов фиксируются узкими полосами высыпок коричневато-серых брекчий, состоящих из остроугольных обломков различных гнейсов, кристаллических сланцев и гранитоидов, сцементированных ноздреватым кварцем, пропитанным охрами или коричневато-бурым плотным халцедоном. Некоторые зоны разломов (например, в средней части долины р. Харанцы, где разлом рассекает кварциты эренхейской подсветы хужирской свиты) были ареной проявлений гидротермальных процессов иного рода. Катаклазированные кварциты густо пропитаны гидроокислами железа и марганца и рассечены неправильной формы прожилками и жилами кварца. В раздувах жил местами образовались полости (погреба), на стенках которых располагаются друзы горного хрусталя и гематита.

Для завершения характеристики большого количества разнообразных пород, локализованных в зонах разломов, следует добавить, что с рядом подобных зон связаны трещинные жилы молочно-белого кварца и даже пегматита и гранитоидов шаранурского комплекса. В утесах мыса Будун, обращенных на запад, хорошо видна вертикальная трещина небольшого по амплитуде сброса, для опущенного северного

горизонтов, подсвет и свит, выделены по крайней мере две возрастные группы гранитоидов и оконтурены поля их распространения. Смещение контуров ряда крупных складок трудно было объяснить, не учитывая участия в этом процессе разломов. В связи с этим была предпринята кропотливая работа по дешифрированию аэрофотоматериалов, в итоге которой удалось выделить целую систему разрывов, показанных на схеме геологического строения (фиг. 4). Повторные полевые наблюдения укрепили уверенность в существовании этой системы разломов, хотя, к сожалению, и не прибавили по условиям обнаженности ничего существенно нового для познания морфологии зон и поверхностей разрывов.

Как правило, вдоль зон разрывов располагаются отрицательные формы современного рельефа — долины,



Фиг. 43. Тектонический контакт гнейсов уланурской свиты и шаранурских гранитоидов. Район мыса Ухан

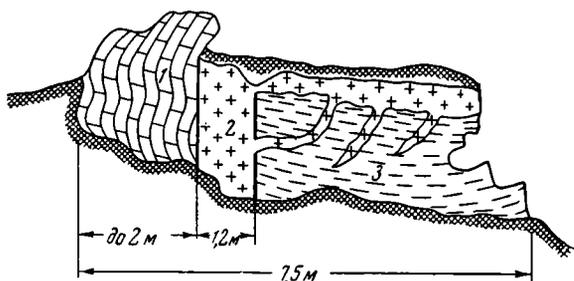
крыла которого характерен подворот пластов гнейсов вверх. Зона сброса залечена телом пегматита (фиг. 42). Аналогичная, но несколько более сложная картина наблюдается в обнажении на мысе Ухан (фиг. 43). Дайка протерозойских гранитоидов, не показанная на карте

из-за незначительных размеров, заполняет трещину разлома, секущего интенсивно мигматизированные породы уланурской свиты. Как и в предыдущем примере, хорошо виден подворот пластов в зоне смещения. Вместе с тем контакт гранитной дайки и вмещающих гнейсов осложнен позднейшими «послегранитными» подвижками. Доказательством этого служит факт катаклаза и милонитизации ороговикованных пород экзоконтакта.

На вершинах гор, окружающих бухту Хага-Яман, хорошо видна зона разлома, по которой внедрилась вертикальная дайка нижнепротерозойского гранитоида. По зоне разлома приведены в соприкосновение вертикально стоящие мраморы хужирской свиты и гнейсы хобойской свиты. Вертикальная амплитуда смещения по сбросу приближенно может быть оценена в несколько десятков метров (фиг. 44).

Примеры связи даек шаранурских гранитоидов со сбросовыми зонами были приведены также ранее (фиг. 40).

Итак, наблюдения показывают очень большую пестроту пород, локализованных в зонах разломов — от гранитоидов до пегматитов шаранурского комплекса до низкотемпературных гидротермальных об-



Фиг. 44. Связь нижнепротерозойских гранитоидов с разломами. Окрестности пади Хага-Яман.  
1 — мраморы хужирской свиты; 2 — нижнепротерозойский гранит; 3 — гнейсы хобойской свиты

разований и даже до халцедона и рыхлых, несцементированных брекчий. Мы вернемся к обсуждению этих интересных фактов в конце настоящего раздела при выяснении возраста разломов.

Следует иметь в виду, что все имеющиеся наблюдения свидетельствуют о малой ширине зон разломов, обычно исчисляемой десятками сантиметров — реже, несколькими метрами (до 9—10).

На геологической карте разрывы, в деталях сложно переплетающиеся друг с другом, можно сгруппировать следующим образом по их пространственному положению: 1) продольные, оперенные многочисленными мелкими разрывами, и 2) поперечные относительно простирания складок архейского комплекса. Продольные разрывы, то сближающиеся в плане, то расходящиеся, пересекают остров на ряд узких длинных пластин (глыб, ступеней), простирающихся с юго-запада на северо-восток. Линии разрывов не прямолинейны. Вся система продольных разрывов в плане изогнута в пологую дугу с выпуклостью, обращенной на юго-восток. Вся сумма наблюдений, касающихся продольных разрывов, свидетельствует об их вхождении в категорию разрывов сбросового типа. Поверхности их ориентированы или вертикально, или круто падают на северо-запад (углы падения 65—85°). В целом продольные сбросы сочетаются в ступенчатую систему. По отношению к складчатой структуре архейского комплекса самой низкой, наиболее опущенной ступенью является северо-западная, расположенная на побережье Малого моря, а относительно наиболее приподнятая ступень вытянута вдоль байкальского побережья острова. Обратные соотношения между отдельными ступенями запечатлены в рельефе Ольхона, в истории его геоморфологического развития. Не углубляясь здесь в описание современных форм рельефа острова, равно как интереснейшей истории их развития<sup>1</sup>, отметим, что наивысшие отметки рельефа связаны с областью байкальского побережья Ольхона. Имеются, следовательно, указания на длительность существования зон продольных разломов и на перемену знака относительных вертикальных движений в ходе времени. О том же свидетельствует приуроченность к зоне северного длинного продольного разлома интрузий ультраосновных пород, относимых нами к верхнему протерозою. Длинные оси овальных тел (в плане) ультраосновных пород вытянуты по простиранию продольного сброса.

Амплитуда вертикального перемещения по сбросам приближенно может быть исчислена в десятки, а иногда в первые сотни метров. Правда, при подсчетах подобного рода необходимо учитывать длительность существования этих разрывных нарушений и смену знака движений системы ступеней. Амплитуда суммарных движений в кайнозое может быть определена в 500—600 м.

Глубина заложения поверхностей продольных сбросов, по-видимому, значительна. В пользу этого предположения говорит факт отчетливой пространственной связи удлинённых по простиранию тел протерозойских гранитоидов с отдельными ступенчатыми блоками, как это видно на схеме геологического строения (см. конфигурацию продольных разломов и форму гранитных массивов в центральной и юго-западной частях острова на фиг. 4). О значительной глубине заложения сбросов свидетельствует также связь с ними интрузий ультраосновного состава, располагающихся в среднем течении Эренхейской пади и на водоразделе падей Харанцы и Эренхей.

Вторая категория разрывных нарушений — поперечные разрывы — играет подчиненную роль. Наиболее значительные из них показаны на

<sup>1</sup> Кайнозойская структура Ольхона заслуживает быть объектом специальной работы.

карте юго-западной оконечности острова. Линии поперечных разрывов имеют северо-западное простирание. Поперечные разрывы, по видимому, также относятся к категории сбросов. Поверхности срыва служили путями проникновения гранитоидной магмы, судя по локализации даек шаранурских гранитоидов в зонах смещений. Кулисообразное расположение отдельных частей Семисосенской гранитной дайки (см. фиг. 13) указывает на существование довольно сложной системы трещин, оперяющей поперечные разрывы. Поперечные разломы не выражены в рельефе, с трудом дешифрируются на аэрофотоснимках и, вероятно, в отличие от продольных сбросов не обнаруживают большой длительности развития. Судя по мощности гранитных даек, ширина зон поперечных разрывов не превышает 3—5 м.

Поперечные разрывы того же северо-западного простирания, по наблюдениям А. С. Ескина, более широко распространены на юго-западном продолжении складчатого архейского комплекса Ольхона, но вне пределов острова, на материке. Можно предполагать также, что в возникновении пролива Ольхонские ворота в известной степени мог играть роль крупный поперечный разлом северо-западного простирания, показанный на карте пунктиром в виде линии, располагающейся вдоль географической оси пролива и нижнего течения р. Сармы. О возможном существовании этого поперечного разлома свидетельствует смещение юго-западной центроклинали Ташкай-Ургентейского синклинория, расположенной на материке, относительно ядра этой крупной структуры.

