Г. Г. Гёлецян

ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫЙ ЛИТОГЕНЕЗ РИФЕЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ИГАРСКО-ТУРУХАНСКОГО РАЙОНА

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ТРУДЫ ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ
Выпуск 197

Г. Г. ГЁЛЕЦЯН

ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫЙ ЛИТОГЕНЕЗ РИФЕЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ИГАРСКО-ТУРУХАНСКОГО РАЙОНА

Ответственный редактор
д-р геол.-мин. наук проф. *Ю. П. Казанский*

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
Новосибирск, 1974

УДК 527.631

Работа посвящена петрографо-минералогической характеристике метаморфизованных вулканогенно-осадочных толщ Игарско-Туруханского района, В ней детально расшифрован первичный состав пород, выявлена зональность вторичных изменений с выделением трех зон стадийного изменения пород: глубинного эпигенеза — раннего метагенеза; среднетемпературных пропилитов — хлорит-мусковитовой субфации зеленых сланцев; биотитовой субфации зеленых сланцев. На основе составленных палеогеографических схем Игарского района сделан вывод о существовании в рифее геосинклинальных прогибов, в которых широко проявились вулканические процессы (подводные и субаэральные), контролировавшиеся Енисейской зоной глубинных разломов. Рассмотрены закономерности развития вулканизма и его влияние на процессы рифейского литогенеза в Игарско-Туруханском районе.

Работа рассчитана на широкий круг геологов, литологов, интересующихся вопросами вулканогенно-осадочного литогенеза.

20801—791
055(02)—74 534—74

© Издательство «Наука», 1974.

ВВЕДЕНИЕ

В последние годы внимание исследователей все больше обращается к изучению влияния вулканических процессов на образование осадочных толщ и связанных с ними месторождений полезных ископаемых. Объясняется это тем, что ряд месторождений, считавшихся ранее осадочного происхождения, в действительности оказались вулканогенными. Источниками рудного вещества в этих месторождениях послужили вулканические процессы, продукты которых часто отлагались на значительном удалении от центра извержения. Впервые научные обобщения по этому вопросу были приведены в работах Н. М. Страхова (1962, 1963), выделившего вулканогенно-осадочный тип литогенеза. Большой толчок к развертыванию исследований в этом направлении дали VI и VIII Всесоюзные литологические совещания, проведенные в Тбилиси (1963 г.) и в Москве (1968 г.). К настоящему времени вышли в свет работы И. В. Хворовой (1963), Г. С. Дзоценидзе (1965, 1969), И. В. Лучицкого (1967), Г. Н. Бровкова (1967) и других, посвященные этому вопросу.

Между тем в решении проблем вулканогенно-осадочного литогенеза еще предстоит большая работа, в частности по изучению роли вулканизма в формировании древних толщ, претерпевших глубокие вторичные изменения.

Настоящая работа проводилась с целью изучения особенностей вулканогенно-осадочного литогенеза позднего докембрия Игарско-Туруханского района. Исследуемая территория административно относится к Игарскому и Туруханскому районам Красноярского края. Объектом исследования явились береговые обнажения верхнедокембрийских вулканогенно-осадочных и осадочных толщ, известных в Приенисейской зоне. Работа выполнена в лаборатории литологии при ИГиГ СО АН СССР под научным руководством доктора геолого-минералогических наук профессора Ю. П. Казанского. Она представляет собой часть общей темы лаборатории литологии, посвященной изучению рифейских отложений Сибирской платформы и ее складчатого обрамления.

Основными задачами проведенных исследований явились:

1) детальное изучение петрографического состава вулканогенно-осадочных образований;

2) установление интенсивности вторичных изменений и их зональность в разрезах осадочных и вулканогенно-осадочных толщ для реконструкции первичного состава пород;

3) выяснение условий осадкообразования и закономерностей развития вулканизма в позднем докембрии на исследуемой территории;

4) определение роли вулканизма в процессе литогенеза.

В основу работы положены материалы маршрутных исследований, проведенных по рекам Енисею (между островами Медвежьим и Плахинским), Нижней Тунгуске, Шорихе, Каменке, Сухарихе, Гравийке, Большой Игарке (общая мощность разрезов более 12 000 м). С целью

сопоставления были изучены разрезы докембрия Енисейского кряжа по р. Вороговке. Эти полевые исследования выполнены в 1967—1969 гг. В работе широко использованы опубликованные материалы, посвященные вопросам древнего и современного вулканизма, стратиграфии, петрографии, тектонике и метаморфизму докембрийских отложений отечественных и зарубежных авторов.

При обработке материалов был выполнен ряд лабораторных исследований, в том числе 56 полных силикатных химических анализов и 5 определений свободного кремнезема (П. А. Сердюкова, ИГиГ СО АН СССР), 3000 спектральных количественных определений малых элементов (Л. Н. Поспелова, В. И. Симонова), 6 определений остаточного магнетизма (Г. А. Поспелова), 10 определений абсолютного возраста (Л. В. Фирсов), 8 определений температуры гомогенизации и состава газовой фазы индивидуальных включений (Н. А. Шугурова), 15 рентгеноструктурных анализов (М. Ф. Соколова, Г. М. Писарева, СНИИГГиМС, ИГиГ СО АН СССР).

В процессе работы было описано свыше 1000 прозрачных шлифов. Оптическое изучение минералов сопровождалось исследованием их на федоровском столике и применением иммерсионного метода.

Терригенные породы классифицировались согласно схемам А. Г. Коссовской (1962) — для кварцевых и аркозовых разностей и П. К. Калинко — для пород семейства граувакк. Эти схемы рассмотрены совместно. При изучении вулканогенно-осадочных образований автор пользовался классификацией вулканогенных обломочных пород, принятой Межведомственной комиссией в 1962 г., с некоторыми изменениями по номенклатуре осадочно-вулканокластических и вулканокласто-осадочных пород, сделанными в соответствии с решением Семинара по классификации, номенклатуре и диагностике вулканогенно-осадочных пород в г. Тбилиси (1968 г.).

Изучение вещественного состава пород сопровождалось широким применением стадиального анализа. Выделение уровней вторичных изменений проведено с учетом данных А. Г. Коссовской, В. Д. Шутова, И. В. Хворовой (1957), А. Г. Коссовской, Н. В. Логвиненко, В. Д. Шутова (1957), А. В. Копелиовича, А. Г. Коссовской, В. Д. Шутова (1961), А. Г. Коссовской, В. Д. Шутова (1963), А. В. Копелиовича (1965), Ф. Дж. Тернера (1951), Ф. Дж. Тернера и Дж. Ферхугена (1961), Д. С. Коржинского (1961, 1962), Н. А. Елисеева (1963), Г. Винклера (1969) и др.

При интерпретации фактического материала по вулканогенным и вулканогенно-осадочным образованиям выводы автора базировались на теоретических положениях, высказанных А. Н. Заварицким (1961), Н. М. Страховым (1963), Е. Ф. Малеевым (1963), К. К. Зеленовым (1963), А. Ритманом (1964), Г. С. Дзоценидзе (1965, 1969) и др.

При исследовании верхнедокембрийских отложений пристальное внимание было уделено тем литостратиграфическим подразделениям, в которых присутствует вулканогенный материал. Для установления генезиса кремнистых образований изучались состав и температура гомогенизации содержащихся в них газово-жидких включений. При характеристике вулканогенно-осадочных толщ были детально рассмотрены их вещественный состав, степень вторичных изменений, формы проявления вулканизма. Что касается вопросов стратиграфии и условий формирования, то они решались в более широком диапазоне, включая чисто осадочные толщи излучинской и чернореченской свит, венчающих разрез рифейских отложений в Игарском районе. Необходимость включения этого материала объясняется желанием дать более полную характеристику геологического развития района в верхнем докембрии. Характе-

ристика вулканогенных образований не сопровождалась их петрохимическими пересчетами по методике А. Н. Заварицкого, что объясняется интенсивным вторичным изменением этих пород, в большинстве случаев носящим метасоматический характер. Пересчеты по методу Т. Барта также не проводились из-за отсутствия в районе неизмененных аналогов этих пород.

В процессе работы автор пользовался советами и консультациями В. А. Асташкина, В. В. Велинского, В. Н. Гилькина, В. П. Коробейникова, В. В. Коротуна, А. С. Махнача, В. Е. Савицкого, И. В. Хворовой, К. К. Ширинян, А. П. Щеглова. Большую помощь автору оказали критические замечания товарищей по работе А. П. Акульшиной, А. В. Ивановской и В. Н. Катаевой. Графические материалы и фотоиллюстрации выполнены Н. А. Лучковой, А. А. Макарочкиным, С. Г. Моториным, Н. Е. Черепановым.

Автор приносит всем названным товарищам глубокую, искреннюю благодарность.

Глава I

КРАТКИЕ СВЕДЕНИЯ О СТРОЕНИИ ДОКЕМБРИЙСКИХ ТОЛЩ РАЙОНА

Геологические исследования в Игарском районе начались с 1866 г., когда в низовьях р. Енисея работала экспедиция Русского географического общества под руководством И. А. Лопатина при участии Ф. Б. Шмидта. Окончательные результаты этих исследований опубликованы в 1897 г. в виде дневника. В дальнейшем геологические исследования в районе проводились многими геологами.

В основном история геологического изучения района достаточно полно изложена в работах Ф. Г. Маркова (1945), С. П. Микуцкого и др. (1963), В. И. Драгунова (1963), В. Е. Савицкого и др. (1967).

Стратиграфией верхнедокембрийских отложений занимались Ф. Г. Марков (1945), В. Н. Сакс (1951), Б. А. Лапшин, А. Б. Рубцов, А. В. Рябенко (1962), В. И. Драгунов (1963), С. П. Микуцкий (1963), В. А. Даценко (1963, 1968), О. А. Вотах, Н. Ф. Ивлев, С. П. Микуцкий (1964), Т. К. Баженова (1964), В. М. Крымский (1965), М. А. Холмянский, Б. И. Летов (1966), В. Е. Савицкий, Б. Б. Шишкин, Ю. Я. Шабанов (1967), Б. М. Келлер, М. А. Семихатов, Н. М. Чумаков (1967), Ю. С. Куликов, Б. И. Летов (1968, 1970), О. А. Вотах, Г. В. Козлов, Б. Б. Шишкин (1968), Б. Б. Шишкин, В. Е. Савицкий (1969), Г. В. Козлов, В. Е. Савицкий, Б. Б. Шишкин (1969), В. Е. Мильштейн (1970) и др.

Рядом авторов для этих отложений разработаны местные стратиграфические схемы (Микуцкий, 1963; Драгунов, 1963; Даценко, 1963; Вотах и др. 1964; Баженова, 1964; Савицкий и др., 1967; Куликов и др., 1970; Гёлецян, 1970; и др.). Несмотря на столь многочисленные исследования, вопросы стратификации верхнедокембрийских отложений остаются дискуссионными из-за исключительно плохой обнаженности контактов между толщами, разноречивости данных абсолютного возраста, неполноты разрезов и слабой изученности вещественного состава отложений.

В составе позднедокембрийских образований района относительно слабо изучены вулканогенно-осадочные толщи. Изучением петрографии последних в разное время занимались И. П. Толмачев (1897), Ф. Г. Марков (1945), В. М. Крымский (1965), Ю. С. Куликов, Б. М. Летов (1970) и в меньшей степени С. П. Микуцкий и др. (1963), В. Е. Савицкий и др. (1967). Особенно следует выделить исследования В. М. Крымского, который дал детальную петрографическую и петрохимическую характеристику эффузивно-туфогенных образований. Однако следует отметить, что В. М. Крымским (1965ф) наиболее полно изучен состав эффузивных и гипабиссальных образований, в то время как петрографическая характеристика вулканогенно-обломочных пород освещена относительно слабо. В своих исследованиях перечисленные выше авторы не предпринимали попыток реконструировать исходный состав пород в интенсивно метаморфизованных образованиях. В результате этого некоторые толщи, имеющие туфогенную природу, оставались вне поля зрения исследователей, изучавших докембрийские вулканогенно-осадочные образования. Такого рода работы в последние годы проводятся автором. В результате выявлена вулканогенно-осадочная природа пород лудовской толщи и опреде-

лен исходный петрографический состав интенсивно метаморфизованных пород староигарской и игарской толщ.

Тектоническое положение Игарского района освещено в работах Н. С. Шатского (1932), Г. Г. Моор (1944), Е. В. Павловского (1956), Г. И. Кириченко (1956, 1958), Г. И. Кириченко и А. Л. Додина (1958), Зегебарт (1957), Т. Н. Спижарского (1960, 1968), Н. Н. Ростовцева (1958), В. Н. Сакса, З. З. Ронкиной (1958), И. В. Дербикова (1960), В. И. Драгунова (1959, 1963), В. И. Драгунова и Е. Б. Смирновой (1964), Н. Н. Урванцева (1958, 1959), Я. И. Полькина (1963), А. М. Ивановой (1963, 1970), С. П. Микуцкого (1963), Ю. А. Косыгина, И. В. Лучицкого (1961, 1963), Ю. А. Косыгина, А. К. Башарина и др. (1962—1964), В. Е. Хаина (1964), Т. К. Баженовой, В. И. Высоцкого (1965), О. А. Вотаха (1968), И. Н. Сулимова (1969), В. С. Старосельцева, И. Н. Сулимова (1969) и др.

Тектоническая принадлежность района остается дискуссионной. Одни исследователи относят его к складчатому фундаменту платформы (Н. С. Шатский, А. Л. Яншин и др.), другие считают его частью байкальского складчатого пояса, обрамляющего Сибирскую платформу (Т. Н. Спижарский, В. С. Старосельцев и др.). Существует также мнение о том, что Игарский район является частью Енисейского авлакогена, отделяющего Обско-Тазовский докембрийский платформенный массив от Сибирской платформы (В. Е. Хаин, В. И. Драгунов, Т. К. Баженова и др.). Согласно Ю. А. Косыгину, И. В. Лучицкому и другим авторам, исследуемую территорию следует относить к перикратонным опусканиям. Наиболее полный обзор взглядов на тектоническое строение района приводится в работах О. А. Вотаха (1968), И. Н. Сулимова (1969), В. С. Старосельцева и др. (1969).

В геологическом строении района принимают участие породы позднего докембрия и кембрия. В современном эрозионном срезе верхнедокембрийские образования обнажаются в приенисейской зоне и приурочены к Игарскому поднятию. С юга, востока и севера они окаймлены палеозойскими отложениями. Игарское поднятие имеет субмеридиональное простирание. Выходы позднедокембрийских пород вдоль р. Енисея прослеживаются между островами Медвежьими и Плахинским. Верхнедокембрийские образования интенсивно дислоцированы, смяты в складки и пересечены рядом разрывных нарушений. Для всего района характерно единое простирание шарниров складок на северо-восток.

В пределах Игарского поднятия О. А. Вотахом, Г. В. Козловым и Б. Б. Шишкиным (1968) выделены Медвежинская и Губинская антиклинали, Кармакулынская и Шуминская синклинали и ряд приразломных антиклиналей более мелкого порядка.

Верхнедокембрийские образования Игарского района расчленены на ряд толщ и свит, объем и последовательность которых исследователями понимаются по-разному (табл. I). В основу предложенной стратиграфической схемы изученных отложений (Гёлецян, 1970) положены литологические критерии, на наш взгляд, наиболее надежные при стратификации и корреляции докембрийских толщ рассматриваемой территории: 1) горизонты пород вулканического происхождения; 2) продукты переотложения выветрелого материала; 3) степень вторичных изменений вулканогенных и осадочных пород. Расчленение верхнедокембрийских отложений произведено с учетом решений Межведомственного совещания по разработке унифицированной стратиграфической схемы для докембрия Средней Сибири (1965), согласно которой докембрийские образования района отнесены к верхнему протерозою.

Ниже приводится описание состава и строения верхнедокембрийских толщ Игарского района.

В основании разреза докембрийских пород залегают вулканогенные образования игарской свиты (Драгунов, 1963; Микуцкий, 1963), которая

Таблица I

С.П. Микуцкий (1963)		В.И. Драгунов (1963)		В.А. Даценко (1963)		О.А. Вотах, Н.Ф. Ивлев, С.П. Микуцкий (1964)	Т.К. Баженова (1964)		В.Е. Савицкий, Б.Б. Шишкин, Ю.Я. Шабанов (1954, 1967)		Ю.С. Куликов, Б.И. Летов (1970)		Схема, принятая в работе Г.Г. Гелецян (1970)	
Нижний кембрий	верхнесухарихинская свита	верхний докембрий		Нижний кембрий, алданский ярус					Алданский ярус, верхний подъярус		Нижний кембрий			
			сухарихинская свита	синийский комплекс	верхняя карбонатная свита	сухарихинская свита	венд	сухарихинская свита	сухарихинская свита. Верхний докембрий и нижний подъярус алданского яруса, нерасчлененные		верхний протерозой	сухарихинская свита	верхний рифей	сухарихинская свита
Поздний докембрий	нижнесухарихинская свита		излучинская свита		конгломерато-песчаниковая, песчаниковая, алевролитовая толщи	нижнесухарихинская и игарская свиты		излучинская и игарская свиты	верхний протерозой	излучинская свита		лайдашинская свита / излучинская свита		излучинская свита
	черноречинская свита		буровая и шорихинская свиты		нижняя карбонатная толща	черноречинская свита		черноречинская свита		черноречинская свита		черноречинская свита	нижний-средний рифей	черноречинская свита
	игарская свита		стрельногорская и игарская свиты	протерозойские образования			синийский комплекс	плахинская сланцевая свита, медвежинская свита, свита известняков о. Плахинского		игарская толща / губинская толща / лудовская толща		губинская толща / медвежинская / лудовская толща / игарская		губинская толща / игарская толща / лудовская толща
									средний протерозой	медвежинская толща		кристаллический фундамент		староигарская толща

В. М. Крымским (1965) подразделена на две подсвиты: нижнюю — эффузивную и верхнюю — туфогенную. Однако изучение петрографического состава пород, слагающих обе подсвиты, позволило автору выявить между ними скрытое несогласие, которое устанавливается по скачкообразной смене интенсивности вторичных изменений между подсвитами. На основании этого мы подразделяем игарскую свиту на две самостоятельные толщи — староигарскую и игарскую (Гёлецян, 1970), лишь в общих чертах соответствующих подсвитам, выделенным В. М. Крымским.