Решение вопроса о возрасте продольных и поперечных разломов представляется довольно сложным. Прежде всего необходимо сказать, что никаких оснований для связи разломов всех категорий с архейским этапом развития Ольхона мы не находим. Конфигурация протерозойских гранитных интрузий, их пространственная связь с системой ступенчатых продольных сбросов, равно как и поперечных разрывов, наводит на мысль о «догранитном» оформлении разрывных нарушений. Нижняя возрастная граница может быть определена, следовательно, таким образом, что трещины сбросов возникли после оформления складчатой структуры архейского комплекса, но до начала внедрения нижнепротерозойских гранитоидов. Продольные разрывы продолжали развиваться после затвердевания гранитных тел, о чем свидетельствуют многочисленные факты, приведенные нами выше. Они существовали далее как зоны активных разломов в конце протерозоя, в эпоху внедрения ультраосновных трещинных интрузий. Развитие зон разломов, по всем признакам, не закончилось и в наше время. На это указывает прямая связь системы продольных разломов с современными формами рельефа острова, а также его сейсмичность. Кайнозойская тектоника Ольхона, как мы уже указывали ранее, исключительно интересна. Ее изучение позволит глубже понять детали структуры сводовых поднятий и их сочетание со впадинами байкальского типа.

#### **ОПЫТ ФОРМАЦИОННОГО АНАЛИЗА ОЛЬХОНСКОЙ СЕРИИ АРХЕЯ**

В заключительном разделе нашей работы мы уделим главное внимание раннему докембрию — архею и отчасти нижнему протерозою, ибо, как нам кажется, в настоящее время имеется возможность несколько освежить существующие представления о стратиграфии, метаморфизме, магматической деятельности и, естественно, тектонике ранних стадий развития земной коры в Прибайкалье.

Остановимся прежде всего на вопросах корреляции ольхонской серии архея с одновозрастными образованиями других частей Саяно-Байкальского нагорья. Кристаллическисланцевый комплекс, развитый на Ольхоне, относят именно к архею все исследователи, начиная

с И. Д. Черского, впервые выделившего здесь образования древнейшей Лаврентьевской системы. Позже под влиянием работ В. А. Обручева наименование комплекса было изменено и был введен более современный термин — архей. С течением времени представления о стратиграфии прибайкальского архея, равно как и об его тектонике и магматизме, претерпели известную эволюцию, но в основе всех представлений до самого последнего времени продолжают оставаться построения И. Д. Черского. Не останавливаясь здесь на деталях истории вопроса, охарактеризованной во введении к настоящей работе, отметим лишь, что двучленное деление архея, предложенное И. Д. Черским, принято было В. А. Обручевым, Е. В. Павловским и А. И. Цветковым, Л. И. Салопом, С. В. Обручевым, Н. В. Фроловой, Ю. З. Елизарьевым и другими.

Каждый из двух компонентов, слагающих разрез архея Прибайкаля, в различных участках этой большой территории именуется по-разному. Для нижней бескарбонатной части широко распространено ее наименование — шарыжелгайская серия (ее синонимы — таланчанская, илеирская толщи, по Л. И. Салопу). Верхняя часть разреза именуется слюдянской серией (святоноская, приольхонская, тулдунская толщи, по Л. И. Салопу). Однако против общепринятой корреляции описанной нами ольхонской серии со слюдянской и ее аналогами имеются достаточно серьезные возражения. Слюдянская серия почти в полтора раза мощнее. Для разреза слюдянской серии характерно частое чередование мраморов с разнообразными гнейсами и кристаллическими сланцами, в том числе и высокоглиноземистыми, тогда как в составе ольхонской серии карбонатные породы сосредоточены почти исключительно в одной хужирской свите. Высокоглиноземистые породы в ольхонской серии вообще отсутствуют. В разрезе хужирской свиты наблюдаются только мраморы и кварциты, а гнейсовый компонент не представлен. Роль кварцитов в этой части стратиграфической колонки значительно большая, чем в слюдянском разрезе. Гнейсы, кристаллические сланцы и амфиболиты уланнурской и ташкайской свит не находят себе аналогов в классическом разрезе слюдянской серии. Гнейсы хобойской свиты, лежащей под хужирскими мраморами и кварцитами, вскрыты по стратиграфической вертикали слишком незначительно для того, чтобы служить какой-либо отправной точкой для целей корреляции. Более уверенно, судя по последним наблюдениям А. С. Ескина, хужирская свита ольхонской серии сопоставляется с курбуликской свитой мраморов и кварцитов, развитой на п-ове Святой нос и прилегающих к нему частях восточного побережья Байкала.

На курбуликских мраморах согласно располагаются гнейсы, кристаллические сланцы и амфиболиты онгоконской свиты, являющихся полным аналогом уланнурской свиты ольхонской серии. На Святом носе стратиграфически выше онгоконской свиты лежит маломощный горизонт мраморов (стратиграфический аналог заглинского горизонта на Ольхоне), перекрытый довольно однообразными роговообманковыми кристаллическими сланцами и амфиболитами (аналог ташкайской свиты Ольхона). Таким образом, разрез Ольхонской серии в настоящее время очень отчетливо коррелируется с разрезом древнейших пород, слагающих Святой нос, и эту корреляцию можно считать надежной.

Сильные сомнения вызывает стратиграфическое положение таланчанской толщи Л. И. Салопы, развитой на восточном побережье Байкала к югу и юго-западу от Святого носа. Судя по всем имеющимся данным, таланчанская толща по составу, мощности и по структурной позиции поля ее развития скорее всего соответствует уланнурской и ташкайской свитам ольхонской серии. Другими словами, таланчанскую толщу нельзя коррелировать с шарыжелгайской серией Южного Прибай-

каля. Если это так, то в области так называемого Центрального Прибайкалья вообще нет оснований для двучленного деления архея.

Создается впечатление, что в средней части бассейна Байкала на обоих его берегах архей представлен одной только ольхонской серией, типичной именно для этой области и не имеющей прямых аналогов в других частях Байкальской горной страны (Ескин, 1962). Возможно, что интересующая нас часть «байкальской глыбы» архея, расположенная внутри тектонического клина, ограниченного Приморским, Обручевским и Восточным (между устьями Селенги и Баргузина) разломами, сформирована особым членом архейского разреза, не сопоставимым ни со слюдянской, ни с шарыжелгайской сериями Южного Прибайкалья. К этому вопросу мы вернемся ниже при обсуждении метаморфизма, магматизма и тектоники.

Следуя традиции, установленной И. Д. Черским и В. А. Обручевым, мы привыкли относить к архею глубокометаморфизованные толщи, развитые на побережье Байкала, в частности, на Ольхоне. Обычным основанием для отнесения тех или иных метаморфических комплексов к архею служит их стратиграфическая позиция, а также состав пород, их внутренние парагенетические и стратиграфические взаимоотношения, характер метаморфизма, условия залегания и состав гранитоидов. К этому следует добавить, разумеется, определения абсолютного возраста. Строго говоря, ольхонскую серию мы можем отнести к архею пока лишь условно. Бесспорна принадлежность этой серии к раннему докембрию по той ясной причине, что все главные ее породы присутствуют в виде гальки или обломков в базальных конгломератах голоустенской свиты верхнего протерозоя (Павловский, Цветков, 1938а). С другой стороны, характер и интенсивность метаморфизма пород ольхонской серии глубоко специфичны и вполне тождественны метаморфическим явлениям, проявленным в бесспорно архейских кристаллических комплексах Алданского и Анабарского массивов. Как справедливо отметил Д. С. Коржинский, архейский метаморфизм, наблюдаемый в породах этих массивов, «...по сравнению с более молодыми комплексами представляется поразительно однородным» (Коржинский, 1962). В пользу архейского возраста свидетельствует также трондьемитовый состав ультраметаморфических гранитов, мигматизирующих породы ольхонской серии. Это тот самый тип раннего этапа гранитизации, который характерен для архея Алданского массива (Фролова, Клековкин, 1945; Белов, 1958).

Сказанным исчерпываются, в сущности, объективные основания для отнесения ольхонской серии к архею. Данных по абсолютному возрасту пород, слагающих серию, пока не имеется<sup>1</sup>. К сказанному следует добавить, что находка онколитоподобных образований в хужирской свите ольхонской серии, отмеченных в разделе стратиграфии, вместе с более ранними находками А. В. Львова (1924), указывает на присутствие проблематик органического происхождения. В слюдянской и шарыжелгайской сериях Южного Прибайкалья, равно как и в их аналогах, развитых в других участках Байкальской горной области, подобных находок не было сделано до самого последнего времени.

Остановимся на истории осадконакопления и на формационном облике отдельных компонентов разреза ольхонской серии. Самой древней формацией, доступной наблюдению, является терригенная, слагающая нижнюю и большую часть хобойской свиты. С исходными песча-

---

<sup>1</sup> По определению С. А. Тарасевич (лаборатория абсолютного возраста Иркутского геол. управления), полученного нами после сдачи работы в печать, возраст эколлитов, ассоциирующихся с амфиболитами уланнурской свиты, равен 2570 млн. лет (калий-аргоновый метод).