Староигарская толща распространена на левом берегу р. Енисея несколько выше дер. Старая Игарка, в нижнем течении р. Гравийки и на кл. Спилитовом (рис. 1). По данным геофизических исследований, эффузивы (спилиты), входящие в состав староигарской толщи, прослеживаются вдоль Енисея на расстоянии более 300 км в виде полосы шириной 50—80 км. На юге они достигают широты пос. Ермаково и устья р. Курейки, а на севере ограничиваются Угдекагирским блоком (Драгунов, Смирнов, 1964).

Староигарская толща сложена окремненными амфиболитизированными спилитами с подушечной и шаровой отдельностью, метаморфизированными основными туфами и туфобрекчиями частично аквагенными, переходящими местами в кремнисто-амфиболо-хлоритовые сланцы (ортосланцы), кварцевыми и кварц-серицитовыми парасланцами, вторичными кварцитами. По р. Гравийке встречаются также шаровые лавы, содержащие большое количество вулканокластического материала, и кластолавы. Породы, слагающие староигарскую толщу, имеют зеленую, зеленовато-серую окраску, и только парасланцы, обогащенные тонкораспыленным углистым веществом, приобретают темно-серые или черные цвета. Спилиты слагают покровы (до 70—100 м) и потоки (1—3 м). Мощность покровов увеличивается сверху вниз по разрезу.

Перечисленные породы в разрезе староигарской толщи распределены неравномерно. Отношение пирокластов к объему излившихся пород для толщи в целом не превышает 5—10%. Количество вулканокластики резко возрастает вблизи кровли. Породы староигарской толщи изменены в пределах биотитовой зоны фации зеленых сланцев (табл. II). Видимая мощность толщи превышает 400—500 м. В. М. Крымский, относящий этот разрез к нижней (эффузивной) подсвите игарской свиты, считает, что мощность ее превосходит 500 м, а при учете выходов спилитов в русле р. Енисея вблизи о-ва Игарского может быть оценена более чем в 800 м (Крымский, 1965). Нижняя граница толщи не вскрыта. Верхний ее предел неизвестен. Возможно, она перекрывается образованиями игарской толщи, обнажающимися на правом берегу р. Енисея, в окрестностях г. Игарки. Староигарская толща отнесена к наиболее древним образованиям района главным образом по степени метаморфизма слагающих ее пород.

Игарская толща* обнажается на правом берегу р. Енисея ниже г. Игарки, на мысе Кармакулы и прослеживается вдоль р. Енисея на расстоянии более 4 км. По нашим данным (Гёлецян, 1968, 1970), разрез игарской толщи отличается от разреза, приведенного В. М. Крымским (1965), обратной последовательностью в расположении слоев. Поэтому подушечные спилиты, обнажающиеся на правобережье Енисея и ранее относимые к верхам нижней подсвиты, в действительности залегают в кровле игарской толщи. Мощность толщи, по нашим подсчетам, около 2000 м, азимут падения СЗ 270—290°, углы падения меняются от 45 до 65°, редко до 70°. О таком залегании пород игарской толщи свидетельствуют: 1) ориентировка подавляющего большинства обломков, стяже-

---

* Здесь и далее игарская толща рассматривается в объеме, установленном автором.

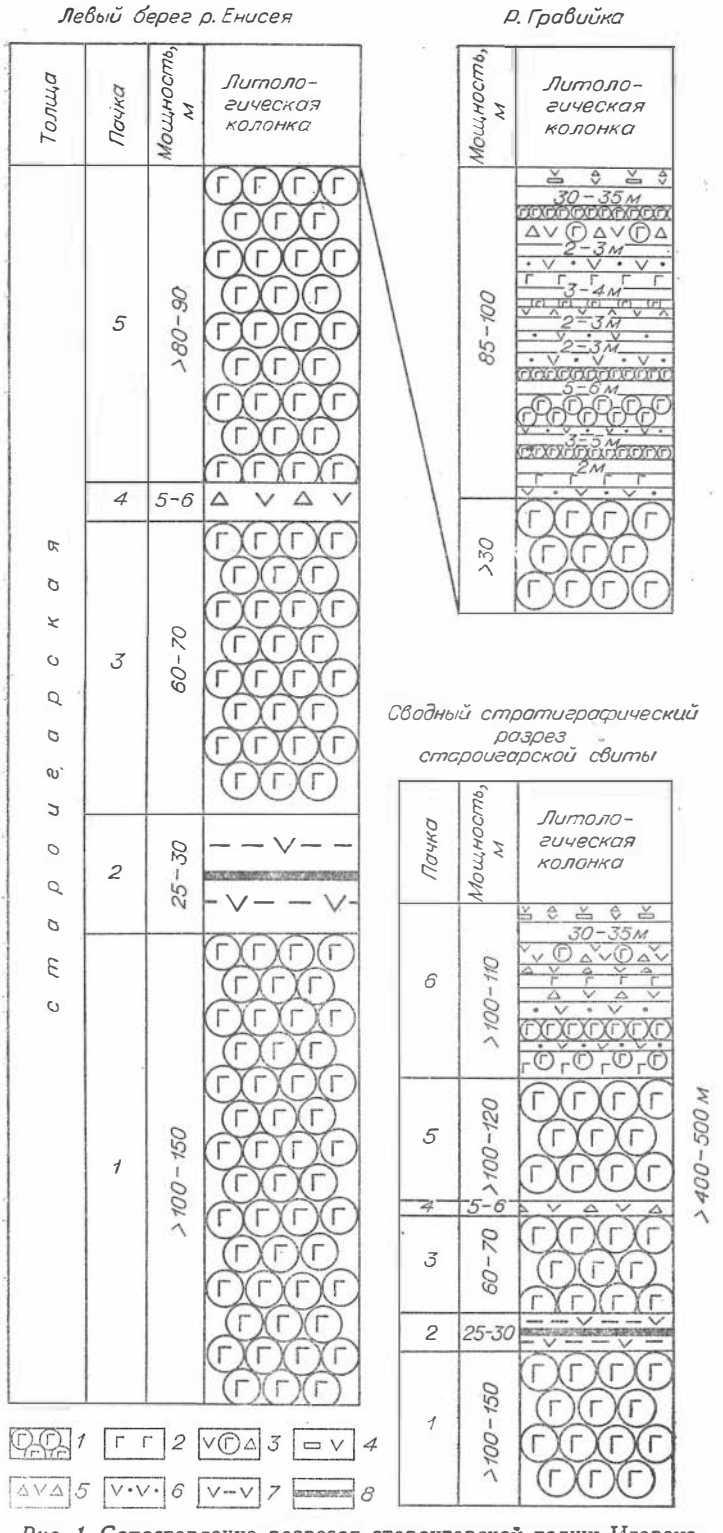
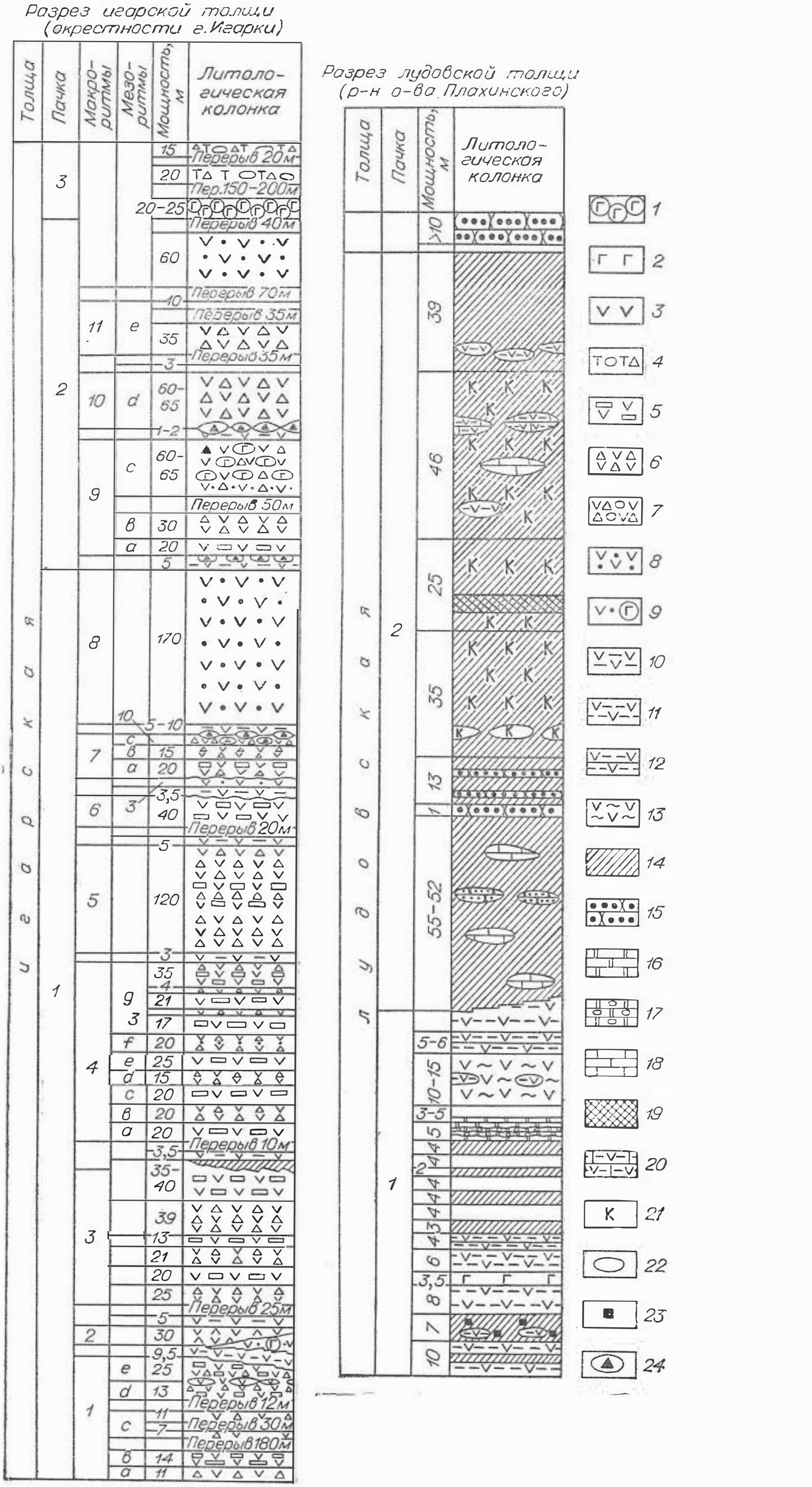


Рис. 1. Сопоставление разрезов староигарской толщи Игарского района.

1 — подушечные спилиты; *2* — массивные спилиты; *3* — шаровые спилиты; *4* — агломератовые туфобрекчии; *5* — лапиллиевые туфобрекчии; *6* — туфы; *7* — ортосланцы; *8* — парасланцы.

Региональный метаморфизм — зеленые сланцы		Глубинный эпигенез — метагенез	Стадии изменения фаций и субфаций		
Биотитовая	Мусковит-хлоритовая				
Старицкая (пара- и ортосланцы, зеленокаменные породы, вторичные кварциты)	Лудовская и игарская (пара- и ортосланцы, зеленокаменные породы, вторичные кварциты)	Глубинская (кварцитовидные песчаники и алевролиты, алевритовые глинистые сланцы)	Толща и состав		
			Осадочные (слоистые и т.д.)	Текстура — Первичные	Главнейшие минеральные компоненты
			Вулканогенные		
			Рассланцовка	Текстура — Вторичные	
			Кристаллизационная сланцеватость; сегрегационная полосчатость		
			Плойчатость, трещиноватость		
			Осадочные (обломочные)	Структура — Первичные	
			Вулканогенные		
			Коррозионная	Структура — Вторичные	
			Конформная и инкорпорационная		
			Регенерационная		
			Крустификационная		
			Микростиллолитовая		
			Лепидобластовая и грано-лепидобластовая		
			Гранобластовая		
			Грано-лепидо-нематобластовая, лепидо-нематобластовая		
			Кварц, альбит, обломки эффузивных и метаморфических пород	Обломочные	
			Калиевые полевые шпаты		
			Зеленые хлориты (Mg-Fe)	Новообразования в породе	
			Диккит (?)		
			Гидрослюда, 1 м		
			Гидробиотит (?)		
			Микроклин, ортоклаз		
			Окислы железа		
			Анатаз, рутил		
			Кальцит		
			Кварц		
			Альбит		
			Гидрослюда, 2 м		
			Сфен		
			Пирит		
			Эпидот-цоизит		
			Тремолит-актинолит		
			Бледно-зеленый хлорит		
			Биотит		
			Зеленая рог. обманка		
			Кальцит	Новообразования в прожилках	
			Кварц		
			Тремолит-актинолит		
			Эпидот-цоизит		

Таблица II



Разрез игарской толщи (окрестности г. Игарки)
Толща
Пачка
Макро-ритмы
Мезо-ритмы
Мощность, м
Литологическая колонка
игарская
Перерыв 20м
Пер.150–200м
Перерыв 40м
Перерыв 70м
Перерыв 35м
Перерыв 50м
Перерыв 20м
Перерыв 10м
Перерыв 25м
Перерыв 12м
Перерыв 30м
Перерыв 180м
Разрез лудовской толщи (р-н о-ва Плахинского)
лудовская

ний и вулканических бомб (фиг. 26 *); 2) элементы залегания прослоев и линз; 3) элементы залегания горизонтальной слоистости; 4) характер залегания подушечных спилитов (фиг. 19).

Некоторые участки с иными элементами залегания связаны с неровностями докембрийского рельефа и представляют собой следы древних оползней и обвалов.

Толща сложена рассланцованными преимущественно вулканокластическими породами (рис. 2), в составе которых резко преобладают агломератовые и лапиллиевые туфобрекчии и ксенотуфобрекчии, содержащие отдельные маломощные слои туффоидов и вулканомиктовых пород. Лишь в ее кровле появляются подушечные спилиты и породы, переходящие от фрагментированных пузыристых лав к гиалокластитам.

По петрографическим признакам игарская толща разделена на три пачки (снизу): 1) агломератовые, лапиллиевые туфобрекчии и ксенотуфобрекчии, гравийные и псаммитовые туфы с маломощными прослоями туффоидов и вулканомиктовых пород. Видимая мощность пачки около 1100 м; 2) лапиллиевые, в меньшей мере агломератовые, туфобрекчии, обогащенные вулканическими бомбами, лито-кристаллокластические гравийные туфы, реже туффоиды с прослоями вторичных кварцитов; мощность пачки более 400 м; 3) спилиты и породы, переходящие от пузыристых фрагментированных лав к гиалокластитам мощностью более 65—75 м.

Для нижней пачки характерно ритмичное переслаивание туфобрекчий, реже туфов с маломощными (1—2 м, местами до 5—6 м) прослоями туффоидов и вулканомиктовых пород, песчаной и гравелитовой размерности. Окраска пород зеленовато-серая или серовато-зеленая. Грубообломочные породы характеризуются заметной слоистостью, обусловленной субпараллельным расположением уплощенных обломков (фиг. 24, 26). Кластиты слабо сортированы по крупности. Мощность слоев не выдержана. Отдельные слои песчано-гравийных туффоидов или вулканотерригенных пород обнаруживают следы подводно-оползневых явлений (фиг. 25). К основанию разреза приурочены резко выклинивающиеся слои туффоидов, а также перемещенных туфов и туфобрекчий, мощность которых на расстоянии 100—150 м колеблется от 2,3 до 22,0 м. Уменьшение мощностей и размеров кластитов в туфобрекчиях и их последующее фациальное замещение агломератовыми туффитами происходит по направлению с запада на восток. Мощности грубообломочных туфобрекчий и туффитов и перемещенных туфов возрастают в диаметрально противоположных направлениях (рис. 3). Грубообломочный материал в туфобрекчиях и туфах представлен андезитовыми (диабазовыми) порфиритами и хлоритово-карбонатными сланцами. Цементом служат пепловый хлоритизированный материал и мелкие обломки хлоритизированных эффузивов с аповитрофировой и апопилотакситовой структурой. Собственно пирокластическое происхождение имеют пепловые частицы и обломки хлоритизированных эффузивов, тогда как остальной материал

Рис. 2. Разрезы игарской и лудовской толщ Игарского района.

1 — подушечные спилиты; *2* — основные эффузивы массивной текстуры; *3* — силла порфиритов; *4* — фрагментированные пузыристые лавы, переходящие к гиалокластитам; *5* — агломератовые туфобрекчии; *6* — лапиллиевые туфобрекчии; *7* — туфобрекчии, обогащенные вулканическими бомбами; *8* — туфы; *9* — смешанные туфы, переходящие в туфоконгломераты; *10* — туффит; *11* — зеленые туфогенные глинистые сланцы; *12* — пестроцветные туфогенные глинистые сланцы; *13* — светло-серые туфогенные глинистые сланцы; *14* — темно-серые глинистые сланцы, образованные по вулканомиктовым песчаникам и алевролитам; *15* — кварцитовидные и кварцевые песчаники; *16* — доломиты; *17* — доломитовые конгломераты; *18* — известняки; *19* — известняки с примесью вулканомиктового материала; *20* — известняки с примесью туфогенного материала; *21* — примесь карбонатов в породах; *22* — линзовидные конкреционные образования; *23* — включения пирита; *24* — вторичные кварциты.

* Здесь и далее фигурами обозначаются микрофотографии шлифов, помещенные в приложении.