никами, переполненными органическим веществом, ассоциируются тонкие невыдержанные пласты кварцитов — возможных метаморфических аналогов кремнистых пород. Парагенезис пород, слагающих эту формацию, позволяет сближать ее с формациями типа кульма, характерными для герцинид Западной Европы. Формации этого типа возникают на фоне коренной перестройки «обрушения» ранее созданных структур типа срединных массивов внутри геосинклинальной области. В рамках наших наблюдений следует подчеркнуть, что фациальный облик пород терригенной формации очень устойчив как по вертикали, так и латерально. Это обстоятельство роднит нижнюю терригенную формацию с аналогичными формациями архея Алданского щита, для которых характерна фациальная устойчивость на больших пространствах, как это впервые отметила Н. В. Фролова (1955, 1958, 1962а, б).

Терригенная формация во времени (по стратиграфической вертикали) сменяется своеобразной формацией доломитовых мергелей (верхняя часть разреза хобойской свиты). Вещественный состав этой формации доломитовых мергелей с ее тонким ритмичным чередованием пластов с варьирующим содержанием извести, магнезии и железистых соединений свидетельствует об изменении условий седиментации в конце хобойской эпохи, о наступлении более спокойного тектонического режима и удалении области питания терригенным материалом по сравнению с предыдущим этапом. Формация доломитовых мергелей вверх по стратиграфической вертикали сменяется очень специфичной известково-кварцевой формацией, по объему отвечающей эренхейской подсвите хужирской свиты. Для этой формации характерен парагенез своеобразных кварцитов, содержащих помимо кварца только графит, и перемежающихся с кальцитовыми мраморами, также богатыми органическим веществом. С известняками связана находка окремнелого онколитоподобного образования. Имеющиеся наблюдения позволяют допускать в эту эпоху существование мелководного бассейна, в котором попеременно то существовали известковые рифы, то отлагался почти чистый кварцевый песок, приносимый из области устойчивого и далеко зашедшего химического выветривания силикатных пород кислого состава. Другими словами, возникает мысль о существовании недалеке от Ольхона структур платформенного типа, в пределах которых осуществлялось совершенное химическое выветривание кислых силикатных пород. Следующий член вертикального формационного ряда — известняковая формация, располагающаяся в верхней части разреза хужирской свиты. Эпоха накопления известняков шаманской подсвиты хужирской свиты — завершающий этап спокойного тектонического режима, установившегося ранее в начале предшествующей, эренхейской эпохи.

Последний, самый верхний член вертикального ряда формаций, представлен мощной формацией глинистых мергелей, объемлющей уланнурскую и ташкайскую свиты ольхонской серии. В составе пород этой формации абсолютное господство принадлежит глинистым мергелям (их метаморфические аналоги — параамфиболиты и роговообманково-плагноклазовые кристаллические сланцы). Ими, в частности, сложена почти вся верхняя часть разреза формации (ташкайская свита). В состав парагенеза пород самой верхней формации архея входят также разнообразные песчаники, тесно переслаивающиеся с глинистыми мергелями. Сочетание этих пород особенно характерно для нижней половины разреза формации, отвечающей уланнурской свите. Метаморфические аналоги песчаников представлены разнообразными плагногнейсами — биотитовыми, биотито-гранатовыми, биотито-роговообманковыми. Маломощный горизонт заглинских известняков свидетельствует об очень кратковременном возврате к тем спокойным условиям осадконакопления, которые существовали ранее в эпоху фор-

мирования известняковой формации шаманской эпохи. Для полноты характеристики формации глинистых мергелей следует отметить полное отсутствие в ее составе органического материала, столь обильного во всех лежащих ниже формациях.

Известная фациальная пестрота формации глинистых мергелей, ее большая мощность (около 1 км) указывают на седиментацию в условиях неспокойного тектонического режима окраин геосинклинальных прогибов. О том же свидетельствует появление основных эффузивов (ортоамфиболитов), правда, играющих, по-видимому, небольшую роль в составе формации глинистых мергелей. Связь с питающей провинцией платформенного типа, наметившаяся для одного из предыдущих этапов (эренхейского), была потеряна. В общем создается впечатление, вытекающее из анализа «набора» формаций, слагающих ольхонскую серию, что седиментация происходила где-то на окраине прогиба геосинклинального типа вблизи от платформенного массива. Направление сноса обломочного материала, видимо, менялось. Снос шел то из области внутригеосинклинальных поднятий, то менял свое направление и осуществлялся из территории близрасположенной платформы.

Региональный метаморфизм полиформационной ольхонской серии происходил в условиях обычных для архейского времени. Он достиг, как мы видели в соответствующем разделе работы, высокого уровня — роговообманково-гранулитовой и даже гранулитовой фации, появляющейся в самых низах разреза серии. Как общий ход этого процесса регионального метаморфизма, так и детали созданных им парагенезисов показывают, что в архее Ольхона все шло теми же путями, что и в конце архейской эры в гнейсовых толщах Алданского и Анабарского массивов. Свообразно протекали в пределах Ольхона процессы ультраметаморфизма. Как уже отмечалось ранее, в ольхонском архее наблюдаются лишь незавершенные, ранние стадии архейской гранитизации, представленные анатектическими гранитами трондьемитового ряда и сопровождающими их мигматитами соответствующего состава.

В ольхонском архее, как выяснилось в результате наших работ, совершенно отсутствует конечный член ультраметаморфического архейского ряда — аляскитовые граниты. Нет также широкого проявления процесса «чарнокитизации». Это новый факт, касающийся архея ольхонской серии, заслуживающий самого пристального внимания. Отсутствие пород чарнокитового ряда (гиперстеновых гнейсов, например) отмечалось ранее для отдельных участков архея Алданского массива и в «глыбах» Восточного Саяна, что объяснялось (Никитина, 1959; Другова и др., 1959) неодинаковой степенью погружения различных участков архейской протогеосинклинали. На Ольхоне слабое развитие чарнокитовых пород сочетается с полным отсутствием аляскитов. Незавершенность, неполнота процессов метаморфизма и ультраметаморфизма (сравнительно с классическими примерами алдано-слюдянской фации метаморфизма) может быть поставлена в связь с периферийным, окраинным положением зоны седиментации ольхонского архея по отношению к внутренним частям огромной протогеосинклинали архейского времени, существовавшей в Восточной Сибири (Фролова, 1962а, б; Павловский, 1962). Для этой окраинной зоны, в отличие от того, что известно для внутренних частей протогеосинклинали, намечается существование внутригеосинклинальных областей поднятия, откуда шел снос обломочного материала в периферийный ольхонский прогиб. С другой стороны, формационный анализ показывает вероятность былого существования платформенного массива архейского времени, иногда также являвшимся областью сноса в окраинный ольхонский прогиб. Возможно, что специфическая структурная позиция Ольхонского прогиба проявилась не только в особенностях архейского осадконакопления, но и в незавершенности последующих явлений метаморфизма и ультраметаморфизма.

## ОСОБЕННОСТИ РАЗВИТИЯ СТРУКТУР ПРИБАЙКАЛЯ В РАННЕМ ДОКЕМБРИИ

Обратимся теперь к итогам изучения тектоники архейского комплекса Ольхона. Мы видели, что архейский комплекс смят в систему сравнительно простых, иногда открытых складок второго и третьего порядков, сочетание которых слагает две главных крупных структуры — Шибеты-Хобойский антиклинорий и Ташкайский синклинорий. Субпараллельные шарниры обеих структур очень полого и плавно воздымаются к северо-востоку. В поперечном разрезе синклинорий и антиклинорий обладают структурой веерообразного типа, наиболее ясно выраженной в районе наивысшего воздымания шарнира антиклинория и максимального погружения шарнира синклинория. Близкое к горизонтальному положение шарнира характерно для многих складок третьего порядка, появляющихся в структуре архейского комплекса на юго-западе острова.

На дальнейшем продолжении этих структур к юго-западу, на материке, складки с горизонтальным шарниром развиты особенно широко. Зеркало складчатости на Ольхоне очень пологое, а на юго-западном продолжении ольхонских структур — горизонтальное и почти плоское. В этом последнем районе по всем признакам пликвативные дислокации близки к типу эжективной складчатости платформ.

Архейская гранитизация и мигматизация способствовали увеличению пластических свойств пород метаморфического комплекса архея, но проявились главным образом в возникновении мелких обычных и угловатых складок, осложняющих сводовые части и крылья структур. Мелкие складки волочения и структуры будинажа развиты очень слабо. В отличие от крупных структур для мелких складок различного типа характерно крутое погружение шарниров и сравнительно малая протяженность. Осевые плоскости мелких складок сопряжены с пространственным положением крупных структур и наклонены сообразно с наклоном пластов на крыльях крупных складок, где осевая плоскость имеет вертикальное положение; той же морфологической особенностью отличаются и мелкие структуры.