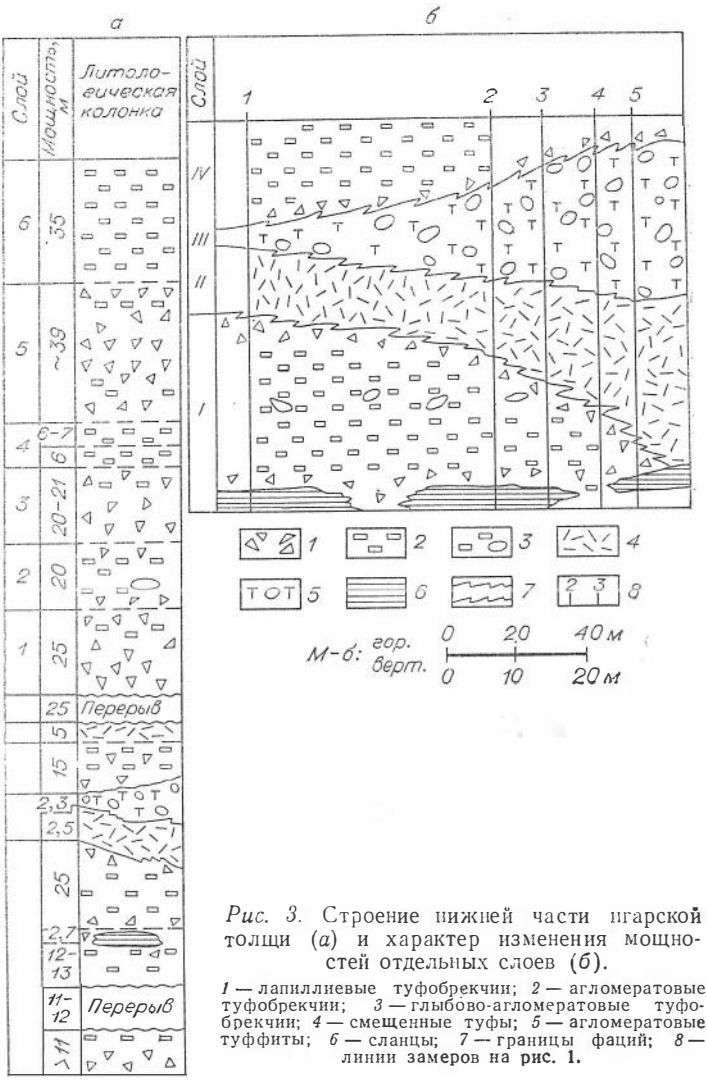


Рис. 3. Строение нижней части игарской толщи (*а*) и характер изменения мощностей отдельных слоев (*б*).

1 — лапиллиевые туфобрекчии; *2* — агломератовые туфобрекчии; *3* — глыбово-агломератовые туфобрекчии; *4* — смещенные туфы; *5* — агломератовые туффиты; *6* — сланцы; *7* — границы фаций; *8* — линии замеров на рис. 1.

переносился в остывшем состоянии, будучи заимствован, вероятно, из фундамента вулканического аппарата. Обилие «чуждого» материала в породах нижней пачки позволяет назвать их агломератовыми и лапиллиевыми ксенотуфобрекчиями.

Особенностями строения средней пачки являются присутствие в породах сплющенных и расщепленных по краям вулканических бомб (размером до 3 м), однородный состав обломков (преимущественно андезито-базальты) и изометричные формы грубообломочного материала. Рассматриваемая пачка от нижележащей отличается более густой, темно-зеленой окраской, отсутствием сортировки обломочного материала, слоистости и цикличности строения.

Спилиты верхней пачки имеют миндалекаменную текстуру и представлены подушечными лавами. Залегающие выше фрагментированные пузыристые лавы, переходящие в гиалокластиты, сложены основной, сильно пузыристой массой, в которую погружены в большом количестве остроугольные, с неровными краями обломки.

Вулканические породы, слагающие нижнюю (1) и среднюю (2) пачки игарской толщи, имеют ритмичное строение. В пределах указанных пачек выделяются 11 крупных ритмов, соответствующих этапам активи-

зации эксплозивного вулканизма, во время которых отлагались агломератово-глыбовые, агломератовые и лапиллиевые туфобрекчии. Мощность пород, слагающих отдельные крупные ритмы, достигает 200 м. Крупные ритмы включают более мелкие ритмы, количество которых в пределах макроритма достигает 6—7. Последние в свою очередь состоят из микроритмов. В средней части макро-, мезо- и микроритмов происходит укрупнение материала, наращивание мощностей и увеличение количества более мелких ритмов в пределах более крупных.

Ритмичность проявления эксплозивных извержений на примере современного вулканизма Индонезии, Камчатки и других регионов земного шара отмечалась многими исследователями (Беммелен, 1957; Гущенко, 1965; Мархинин, 1967; Калугин, 1967; и др.). Границы крупных ритмов проводятся по маломощным слоям туффоидов и вулканомиктовых пород. Периодическое появление последних в указанных отложениях свидетельствует об ослаблении, а порой и полном прекращении вулканической деятельности при образовании 1 и 2 пачек. Однако, судя по незначительным мощностям туффоидов и вулканомиктовых пород, периоды ослабления и покоя вулканических процессов имели кратковременный характер. Другими характерными особенностями строения игарской толщи являются постепенное уменьшение размерности кластолитов и содержание «чуждых» обломков в пирокластических образованиях снизу вверх по разрезу толщи. Вторичные изменения пород игарской толщи происходили в условиях среднетемпературной пропилитизации.

Нижний и верхний контакты игарской толщи нам наблюдать не удалось. Резкая смена степени метаморфизма между староигарской и игарской толщами позволяет предполагать существование скрытых несогласий между ними. По данным Ю. С. Куликова и др. (1970), контакты между рассматриваемыми толщами обнажаются на р. Гравийке и проходят по невыдержанному прослою туфогенных песчаников мощностью 10—20 см.

Верхняя граница толщи вскрыта скважиной 1246 (СПИЭ), пробуренной в Игарской протоке. Здесь известняки чернореченской свиты (первоначально В. Н. Саксом определенные как силурийские) залегают на туфобрекчиях игарской толщи, кровля которой носит следы глубокого эрозионного расчленения (Сакс, 1951). Кроме окрестностей г. Игарки игарская толща нигде не обнажается.

Лудовская толща как самостоятельное стратиграфическое подразделение впервые выделена В. Е. Савицким и др. (1967). Стратотипический разрез располагается на обоих берегах Енисея в районе о-ва Плахинского (на 3,5—7,0 км выше острова). Толща получила название по наименованию мысов Большие и Малые Луды, где она обнажается. Кроме Плахинского района коренные выходы лудовской толщи имеются на правом берегу Енисея в 4 км ниже устья р. Сухарихи, в нижнем течении р. Черной, в 7,0—7,5 км от устья, и на р. Гравийке, в 20—21 км от устья. Они вскрыты в районе г. Игарка (скв. 4-Е, 6-Е, 8-Е) и большой излучины р. Сухарихи (скв. 6). За пределами Игарского района породы, близкие по своему вещественному составу лудовской толще, известны на левобережье Енисея южнее г. Дудинки в верховьях р. Бол. Лайды (скв. 1-Р) и в районе с. Потапово (скв. 3). В южных районах они вскрыты скважинами на Ермаковской площади, в устьях рек Елогуя и Комсы (Накоряков, 1961; Острый, Резапов, 1959).

В разрезах ниже г. Игарки и у Медвежьих островов лудовская толща представлена кливажированными микрокристаллическими сланцами (филлитами), метаморфизированными основными эффузивами, мергелями, доломитами, доломитовыми конгломератами, известняками и кварцитовидными песчаниками. Роль вулканокластики в составе лудовской толщи предыдущими исследователями не рассматривалась. Объектом их исследования являлись только эффузивные образования, имеющие весь-

ма ограниченное распространение. Лишь в работе Ф. Г. Маркова (1945) упоминалось наличие вулканического пепла в отдельных пластах сланцев среди метаморфизованных песчано-глинистых отложений мыса Каменный Бык.

Автором установлено (Гёлецян, 1969, 1970), что преобладающие в разрезе микрокристаллические сланцы представляют собой переработанные туфы, туффоиды и вулканомиктовые породы. Туфогенная природа установлена в зеленоцветных, светло-серых и пестроцветных филлитах, а вулканомиктовая — в темно-серых. Микрокристаллические сланцы сложены кварцем, серицитом, хлоритом. Все это позволило установить первичное вулканогенно-осадочное происхождение толщи. По петрографическим особенностям отложения лудовской толщи в стратотипическом разрезе делятся на две части — нижнюю и верхнюю (см. рис. 2).

Нижняя часть толщи обнажается в основном по правобережью Енисея, а верхние ее горизонты — по левобережью. Толща представлена зелеными, светло-серыми, пестроцветными туфогенными микрокристаллическими сланцами и темно-серыми филлитами, образованными по вулканомиктовым породам. В основании нижней части толщи залегает трехметровый пласт метаморфизованного основного эффузива зеленовато-бурого цвета. В составе нижней части нами выделены также слои доломитов и их конгломератов, которые В. Е. Савицким и др. (1967) относятся к отложениям медвежинской толщи.

Верхняя часть лудовской толщи обнажается на левом берегу р. Енисея, где она представлена темно-серыми филлитами, часто с заметным содержанием карбонатов. В составе верхней части толщи присутствуют тонкие прослойки (до 15—20 см) и слой кварцитовидных песчаников (0,8—1,0 м) с примесью глауконита, а также отдельные прослойки известняков. Горизонты микрокристаллических сланцев с повышенным содержанием карбонатов обогащены конкреционными телами шаровой и линзовидной формы, размер которых достигает нескольких метров.

Породы лудовской толщи отличаются выдержанной тонкой, параллельно-слоистой текстурой и значительной сортировкой исходного обломочного материала. На них иногда фиксируются следы подводно-оползневых явлений, знаки ряби. Характерной особенностью толщи, как и игарской, является ритмичность ее строения.

Полученные данные по лудовской и губинской толщам свидетельствуют о том, что вулканогенный материал приурочен главным образом к первой, и, следовательно, она может быть сопоставлена с большей частью разреза игарской толщи. Как в дальнейшем будет показано (гл. VII), эти толщи являются синхронными, разнофациальными образованиями, связанными переходами по латерали.

Разрезы лудовской толщи, обнажающиеся в районе Медвежьих островов (4 км ниже устья р. Сухарихи и скв. 6), отличаются повышенной красноцветностью и возрастанием роли эффузивных образований.

Ю. С. Куликов и Б. И. Летов (1970) на основании различных комплексов микрофоссилий лудовскую толщу делят на две пачки, границы которых близки к выделенным нами. Нижнюю пачку по комплексу споровых остатков они сопоставляют с II комплексами котуйканской свиты (нижний рифей), а верхнюю — с V комплексом юсмастахской свиты (средний рифей) западного склона Анабарского поднятия.

Мощность лудовской толщи более 320 м. Согласно данным В. Е. Савицкого и др. (1970), Ю. С. Куликова и др. (1970), общая мощность обнаженной части лудовской толщи свыше 550 м. По Ю. С. Куликову и др. (1970), лудовская толща сопоставляется со стрельногорской свитой Норильского (скв. ГР-1) и Туруханского районов и удерейской — Енисейского кряжа, возраст которых определяется в интервале 1300—1150 млн. лет.

Контакты лудовской толщи не вскрываются.

Губинская толща, выделенная В. Е. Савицким и др. (1967), сложена в основном песчаниками и другими терригенными породами общей мощностью ~ 1500 м. Характер ее соотношения с подстилающими породами в естественных обнажениях неизвестен. Однако наличие в нижних горизонтах толщи обломков пород лудовской и игарской толщ указывает на ее более высокое стратиграфическое положение, что подкрепляется данными ВЭЗ (Холмянский, Летов, 1966) и степенью их вторичных изменений. Кровля губинской толщи проводится по основанию базальных конгломератов вышележащей чернореченской свиты.

В стратотипе (южная оконечность о-ва Медвежьего) толща сложена красноцветными кварцитовидными песчаниками, в меньшей мере метаморфизованными алевролитами и алевритовыми аргиллитами. Эпизодически встречаются отдельные прослойки (до 0,2—0,3 м) мелкогалечных конгломератов и гравелитов. Среди песчаников и гравелитов различаются мономинеральные, олигомиктовые, в меньшей мере аркозовые и граувакковые разновидности (рис. 4). Для губинской толщи характерно укрупнение и обогащение кварцевым материалом снизу вверх по разрезу (рис. 5). В южной части района (о-в Мал. Медвежий и левобережье р. Енисея напротив о-ва Мал. Медвежьего) в низах толщи наблюдаются пласты эффузивов (до 35—40 м) туффоидов основного состава. Количество вулканогенного материала быстро убывает вверх по разрезу толщи. Эта часть разреза, вероятно, отвечает верхам игарской толщи более северных участков территории.

Преобладающие породы губинской толщи — песчаники и алевролиты; кроме кварца (от 45 до 95—98%) и полевых шпатов (до 35%) содержат обломки пород (до 30%), входящих в состав лудовской, игарской толщ (филлиты, порфириты и т. д.) и кристаллического фундамента (микрокварциты, микропегматиты, микрограниты и т. д.). В нижних слоях толщи В. Е. Савицким и др. (1967) отмечены единичные гальки окремненных доломитов. Содержание обломков пород, подстилающих толщу, снизу вверх по разрезу уменьшается.

Петрографо-минералогический состав губинской толщи, таким образом, резко отличен от нижележащих и отражает время затухания вулканической деятельности, формирования и размыва продуктов выветривания. Для пород толщи характерны следы ряби, косая слоистость, прибрежные валы, свидетельствующие о формировании осадков в условиях мелководья.

К северу от Игарки губинская толща наблюдается лишь в разрозненных обнажениях с максимальной мощностью в отдельных выходах не более 200—300 м. Отдельные изолированные выходы (до 16 м) известны на р. Черной. Кроме того, они вскрыты на левом берегу р. Енисея напротив южной оконечности о-ва Бол. Медвежьего (скв. 10-И) и о-ва Мал. Медвежьего (скв. 23). За пределами изученной территории губинская толща известна в Норильском районе (скв. ГР-1).

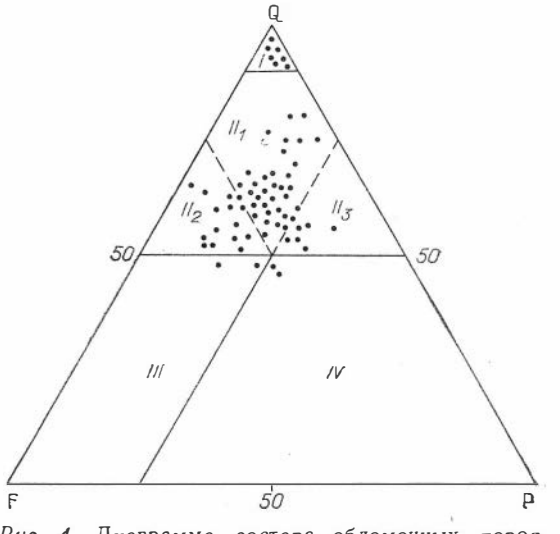
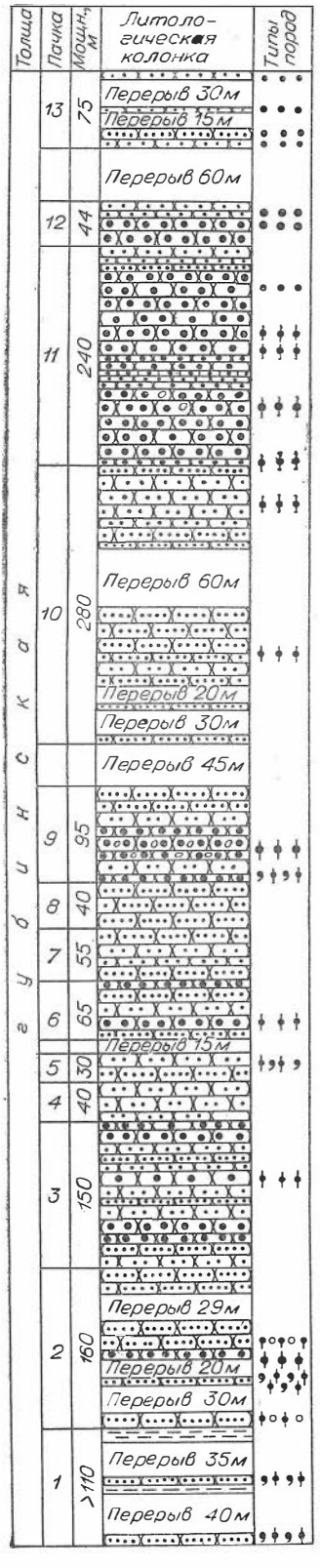


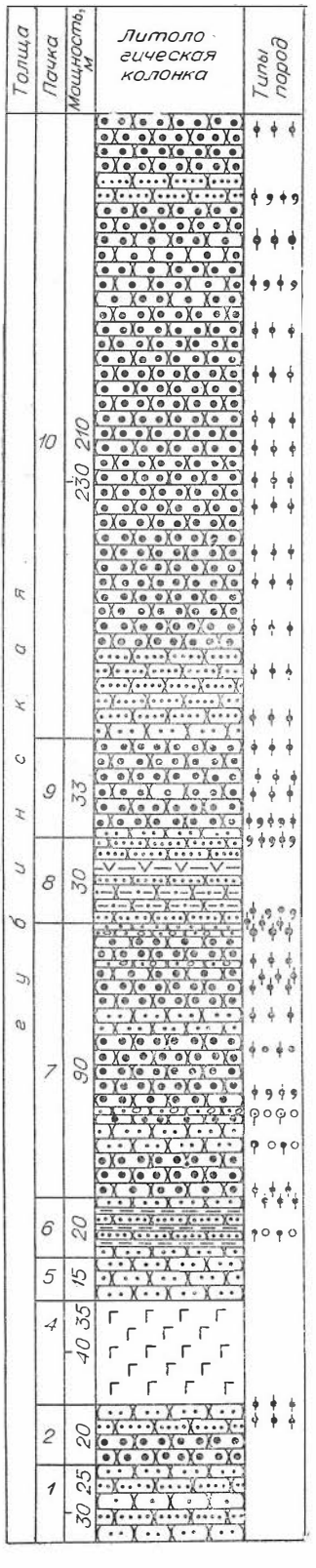
Рис. 4. Диаграмма состава обломочных пород губинской толщи.