В общем морфология крупных и мелких складчатых форм относительно гораздо проще, чем морфология структур полиметаморфического докембрийского комплекса Балтийского щита, описанных А. А. Сорским (1952) и другими исследователями. Относительно простая складчатая структура архея Ольхона и прилегающей части материка отличается от складчатых структур внутреннего поля архейской протогеосинклинали, частично видимого в пределах Алданского щита. Судя по данным многочисленных исследователей, шарниры крупных складок алданского архея ундулируют значительно резче, чем на Ольхоне. Амплитуда крупных складок алданского комплекса гораздо больше, чем в Западном Прибайкалье, благодаря чему в современном эрозионном срезе в любой части Алданского щита на поверхность выведены многочисленные свиты, слагающие очень мощный разрез. Интенсивность складчатости велика, обильны и разнообразны мелкие структурные формы. На Ольхоне же при сравнительно дробном стратиграфическом расчленении архея наблюдаются широкие монотонные поля развития пород сравнительно маломощных свит и горизонтов. Эти особенности структуры ольхонского архея обусловлены меньшей интенсивностью складчатости, составляющей одну из специфических черт тектоники древнейшей серии Западного Прибайкалья.

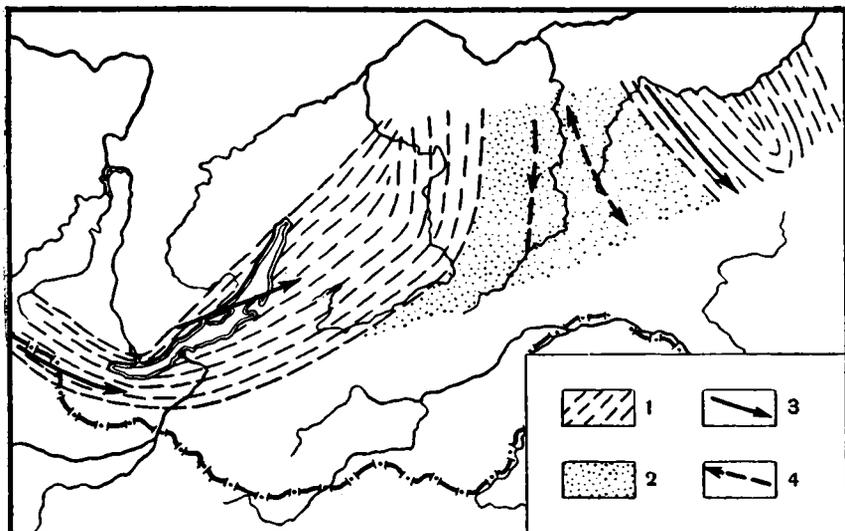
Выше отмечалось, что относительно простая складчатая структура Ольхона была уже давно правильно понята И. Д. Черским и В. А. Обручевым. Некоторые позднейшие наблюдения (Обручев, Великославинский, 1953) давали о ней менее правильные представления. Так, не

подтвердилось, что ольхонский метаморфический комплекс «...смят в ряд изоклинальных складок или чешуй, опрокинутых на северо-запад.. В сторону платформы» (Обручев, Великославинский, 1953). Не подтвердилось также представление о многоактности складкообразования в метаморфическом комплексе архея, о «повторном прижимании» складок к краю платформы в каледонское время. Никаких признаков повторной, наложенной складчатости в формировании структуры архейского комплекса Ольхона не наблюдается, как это показало изучение морфологии складчатых форм.

Развитие складчатых деформаций в сложной метаморфической серии Ольхона только в редких случаях связано с послойным пластическим течением вещества. Проявления этого процесса на Ольхоне строго локализованы. Оно наблюдается исключительно в карбонатных породах, участвующих в строении сжатых складок. Представления В. В. Белоусова (1962) и его последователей (Сорский, 1952 и др.) о том, что в процессе складкообразования все породы испытывают пластическое течение и что резкое увеличение мощности в замках происходит как в мягких слоях, так и в более жестких, оказались неприменимыми для наблюдаемых на Ольхоне архейских структур. На примере структуры ольхонского архея гипотеза вертикального раздавливания слоистых толщ как основа для объяснения генезиса складчатости не подтверждается.

Сомнения в универсальном значении этой гипотезы применительно к докембрию, высказанные ранее Е. В. Павловским и Н. В. Фроловой (1954), Н. М. Синицыным (1956) и другими на основе совершенно иного и гораздо более широкого материала, находят новое подтверждение в конкретном материале по тектонике архея Прибайкалья.

Специфика стратиграфии ольхонского архея, его фациальные и формационные особенности, незавершенность процессов архейской гранитизации (отсутствие аляскитов) наряду с большим своеобразием морфологии складчатых структур архея — все это требует объяснения. По-видимому, совокупность специфических черт ольхонского архея обусловлена особой позицией Среднего Прибайкалья в архейской структуре Восточной Сибири. Формационный анализ разреза ольхонской серии привел к представлению о том, что в архее интересующая нас территория располагалась на окраине огромной архейской протогоеосинклинали, внутренняя структура которой недавно была охарактеризована Н. В. Фроловой (1962а, б) (фиг. 45). Направление сноса обломочного материала менялось, по-видимому, в ходе развития окраинного прогиба. Появились указания, с одной стороны, на существование близрасположенной архейской структуры платформенного типа. С другой стороны, возникла мысль о былом существовании внутригеосинклинальных областей поднятия, т. е. о сложной внутренней структуре окраинной зоны протогоеосинклинали. Используя данные геофизики, можно в порядке рабочей гипотезы предполагать, что в соответствии с данными А. П. Булмасова непосредственно к северо-западу от Ольхона располагалась древнейшая архейская платформа, а к юго-востоку, югу и юго-западу от него — периферия архейской протогоеосинклинали. На схеме, составленной А. П. Булмасовым (фиг. 46), Ольхон располагается в поле минимальных значений мощности земной коры и входит в состав узкой зоны крутого перепада показателей мощности коры, ограничивающей с юго-востока край Иркутского амфитеатра. В пределах этой зоны резкого скачка величина мощности изменяется от 37 до 73 км. Если схема А. П. Булмасова справедлива, то резкое изменение величины мощности земной коры на грани между внутренним полем Иркутского амфитеатра и Западным Прибайкальем должно отражать глубокую специфику истории геологического развития каждой из соприкасающихся областей. Специфика архейской истории Ольхона хорошо увязывается с его позицией на

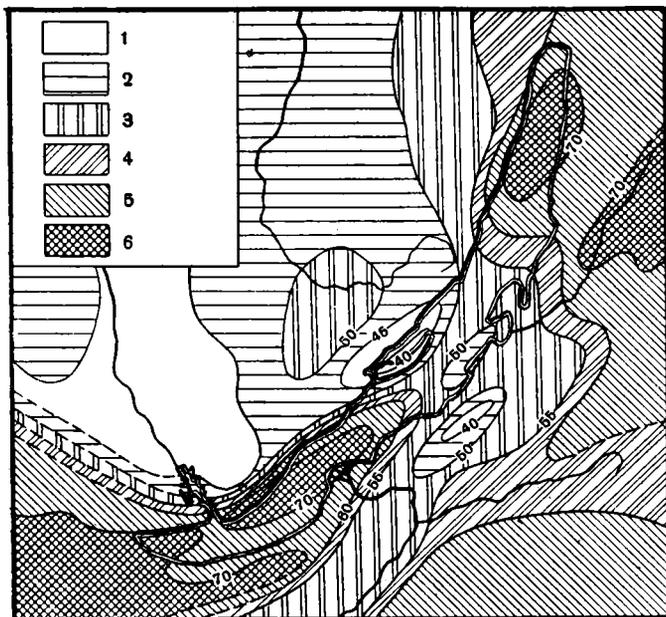


Фиг. 45. Схема предполагаемого строения архейского фундамента юго-востока Восточной Сибири (по Н. В. Фроловой, 19626)

1— синклиновые зоны; 2— антиклинорная зона; 3— шарниры синклиорий; 4— шарниры антиклинорий

схеме Булмасова, в которой остров располагается в зоне резкого изменения мощностей земной коры.