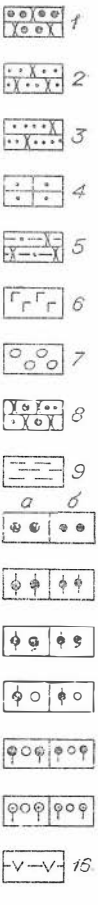
Q — кварц, *F* — полевые шпаты, *P* — обломки пород. Семейства песчаников, алевролитов и гравелитов: *I* — мономинеральные кварцевые; *II*$_1$ — олигомиктовые кварцевые; *II*$_2$ — аркозово-кварцевые; *II*$_3$ — граувакково-кварцевые; *III* — аркозовые; *IV* — граувакковые.

Разрез губинской толщи о-в Бол. Медвежий



Разрез губинской толщи о-в Мал. Медвежий





Чернореченская свита выделена С. П. Микуцким (1963) в бассейне р. Черной. Она сложена темно-серыми и черными глинистыми известняками, доломитами, мергелями и аргиллитами. Нижний ее контакт установлен на правом берегу р. Енисея в 3,5 км ниже устья р. Сухарихи, на о-ве Плахинском, а также в районе Игарской протоки (скв. 1246). На о-ве Плахинском чернореченские известняки перекрывают филлиты лудовской толщи, а в районе Игарской протоки они залегают на туфобрекчиях игарской толщи, кровля которой, по данным В. Н. Сакса (1951), носит следы глубокой эрозии.

На правом берегу Енисея (3,5 км ниже устья р. Сухарихи) и на о-ве Плахинском в основании чернореченской свиты залегают базальные конгломераты, сложенные галькой пород игарской, лудовской и губинской толщ (филлиты, основные эффузивы и туфобрекчии, кварцитовидные песчаники). Галька конгломератов размером до 4—5 см средней и плохой окатанности. На правом берегу р. Енисея в 3,5 км ниже устья р. Сухарихи базальные конгломераты вверх по разрезу постепенно, через гравелиты и кварцитовидные песчаники (с 1—1,5-сантиметровыми прослойками глинистых сланцев) сменяются светло-розовыми известняками. Этот разрез вдоль р. Енисея в виде отдельных гривок прослеживается на расстоянии около 40 км. Перечисленные данные позволяют считать, что чернореченская свита залегает на подстилающих отложениях с несогласием и региональным перерывом (Гёлецян, 1970).

Ранее в предположительной форме такой же вывод был сделан В. А. Даценко (1963) на основе анализа структурного плана пород чернореченской свиты и нижележащих толщ.

Отложения чернореченской свиты с вышележащей излучинской связаны постепенным переходом (Микуцкий, 1963; Савицкий и др., 1967). Литологические особенности чернореченской и излучинской свит, венчающих разрез докембрия Игарского района, подробно описаны рядом исследователей (Даценко, 1963; Вотах и др., 1964; Савицкий и др., 1967; Куликов и др., 1970) и поэтому мы их детально не рассматриваем. По литологическим особенностям в составе свиты В. Е. Савицкий и др. (1967) выделяют четыре пачки пород (снизу вверх, м):

а) серые и темно-серые плитчатые и массивные, часто глинистые известняки с прослоями (3—50 см) известковистых аргиллитов, алевролитов и песчаников, реже водорослевых известняков. Наблюдаются знаки ряби и трещины усыхания. Мощность 285—300;

б) темно-серые известковистые аргиллиты и мергели с прослоями глинистых известняков. Для них характерна параллельно-слоистая текстура 200;

в) сероцветные массивные и плитчатые, иногда глинистые известняки с прослоями мергелей и онколитовых известняков 150;

г) серые, в верхней части вишнево-серые, часто глинистые известняки, мергели и аргиллиты . . . . . 135—150 м.

Суммарная мощность чернореченской свиты В. Е. Савицким и др. (1967) определена в 800 м, а Ю. С. Куликовым и др. (1970) — около 1300 м.

По комплексу микропроблематических остатков значительная часть свиты (примерно (3/4) отнесена к среднему рифею и сопоставляется со свитой буровой Туруханского района (Савицкий и др., 1967; Козлов и др., 1969; Куликов и др., 1970). Верхняя часть свиты (IV пачка) эти-

---

Рис. 5. Сопоставление разрезов губинской толщи Игарского района.

Песчаник: *1* — крупнозернистый кварцитовидный; *2* — среднезернистый кварцитовидный; *3* — мелкозернистый кварцитовидный; *4* — гравелит; *5* — кварцитовидный алевролит; *6* — основные эффузивы; *7* — примесь галечного материала; *8* — гравелитовый песчаник; *9* — аргиллиты, рассланцованные глинистые сланцы; *10* — мономинеральные кварцевые песчаники (*а* — крупнозернистые и грубозернистые; *б* — средне- и мелкозернистые); *11* — олигомиктовые кварцевые песчаники; *12* — аркозовые кварцевые песчаники; *13* — граувакковые кварцевые песчаники; *14* — граувакково-аркозовые песчаники; *15* — граувакковые песчаники; *16* — туффонды.

ми исследователями отнесена к верхнему рифею и сопоставляется с шорихинской свитой. В более ранних исследованиях (Драгунов и др., 1958; Микуцкий, 1960; Кириченко, 1963; Драгунов, 1963; Келлер и др., 1967) со свитой буровой была сопоставлена чернореченская свита в полном объеме.

Как следует из вышеизложенного, полученные в последние годы новые материалы позволяют границу между средним и верхним рифеем проводить в верхней части чернореченской свиты между III и IV пачками (Козлов и др., 1969; Куликов и др., 1970).

Излучинская свита впервые выделена В. И. Драгуновым по р. Сухарихе в районе большой излучины (Григорьев, 1958; Драгунов, 1967). Породы свиты представлены красноцветными песчаниками, аргиллитами, алевролитами, гравелитами и мелкогалечными конгломератами. Контакты с вмещающими отложениями согласные. Выходы пород излучинской свиты известны также по р. Черной, Гравийке и Енисею в районе о-ва Плахинского. Изучались они В. Ф. Тумелем (1941) и П. И. Трофимуком, С. П. Микуцким, 1963; В. И. Драгуновым, 1963; В. А. Даценко, 1963; В. Е. Савицким и др. (1967). Многими из них в составе свиты выделены толщи и подсвиты различной мощности.

В. Е. Савицким и др. (1967) излучинская свита разделена на пять пачек (снизу вверх, м):

1) зеленовато-серые известковистые и алевритистые аргиллиты, алевролиты с прослоями глинистых известняков . . . . . 15—25

2) красноцветные аргиллиты, алевролиты, глинистые алевролиты с прослоями и линзами песчаников. . . . . 260—280

3) красноцветные полимиктовые мелко-среднезернистые песчаники с прослоями аргиллитов и алевролитов. В верхней части пачки встречаются прослои серых, красновато-серых известняков . . . . 350—370

4) красноцветные мелкогалечные конгломераты и гравелиты полимиктового состава 15

5) красноцветные разнозернистые полимиктовые песчаники, алевролиты. Измельчение обломочного материала происходит снизу вверх по разрезу . . . . . 120—130 м.

Как справедливо отметил О. А. Вотах (1968), нижняя половина излучинской свиты (640—690 м) в целом имеет регрессивное, а верхняя — трансгрессивное строение.

По данным В. А. Даценко (1963), песчаники излучинской толщи имеют полимиктовый состав и состоят из зерен кварца (16—50%), плагиоклаза (5—30%), обломков эффузивов (0—40%), кремнистых пород (30—40%) и различных по составу метаморфических сланцев. Количество эффузивных обломков снизу вверх по разрезу постепенно убывает до полного исчезновения.

Галька в конгломератах сложена преимущественно карбонатными породами, в меньшей мере микрокристаллическими сланцами, песчаниками и порфиритами, входящими в состав всех нижележащих толщ района. Это обстоятельство, а также широкое территориальное развитие конгломератов (последние, кроме р. Сухарихи, обнажаются по р. Гравийке в 38—41 км от устья; по р. Черной, на водоразделе рек Рубчи и Черной) позволили формирование IV пачки (пачка конгломератов) связывать с крупным, региональным перерывом в осадконакоплении (Даценко, 1963; Микуцкий и др., 1964; Вотах, 1968; Шишкин, 1970). Исходя из этого, ряд исследователей IV и V пачки излучинской свиты выделяют в качестве самостоятельного литостратиграфического подразделения (Микуцкий и др., 1964; Вотах и др., 1968; Куликов и др., 1970; Шишкин, 1970). В отложениях излучинской толщи наблюдаются знаки ряби, косая слоистость и следы подводных оползней. Повышение роли конгломератов излучинской свиты, увеличение в них размерности галек и количества эффузивных обломков происходит по направлению с юга

на север (Куликов и др., 1970). Суммарная мощность отложений излучинской свиты В. Е. Савицким и др. (1967) определена в 790—840 м.