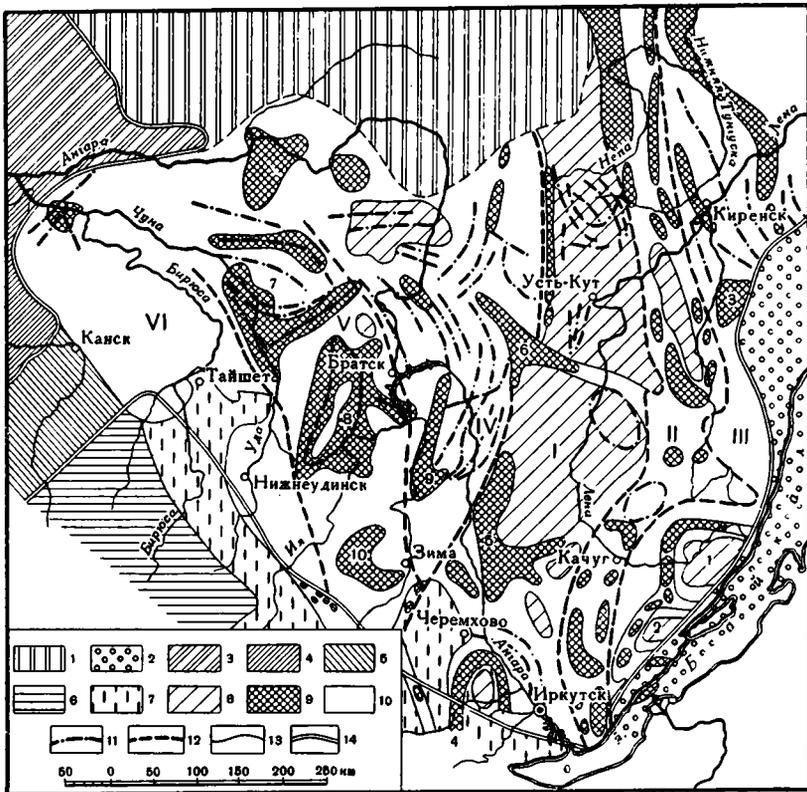
Состав и структура архейской платформы, существование которой можно предполагать во внутреннем поле Иркутского амфитеатра к северо-западу от Ольхона, остаются пока неясными. Северо-западной границей поля развития ольхонской серии служит зона крупного Приморского разлома, существование которого, несмотря на ряд сомнений в прошлом (Павловский и Цветков, 1936), следует в настоящее время признать фактом, установленным с достаточной надежностью. Зона этого разлома выражена в современном рельефе, ее существование доказывается прямыми геологическими наблюдениями и ее значение в кайнозойской структуре Прибайкалья несомненно. Однако остается открытым вопрос о геологической длительности развития этого разлома. Это одна из важнейших проблем, требующих изучения и разрешения в ближайшее время. На северо-западном крыле этого разлома развита полиметаморфическая серия, состоящая из разнообразных кристаллических сланцев, гнейсов, мраморов и метаморфических сланцев различных ступеней метаморфизма, прорванных крупными интрузиями аляскитоидных гранитов. Весь этот комплекс пород Е. В. Павловский и А. И. Цветков (1938а) ранее относили к архею. Позже были высказаны сомнения в архейском возрасте аляскитоидных гранитов (Обручев и Великославинский, 1953). Необходимо тщательное новое исследование стратиграфии, тектоники и истории метаморфизма комплекса метаморфических пород, развитого на северо-западном крыле большего разлома и называемого в последнее время приморским комплексом. Особое внимание должно быть уделено также исследованию интрузивных аляскитоидных гранитов, их соотношений с приморским комплексом и их возрасту. В настоящее время, не предвещая возможных итогов будущих исследований, можно наметить два возможных варианта решения этой проблемы. Первый вариант — приморский комплекс парапород, равно как и аляскитоидные граниты, относится не к архею, а к нижнему протерозою. Второй вариант предполагает архейский возраст



Фиг. 46. Схема мощности земной коры (по А. П. Булмасову, 1961 г.) Внизу даны условные обозначения зон с различной величиной мощности коры в километрах  
 1 — 40—45; 2 — 45—50; 3 — 50—55; 4 — 55—60; 5 — 60—65; 6 — 65—70

парапород приморского комплекса, прошедших не только через стадию высокотемпературного архейского метаморфизма, но подвергшихся позже повторным метаморфическим процессам, вероятнее всего, в нижнем протерозое. Повторный метаморфизм может быть связан с контактовым воздействием интрузий аляскиитоидных гранитов и с энергичными послеархейскими тектоническими движениями. В пользу протерозойского возраста как будто свидетельствуют новые определения абсолютного возраста аляскиитоидных гранитов (1700 млн. лет)<sup>1</sup>. Так или иначе, но в настоящее время можно указать, что к северо-западу от Приморского разлома располагается участок земной коры, геологическая история и геологическая структура которого иные, чем у ольхонского архея. Выше было высказано предположение о существовании в архее платформенной структуры к северо-западу от Ольхона. Эта гипотеза естественно отпадет, если приморский комплекс парапорд окажется синхроничным ольхонской серии. Если же приморский комплекс является более молодым, послеархейским образованием, что представляется нам более вероятным, то встанет вопрос о составе и строении того архейского фундамента, на котором располагается нижнепротерозойский комплекс. По данным А. П. Булмасова, к северо-западу от Ольхона располагается область относительно небольших значений мощности земной коры для крупных площадей внутреннего поля Иркутского амфитеатра. В структуру этого поля, может быть, и входит предполагаемая нами платформа архейского времени или ее фрагмент. Структура восточной части внутреннего поля кристаллического фундамента Иркутского амфитеатра, судя по его магнитному полю (Одинцов и др., 1962), весьма разнообразна. Господствующее значение в рисунке магнитного поля, определяемого положением положительных и

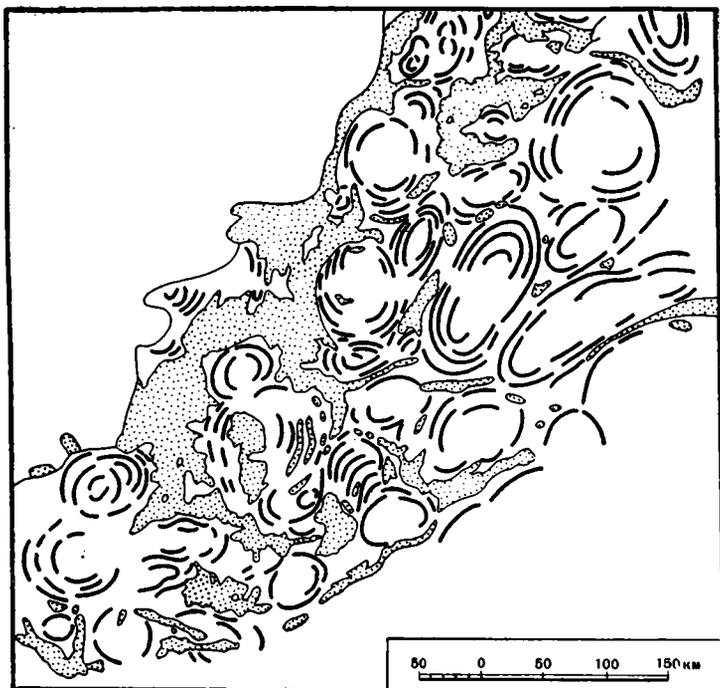
<sup>1</sup> Материалы Иркутского геологического управления, устное сообщение В. Д. Маца.



Фиг. 47. Схема районирования аномального магнитного поля «Та» Иркутского амфитеатра (по В. А. Твердохлебову, 1962 г.)

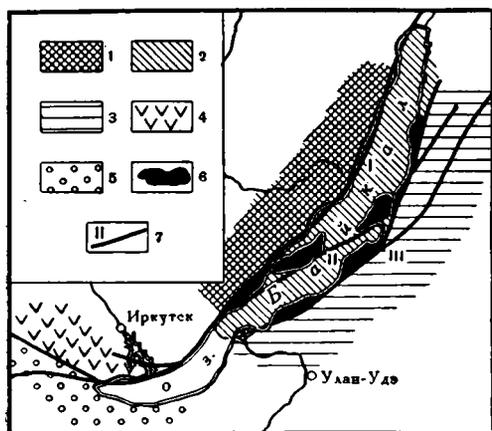
1 — магнитное поле типа Тунгусской синеклизы; 2 — знакопеременное поле типа Байкальского нагорья; 3 — северная зона Енисейского кряжа; 4 — южная зона Енисейского кряжа; 5 — магнитное поле Рыбинской впадины; 6 — область положительных магнитных аномалий в Восточном Саяне; 7 — отрицательное магнитное поле типа Восточного Саяна; 8 — отрицательные магнитные аномалии внутреннего поля амфитеатра; 9 — положительные магнитные аномалии внутреннего поля амфитеатра; 10 — области нормального магнитного поля; 11 — оси магнитных аномалий; 12 — границы зон магнитного поля; 13 — границы локальных аномалий; 14 — контуры поднятий краевой антеклизы. Цифры на карте: 1 — поле мозаичных аномалий; II — Прибайкальский пояс сильных магнитных возмущений; III — нормальное поле Прибайкалья; IV — нормальное поле центральной части амфитеатра; V — зона локальных положительных аномалий на границе западной и центральной части амфитеатра; VI — нормальное поле западной части амфитеатра; 1 — Иркутская аномалия; 2 — Приморская аномалия; 3 — Кутимская аномалия; 4 — Иркутская полукольцевая система аномалий; 5 — Ново-Удинская клинообразная аномалия; 6 — Илимско-киренгская полосовая аномалия; 7 — дугообразные аномалии в верховьях рек Ковы и Муры; 8 — Чукшинский «овал» аномалий; 9 — Окиннская клинообразная аномалия; 10 — Зиминская клинообразная аномалия

отрицательных аномалий, имеют крупные овалы, форма и сочетание которых сходны с контурами своеобразных структур древнейших «зеленокаменных ядер» континентов — нуклеарных зон, выделенных недавно Е. В. Павловским (1962). Для сравнения приводим схему районирования аномального магнитного поля Иркутского амфитеатра (Одинцов и др., 1962) и схему структуры участка нуклеарной зоны Южной Родезии (фиг. 47, 48). Возможно, следовательно, что нижний структурный этаж Иркутского амфитеатра сформирован гранитизированным нуклеарным комплексом и что именно отсюда шел снос продуктов совершенного химического выветривания в окраинный архейский бассейн, существовавший в хужирскую эпоху седиментации.



Фиг. 48. Куполовидные структуры, сложенные гранитами, Южная Родезия (по А. М. Макгрегору, из А. и Ж. Термье). Серые поля— кристаллические сланцы (апоспилиты себаквийской системы)

Мы уже отмечали ранее, что региональный метаморфизм, мигматизацию и трондьемитовую гранитизацию осадочной серии ольхонского архея следует связывать с эпохой максимального погружения периферийного прогиба архейской протогеосинклинали. Одновременно с процессами ультраметаморфизма, частью, может быть, несколько позже начала этого процесса, вся толща метаморфических пород была смята. Итогом складчатости явилось создание тех крупных и мелких структурных форм, которые были описаны в соответствующем разделе настоящей работы. Там же было отмечено, что в морфологии складчатых структур архея не запечатлены следы воздействия каких-либо повторных процессов складкообразования. Надо думать, следовательно, что во всей последующей истории Ольхон входил в состав зоны консолидации как часть жесткой Байкальской глыбы, с чем, кажется, согласно большинство исследователей. В нижнем протерозое эта жесткая глыба была расколота сложной системой продольных и поперечных разломов. О нижнепротерозойском возрасте заложения системы разломов свидетельствует факт прямой связи с ними гранитоидных интрузий шаранурского комплекса. Развитие системы разломов происходило, по-видимому, на значительных глубинах. Указанием на это служит прямая связь разломов с гранитными интрузиями. Возникновение системы разломов и связанных с ними гранитов можно рассматривать как реакцию жесткой Байкальской глыбы на складчатость в нижнепротерозойской геосинклинальной области, в структуре которой Байкальская глыба играла роль геантиклинали. Может быть одновременно с возникновением системы ольхонских разломов началось оформление зоны тех крупных разрывов, которые оконтурили в Среднем Прибайкалье поле развития



Фиг. 49. Схема предполагаемой архейской структуры Прибайкалья.

1 — область развития нуклеарного фундамента, слагающего цоколь архейской структуры платформенного типа; 2 — зона периферийного прогиба архейской протогеосинклинали; 3 — зона предполагаемого геантиклинального поднятия внутри архейской протогеосинклинали; 4 — область развития шарыжелгайской серии архея; 5 — область развития слюдянской серии архея; 6 — область развития архея ольховского типа; 7 — зоны крупных разломов: I — Приморского; II — Обручевского; III — Восточного

архейских пород ольховского типа. Речь идет о Приморском, Обручевском и Восточном разломах (фиг. 49).

В верхнем протерозое в зоне самого северного звена в системе продольных разломов появились трещинные тела линзовидной формы, сложенные ультраосновными породами. Если справедливо наше предположение о верхнепротерозойском возрасте этих интрузий пироксенитов, то локализация их в северо-западной части Ольхона заслуживает внимания. В верхнем протерозое Ольхон входил в состав хорошо распознаваемой геантиклинальной структуры, отделявшей внешний прогиб — миогеосинклиналь Западного Прибайкалья — от обширной эвгеосинклинальной зоны, располагавшейся к востоку от Байкала внутри Байкальской горной страны (Павловский, 1960; Салоп, 1960). Пользуясь терминологией, разработанной Обуэном (Aubouin, 1961), можно сказать, что в данном случае

ультраосновные интрузии в верхнем протерозое появляются в несколько необычной зоне — в миогеантиклинали.

Отсутствие каких-либо образований палеозойского и мезозойского возраста на Ольхоне лишает нас возможности конкретизировать содержание этого длительного этапа в истории острова. Можно лишь сказать, что в палеозое, а, может быть, и в конце протерозоя, возникли мелкие трещинные тела — дайки аплитовидных и нормальных гранитов и сопровождающие их гидротермальные образования, о неопределенности возрастной позиции которых мы уже говорили в разделе о послепалеозойских гранитах.

К мезозою, может быть, следует отнести дайку диабаз, обнаруженную на восточной стороне мыса Ижимей.

К середине третичного периода складчатый комплекс архея вместе с пронизывающими его интрузиями различного возраста был уже глубоко размыт, на что указывает появление предмиоценовой коры выветривания и характер ее распространения. В миоцене и в четвертичном периоде значительная часть северо-западного побережья Ольхона покрывалась водами озерного бассейна. Современный рельеф острова возник главным образом под влиянием возобновления подвижек по древним продольным разломам. Знак четвертичных движений крыльев разломов (сбросов) был обратным по сравнению со знаком движений на раннем этапе их развития в нижнем протерозое.

Такова, по нашему мнению, в общих чертах во многом своеобразная геологическая история Ольхона. Богатый материал, имеющийся в распоряжении авторов, освещающий сложный процесс развития кайнозойских структур и имеющий прямое отношение к проблеме происхождения впадины озера Байкал, выходит за рамки настоящей работы и составит содержание специального исследования.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Метаморфическая серия архея, слагающая Ольхон (Западное Прибайкалье), расчленена на четыре свиты. В некоторых из них выделены подсвиты и горизонты. Общая мощность архейского разреза достигает 1800 м. Нижняя, хобойская свита парагнейсов по парагенезу слагающих ее пород напоминает формацию кульма западноевропейских герцинид. Лежащая выше хужирская свита сформирована своеобразной кварцито-известняковой формацией, в эпоху отложения которой снос продуктов современного химического выветривания шел по всем признакам с северо-запада из области внутреннего поля Иркутского амфитеатра, где предполагается существование древнейшего «зеленокаменного ядра» — нуклеарной зоны того типа, который слагает фундамент протоплатформ Канады и Южной Африки. Две верхние свиты (уланурская и ташкайская) архейского разреза сложены формацией глинистых мергелей. Ей подчинен тонкий горизонт известняков (заглинский). Основные эффузивы играют в составе формации незначительную роль. Снос обломочного материала в эпоху осадконакопления всех свит, кроме хужирской, шел, по-видимому, с востока из области внутренних поднятий архейской протогоесинклинали.

2. Ольхонская осадочная серия регионально метаморфизована в условиях высокотемпературной роговообманково-гранулитовой субфации, за исключением нижней части разреза, где появляются минеральные ассоциации, характерные для собственно гранулитовой фации («чарнокитизация»). Ультраметаморфические процессы в ольхонском архее, в отличие от одноименных и одновозрастных процессов, наблюдаемых в алданском архее, характеризуются незавершенностью. На Ольхоне полностью отсутствуют такие конечные члены архейского ультраметаморфического ряда, как аляскитовые граниты. Ольхонский архей гранитизирован и мигматизирован только ультраметаморфическими гранитоидами трондьемитового ряда.

3. Метаморфический комплекс архея на Ольхоне смят в линейные складки северо-восточного простирания. Выделяются две главные структуры — Шибеты-Хобойский антиклинорий и Ташкай-Ургентейский синклинорий, шарниры которых очень полого воздымаются к северо-востоку. Морфология складчатых структур простая. Крупные складки, сочетания которых слагают упомянутые синклинорий и антиклинорий, принадлежат к обычному типу открытых или сжатых складок. В осевой зоне главных структур осевые плоскости складок второго и третьего порядков располагаются в вертикальной плоскости, а на крыльях синклинория и антиклинория осевые плоскости второстепенных складок наклонены соответственно с общим веерообразным строением главных структур в поперечном разрезе.

Мелкие складки, развитые спорадически, относятся главным образом к категории обычных, частью угловатых. Мелкие складки

волочения, так же как и структуры будинажа, не имеют широкого распространения.

Явления пластического течения вещества в формировании складок всех видов играли подчиненную роль и проявились лишь в тех сжатых структурах, в строении которых принимают участие мраморы.

На юго-западе Ольхона появляются длинные складки эжективного типа, широко распространенные в структуре архея той части Байкальского побережья, которая расположена к юго-западу от Ольхона.

Интенсивность складчатости ольхонского архея меньшая, чем во внутренних частях архейской протогоосинклинали (Алданский шит, Слюдянский район Южного Прибайкалья). Складкообразование, испытанное ольхонской серией архея, было одноактным.

4. Новые геологические наблюдения в совокупности с новыми геофизическими данными обосновывают рабочую гипотезу авторов о былой принадлежности территории Ольхона к окраинному прогибу архейской протогоосинклинали, ограниченному на северо-западе в пределах внутреннего поля Иркутского амфитеатра жесткой структурой платформенного типа, а на юго-западе зоной поднятий внутри обширной архейской протогоосинклинали.

5. Последующий, нижнепротерозойский этап геологической истории Ольхона был ознаменован появлением сложной системы продольных и поперечных разрывов, по которым шло проникновение интрузий шаранурского комплекса щелочноземельных гранитоидов, оказавших слабое контактное воздействие на вмещающий кристаллический комплекс метаморфических парапород, мигматитов и архейских гранитоидов трондьемитового типа.

6. Последующая история Ольхона определялась главным образом повторными подвижками вдоль зон продольных разломов, проникновением в верхнем протерозое в эти зоны небольших интрузий пироксенитов, появлением в палео- и мезозое даек гранитов и диабазов. В предмиоценовое время на глубоко эродированном складчатом поясе архея создались условия, благоприятные для развития коры выветривания на северо-западном побережье Ольхона. В миоцене и четвертичном периоде северо-западное побережье острова погружалось ниже уровня вод озерного бассейна на сравнительно короткие отрезки времени.

Современный рельеф острова тектонический. Его главные формы созданы повторными движениями по зонам разломов древнего заложения. Эти разломы в свете имеющихся наблюдений обнаруживают поразительную живучесть. Судя по сейсмичности Ольхона и прилегающих к нему участков континента и байкальской акватория движения по этим разломам продолжают и поныне.

## ЛИТЕРАТУРА

- Абдуллаев А. М. Дайки и оруденение. М., Госгеолтехиздат, 1958.
- Арсеньев А. А., Нечаева Е. А. Магматические породы Байкальского нагорья.— Труды Лабор. геологии докембрия АН СССР, 1953, вып. 2.
- Артемьев Б. Н. Очерк геологического строения и полезных ископаемых Ольхонского края.— Изв. Вост.-Сиб. отд. Гос. русск. геогр. об-ва, 1926, 2, вып. 3.
- Беличенко В. Г., Хренов П. М., Комаров Ю. В., Чернов Ю. А. Геолого-петрографический очерк южной окраины Витимского плоскогорья.— Труды Вост.-Сиб. геол. ин-та Сиб. отд. АН СССР, 1962, вып. 8.
- Белов И. В. Основные черты вулканизма Саяно-Байкальской горной области. В кн.: «Труды Первого совещания по металлогении Западного Забайкалья». Иркутск, 1958.
- Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. Изд. 2. М., Госгеолтехиздат, 1962.
- Горшков Г. С. Геологический очерк Эмельджакского района. В кн.: «Труды Алданской геологоразведочной экспедиции», вып. 1. Алдан, 1944.
- Горшков Г. С. Об архейских интрузиях Алданского щита.— Докл. АН СССР, 1946, 54, № 6.
- Дзевановский Ю. К., Полевая Н. И. Новые данные об абсолютном возрасте докембрийских комплексов Алданского щита и хребта Станового.— Бюлл. Всес. науч.-исслед. геол. ин-та, 1961, № 3.
- Другова Г. М. и др. Геология докембрия Алданского горнопромышленного района.— Труды Лабор. геологии докембрия АН СССР, 1959, вып. 8.
- Ескин А. С. К стратиграфии и тектонике архея Приольхонья (Западное Прибайкалье).— Труды Вост.-Сиб. геол. ин-та Сиб. отд. АН СССР, серия геол., 1962, вып. 5.
- Ескин А. С. и др. Спектро-химическая характеристика слюд из кристаллических пород Восточного Прибайкалья.— Зап. Вост.-Сиб. отд. Всес. минер. об-ва, 1962, вып. 5.
- Заварицкий А. Н. Изверженные горные породы. Изд-во АН СССР, 1956.
- Каденский А. А. Полиметаморфические породы южной части Алданского щита.— Труды Геол. музея АН СССР, 1960, вып. 2.
- Китайник А. Ф. Известняки, фосфоритонесные глины, марганцесодержащие глины третичного возраста острова Ольхон.— Бюлл. науч.-техн. информ. Мин-ва геологии и охраны недр СССР, 1957, № 6 (11).
- Коржинский Д. С. Петрология архейского комплекса Алданской плиты.— Труды Центр. науч.-исслед. геол.-развед. ин-та, 1936, вып. 96.
- Коржинский Д. С. Стратиграфия Алданской плиты и хребта Станового. В кн.: «Стратиграфия СССР», т. 1. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1939.
- Коржинский Д. С. Закономерности ассоциаций минералов в породах архея Восточной Сибири.— Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, 1945, вып. 61, петрогр. серия (№ 21).
- Коржинский Д. С. Роль щелочности в образовании чернокиртовых гнейсов.— Труды Вост.-Сиб. геол. ин-та Сиб. отд. АН СССР, серия геол., 1962, вып. 5.
- Котельников Л. Г. Кристаллические зернистые породы Ольхонского края.— Труды Петрогр. ин-та АН СССР, 1934, 6.
- Кульчицкий А. С. Новые данные по стратиграфии Центрального Прибайкалья.— Мат-лы по геол. и полезн. ископ. Восточной Сибири, 1957, вып. 1 (22).
- Лавренко Е. И., Лазыко Е. М. О кварцитах Иенгрской серии Алданского щита.— Труды Вост.-Сиб. геол. ин-та Сиб. отд. АН СССР, серия геол., 1962, вып. 5.
- Лазыко Е. М. Геологическое строение западной части Алданского кристаллического массива. Львов, Изд-во Львов. ун-та, 1956.
- Львов А. В. Из геологического прошлого средней части долины р. Иркутка.— Изв. Вост.-Сиб. отд. Русск. геогр. об-ва, 1924, 16, вып. 3.
- Наливкин Д. В. Учение о фациях, т. 1. М.—Л., 1955.
- Наливкин Д. В. Геология СССР. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1962.
- Ниггли П. Лейкогранитовые, трондьемитовые и лейкоксенито-гранитовые магмы и анатексис. В кн.: «Проблемы образования гранитов». М., ИЛ, 1950.
- Никитина Л. П. Спектрохимическая характеристика гранитоидов западной части хребта Хамар-Дабан. В кн.: «Вопросы геологии Азин, т. 2». М., Изд-во АН СССР, 1955.
- Никитина Л. П. Региональный метаморфизм архейских образований западной части хребта Хамар-Дабан.— Тр. Лабор. геологии докембрия АН СССР, 1959, вып. 8.
- Обручев В. А. Оро-геологические наблюдения на острове Ольхоне и в Западном Прибайкалье.— Горный ж., 1890, 4, № 12.
- Обручев С. В., Великославинский Д. А. Докембрий западного побережья Байкала.— Труды Лабор. геологии докембрия АН СССР, 1953, вып. 2.
- Одинцов М. М. и др. Структура, вулканизм и алмазоносность Иркутского амфиатра.— Труды Вост.-Сиб. геол. ин-та Сиб. отд. АН СССР, 1962, вып. 4.
- Павловский Е. В. Геологическая история и геологическая структура Байкальской горной области.— Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, 1948, вып. 99, геол. серия № 31.

- Павловский Е. В. Поздний докембрий (верхний протерозой) Западного и Восточного Прибайкалья. Междунар. геол. конгресс. 21 сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 8. Стратиграфия позднего докембрия и кембрия. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Павловский Е. В. О специфике стиля тектонического развития земной коры в раннем докембрии.—Труды Вост.-Сиб. геол. ин-та Сиб. отд. АН СССР, серия геол., 1962, вып. 5.
- Павловский Е. В., Фролова Н. В. Органические остатки в метаморфических комплексах.—Изв. АН СССР, серия геол., 1954, № 6.
- Павловский Е. В., Цветков А. И. Южная окраина Олекмо-Витимского нагорья.—Труды Геол. ин-та АН СССР, 1934, 4.
- Павловский Е. В., Цветков А. И. Геолого-петрографический очерк района Елохина мыса (Северо-Западное Прибайкалье).—Труды СОПС АН СССР, серия сиб. 1936, вып. 22.
- Павловский Е. В., Цветков А. И. Геолого-петрографический очерк Западного побережья Малого моря (Западное Прибайкалье).—Труды Геол. ин-та АН СССР, 1938а, вып. 9, очерки по геол. Сибири (№ 7).
- Павловский Е. В., Цветков А. И. Западное Прибайкалье. Геолого-петрографический очерк Бугульдейско-Ангинского района.—Тр. Геол. ин-та АН СССР, 1938б, 8.
- Риттер К. Землеведение Азии, т. 5, вып. 1. Восточная Сибирь. СПб., 1879.
- Салоп Л. И. История геологического развития докембрийской геосинклинальной системы байкалитид. Междунар. геол. конгресс. 21 сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 9. Стратиграфия и корреляция докембрия. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1960.
- Синицын Н. М. О тектонике докембрия.—Вестн. Ленингр. ун-та, серия геол. и геогр., 1956, № 6, вып. 1.
- Сидоренко А. В., Лунева О. И. К вопросу о литологическом изучении метаморфических толщ. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1961.
- Соболев В. С. О давлении при процессах метаморфизма. В кн.: «Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд, т. 1». М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Сорский А. А. Механизм образования мелких структурных форм в метаморфических толщах архея.—Труды геол. ин-та АН СССР, 1952, № 18, (145).
- Тернер Ф., Ферхуген Дж. Петрология изверженных и метаморфических пород. М., ИЛ, 1961.
- Тетяев М. М. Геотектоника СССР. Л.—М, ГОНТИ, 1938.
- Трусова И. Ф. Докембрий северо-западной части Центрального Казахстана. Автореф. докт. дисс. М., Госгеолтехиздат, 1956.
- Файф У., Тернер Ф., Ферхуген Дж. Метаморфические реакции и метаморфические фации. М., ИЛ, 1962.
- Фролова Н. В. Об условиях осадконакопления в архейской эре.—Труды Иркутск. ун-та, 1951, серия геол., вып. 2.
- Фролова Н. В. О методике изучения и стратиграфического расчленения архейских образований на примере архея Восточной Сибири. В кн.: «Вопросы геологии Азии», т. 2. М., Изд-во АН СССР, 1955.
- Фролова Н. В. Стратиграфия архея юго-восточной части Восточной Сибири. В кн.: «Труды Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири. 1956 г.» М.—Л., Изд-во АН СССР, 1958.
- Фролова Н. В. Вопросы стратиграфии, регионального метаморфизма и гранитизации в архее Южной Якутии и Восточной Сибири.—Труды Вост.-Сиб. геол. ин-та Сиб. отд. АН СССР, 1962а, вып. 5.
- Фролова Н. В. Предполагаемое строение архейского фундамента юго-восточной части Восточной Сибири.—Изв. АН СССР, серия геол., 1962б, № 8.
- Фролова Н. В., Клековкин Н. Ф. Стратиграфия архея Алданского массива и методика поисков и разведки алданских месторождений флогопита.—Труды Алданской геол.-развед. экспед., 1945, вып. 2.
- Черский И. Д. Предварительный отчет о геологическом исследовании береговой полосы озера Байкал.—Изв. Вост.-Сиб. отд. Русск. геогр. об-ва, 1880, II, № 1—2.
- Черский И. Д. О результатах исследования озера Байкал.—Зап. Русск. геогр. об-ва по общ. геогр., 1886, 15, вып. 3.
- Четвериков С. Д. Руководство к петрохимическим пересчетам. М., 1957.
- Armstrong H. S. Marbles in the «Archean» of the Southern Canadian shield. В «Rept. 21st Session Internat. Geol. Congr.», Sect. IX. Copenhagen, 1960.
- Aubouin C. A. Propos sur les géosynclinaux.—Bull. Soc. géol. France, 7-me sér., 1961, 3, N 7.
- Engel A., Engel G. Origin and evolution of hornblendeandesine Amphibolites and kindred facies.—Bull. Geol. Soc. America, 1951, 62, N 6.
- Eskola P. On the eclogites of Norway. Kristiania videnskap. skr., math.-naturv. Kl. 1921, 1, N 8.
- Georgi I. Bemerkungen einer Reise im Russischen Reiche im Jahre 1772. T. 2. St. Petersburg, 1775.
- Lapadu-Hargues P. Sur la composition chimiques moyenne des amphibolites.—Bull. Soc. géol. France, 6-me sér., 1953, 8, N 3.

# ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение . . . . .	5
Стратиграфия ольхонской серии архея . . . . .	9
Хобойская свита парагнейсов . . . . .	10
Хужирская свита мраморов и кварцитов . . . . .	15
Уланнурская свита гнейсов, кристаллических сланцев и амфиболитов . . . . .	21
Ташкайская свита кристаллических сланцев и амфиболитов . . . . .	34
Архейские граниты и мигматиты . . . . .	38
Химизм архейских гранитоидов . . . . .	42
Масштаб и интенсивность проявлений древних гранитоидов . . . . .	44
Возраст древнейших гранитных тел . . . . .	45
Нишнепротерозойские интрузивные гранитоиды и их производные . . . . .	46
Химизм нишнепротерозойских гранитоидов . . . . .	53
Явления контактового метаморфизма, связанные с шаранурскими гранитоидами . . . . .	56
Пегматиты и другие жильные породы . . . . .	59
Процессы фельдшпатизации, связанные с шаранурскими гранитоидами . . . . .	63
Явления аутометаморфизма шаранурских гранитоидов . . . . .	64
Возраст шаранурских гранитоидов . . . . .	65
Верхнепротерозойские (?) ультраосновные интрузии . . . . .	70
Мезозойская (?) дайка диабазы . . . . .	71
Стратиграфия кайнозойских отложений . . . . .	72
Предмиоценовая кора выветривания (Тгк) . . . . .	72
Мио-плиоценовые озерные отложения (Тг) . . . . .	74
Плейстоценовые пески (Q <sub>1</sub> ) . . . . .	76
Новейшие отложения на острове Ольхон — голоцен (Q) . . . . .	77
Типы метаморфических процессов докембрия и их последовательность . . . . .	79
Тектоника докембрийского комплекса . . . . .	86
Положение складчатого комплекса докембрия Ольхона в структуре протерозоид и каледонид Байкальской горной страны . . . . .	86
Морфология архейских структур . . . . .	86
Морфология крупных складок архейского комплекса . . . . .	87
Морфология мелких структур архейского комплекса . . . . .	97
Послеархейские разрывные нарушения . . . . .	107
Опыт формационного анализа ольхонской серии архея . . . . .	111
Особенности развития структур Прибайкалья в раннем докембрии . . . . .	116
Заключение . . . . .	123
Литература . . . . .	125



# CONTENTS

Introduction . . . . .	5
Stratigraphy of archean Olkhonsk series . . . . .	9
Khoboisk suite of paragneisses . . . . .	10
Khuzhirsk suite of marbles and quartzites . . . . .	15
Ulannursk suite of gneisses, crystalline schists and amphibolites . . . . .	21
Tashkaysk suite of crystalline schists and amphibolites . . . . .	34
Archean granites and migmatites . . . . .	38
Chemism of Archean granitoids . . . . .	42
The scale and development intensity of old granitoids . . . . .	44
Age of old granite bodies . . . . .	45
Lower Proterozoic intrusive granitoids and their derivatives . . . . .	46
Chemism of Lower Proterozoic granitoids . . . . .	53
Phenomena of contact metamorphism associated with Sharanursk granitoids . . . . .	56
Pegmatites and other vein rocks . . . . .	59
Feldspathization processes related to Sharanursk granitoids . . . . .	63
Autometamorphism phenomena in Sharanursk granitoids . . . . .	64
Age of Sharanursk granitoids . . . . .	65
Upper Proterozoic (?) ultrabasic intrusions . . . . .	70
Mesozoic (?) diabase dike . . . . .	71
Stratigraphy of Kainozoic deposits . . . . .	72
Premiocene weathering crust (Tr <sub>k</sub> ) . . . . .	72
Mio-pliocene lake deposits (Tr) . . . . .	74
Pleistocene sands (Q <sub>1</sub> ) . . . . .	76
New deposits on Olkhon-island — holocene (Q) . . . . .	77
Types of Precambrian metamorphic processes and their sequence . . . . .	79
Tectonics of the Precambrian complex . . . . .	86
Position of Precambrian Olkhon folded complex in the structure of Proterozooids and Caledonides of the Baikalian mountain region . . . . .	86
Morphology of Archean structures . . . . .	86
Morphology of large folds in the Archean complex . . . . .	87
Morphology of minor structures in the Archean complex . . . . .	97
Post-Archean disjunctive dislocations . . . . .	107
Formation analysis of the Archean Olkhon series . . . . .	111
Specific features in the development of structures in Cisbaikalia during Early Precambrian . . . . .	116
Conclusion . . . . .	123
Bibliography . . . . .	125

*Евгений Владимирович Павловский и Андрей Степанович Ескин*

## Особенности состава и структуры архея Прибайкалья

Труды ГИН, вып. 110

*Утверждено к печати*

*Геологическим институтом Академии наук СССР*

Редактор издательства Ю. К. Андреев. Технический редактор Л. И. Матюхина.  
 Сдано в набор 3/XII 1963 г. Подписано к печати 8/IV 1964 г. Формат 70 × 108<sup>1</sup>/<sub>16</sub>.  
 Печ. л. 8 + 1 вкл. 0,2 (печ. л.) = 10,96 усл. печ. л. Уч.-изд. л. 10,6 + 1 вкл. (10,8 уч.-изд. л.).  
 Тираж 800 экз. Т. 06126. Изд. № 2301. Тип. зак. № 5984. Темплан 1964 г. № 688.

Цена 75 к.

Издательство «Наука», Москва, К-62, Подсосенский пер., 21.

2-я типография издательства «Наука», Москва, Г-99, Шубинский пер., 10.

75 коп.