Излучинской свитой большинство исследователей заканчивает разрез верхнего докембрия Игарского района. Выше нее согласно залегают отложения сухарихинской свиты, сложенные сероцветными доломитами и известняками, содержащими примесь глинистого и алевролитового материала. Мощность последней около 560 м. Ее возраст по определению разных исследователей варьирует в широком диапазоне: от синийских (Даценко, 1963; Вотах и др., 1964) или вендских (Баженова, 1964) до нижнего кембрия (Микуцкий, 1963). По мнению В. Е. Савицкого и др. (1967), граница верхнего докембрия и нижнего кембрия проходит внутри сухарихинской свиты. В последнее время Б. Б. Шишкиным (1970) высказано мнение, согласно которому граница между кембрием и докембрием проводится по основанию конгломератов IV пачки излучинской свиты, которая совместно с V пачкой им обособлена в качестве самостоятельной гравийской свиты.

В заключение несколько слов о стратиграфическом положении медвежинской толщи, которая рассматривается как наиболее древняя (среднепротерозойская) в данном районе (Савицкий и др., 1967; Козлов и др., 1969). Как показали наши наблюдения, по правому берегу р. Енисея ниже г. Игарки и на о-ве Плахинском, отложения, относимые к этой толще, являются рифовыми, приурочены к низам лудовской толщи. Следовательно, карбонатная медвежинская толща в чистом виде сохраняется только в стратотипическом разрезе (напротив о-ва Бол. Медвежьего), а там, как известно, она не имеет границ с выше- и нижележащими породами. Медвежинская толща, таким образом,— стратиграфическое подразделение, не имеющее определенного положения в разрезе.

Вопрос о возрастной принадлежности пород верхнего докембрия Игарского района решается только частично и в основном для верхней половины разреза. Более достоверным следует считать возраст чернореченской свиты, большинством исследователей определенным как средний рифей. Лишь в верхних горизонтах свиты обнаружен комплекс микрофитолитов (Куликов и др., 1970), характерных для верхнего рифея. В настоящее время граница между средним и верхним рифеем обычно проводится в верхней части чернореченской свиты. В соответствии с этим излучинская свита отнесена к верхнему рифею.

Гораздо сложнее обстоит дело с определением возраста толщ, подстилающих чернореченскую свиту. Ранее вулканогенные образования района (староигарская и игарская толщи) В. И. Драгуновым и Л. Ф. Штейн (1958); Г. И. Кириченко (1963), В. И. Драгуновым (1963), С. П. Микуцким (1963) сопоставлялись с удерейской и погорюйской свитами (средний рифей) Енисейского кряжа. По Г. В. Козлову и др. (1969), лудовская и часть игарской толщи отнесены к нижнему, а губинская и верхи игарской толщи — к среднему рифею. В последнее время в нижней части лудовской толщи определен комплекс микрофоссилий, характерных для нижнего рифея (Куликов и др., 1970).

Несмотря на очевидный прогресс в изучении докембрийских микрофитолитов и строматолитов, ведущим методом при решении стратиграфических вопросов вулканогенно-осадочных толщ следует считать историко-геологический метод, как это считал в свое время Н. С. Шатский (1960). Это связано с тем, что органические остатки здесь распространены неповсеместно и все еще мало изучены.

Исходя из историко-геологического метода, вулканогенно-осадочные толщи Игарского района, формировавшиеся в период тектоно-магматической активизации, следует сопоставлять с эпохой рифейского диастрофизма, проявившегося в смежных территориях. В соседних районах, на-

ходящихся в близких структурно-фациальных условиях, зафиксировано два диастрофических цикла, сопровождавшихся внедрением основных гипабиссальных интрузий. Первый из них проявился в нижнем рифее и установлен на Западном Таймыре (Равич и др., 1962) и других районах, где сопровождался формированием эффузивных и пирокластических пород преимущественно основного состава.

Второй диастрофический цикл, проявившийся на рубеже среднего и верхнего рифея (1000—1100 млн. лет), имеет планетарный характер и наблюдается на всех материках земного шара (Чайка, 1967; Салоп, 1968; Келлер и др., 1968). Он четко прослеживается на Урале, в пределах же Сибирской платформы слабо проявлен или вовсе не установлен.

Учитывая заведомо более древний, чем 1000—1100 млн. лет, возраст вулканогенно-осадочных толщ района (установленный многочисленными палеонтологическими остатками чернореченской свиты) и отсутствие каких-либо следов тектоно-магматической активизации на рубеже среднего и верхнего рифея, проявление позднего диастрофического цикла (1000—1100 млн. лет) в Игарском районе можно исключить. В такой обстановке формирование вулканогенно-осадочных толщ района следует связывать с эпохой тектоно-магматической активизации раннего рифея, повсеместно проявившейся на территории Западного Таймыра.

В вулканогенно-осадочных толщах района (староигарская, игарская, лудовская, губинская) широко распространены гипабиссальные породы, образующие ряд даек и пластовых интрузий (силлов). Взаимоотношение между силлами и секущими дайками установлено на мысе Кармакулы, где дайка субмеридионального простирания пересекает силл. Характерна концентрация даек вблизи вулканических центров. Петрографические и петрохимические исследования гипабиссальных образований, проведенные В. М. Крымским (1965ф), указывают на то, что пластовые интрузии сложены диабазовыми, а секущие дайки — протеробазами и лампрофирами.

Необходимо отметить, что приведенное нами разделение игарской свиты на две самостоятельные толщи — собственно игарскую и староигарскую — не совсем согласуется с рекомендуемыми МСК правилами стратиграфической классификации и номенклатуры (1965, 1970). Согласно этим правилам, верхней толще следовало бы дать новое название. Однако широкое употребление термина «игарская свита» заставляло нас воздержаться от этого. В дальнейших исследованиях указанное несоответствие общепринятым нормам права приоритета, несомненно, должно быть исправлено. Наиболее подходящим наименованием для верхней толщи автор рекомендует «кармакулинская толща» — по названию мыса Кармакулы на правом берегу р. Енисея, в окрестностях г. Игарки, где расположены выходы данной толщи. В соответствии с этим «игарскую свиту» (в прежнем понимании) следует перевести в ранг серии.

Глава II

ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ СОСТАВ СТАРОИГАРСКОЙ ТОЛЩИ

Прежде чем перейти к вещественной характеристике вулканогенных образований, вкратце остановимся на вопросах морфологии тел эффузивных пород и терминологии, которая использовалась нами при петрографическом исследовании.

Форма и размер лавовых образований обусловлены характером, условиями извержений и типом вулканических аппаратов.

Эффузивы староигарской толщи, сложенные основными породами базальтового ряда (спилиты), в основном образуют покровы шаровых лав, мощность которых варьирует в широких пределах. В большинстве случаев в силу плохой обнаженности закрытых контактов между отдельными телами и сложной тектоникой трудно установить размеры и формы отдельных тел. Тем не менее в ряде случаев определены границы отдельных покровов, мощность которых достигает 70—100 м и более. Покровы эффузивов, отличающиеся значительными мощностями (от 60 до 120 м), главным образом приурочены к основанию и середине толщи, в то время как тела аналогичных эффузивов, характеризующиеся небольшими мощностями (от 1 до 10—15 м), обычно встречаются в верхней части толщи и залегают среди пирокластических образований. По всей видимости, маломощные тела основных эффузивов представлены как покровами, так и отдельными маломощными (1—3 м) потоками. Типичные потоки в отложениях староигарской толщи в изученном районе не установлены. Поэтому термин «поток» в какой-то мере применяется нами условно для определения тел, мощность которых не превышает 5—10 м.

Необходимо указать, что покровы основных эффузивов представлены исключительно подушечными лавами, которые в приконтактных зонах часто лишены подушечной и шаровой отдельности. Отдельные потоки лав (от 1 до 3 м) в рассматриваемых отложениях лишены шаровой и подушечной отдельности и встречаются в верхах толщи. На основании детального петрографического изучения в составе староигарской толщи можно выделить следующие группы пород: спилито-диабазовую (эффузивную); пирокластическую; осадочную.

Наиболее спорной является терминология для эффузивной группы, в отношении которой нет единого мнения. Это объясняется в основном различным подходом к определению генезиса и структуры данных образований.

Впервые термин *спилит* был введен в 1827 г. Броньяром (Розенбуш, 1934) для афировых эффузивных пород с миндалекаменной текстурой из группы диабазов, основная масса которых сложена очень тонкими, длинными лейстами полевых шпатов. В работах Г. Розенбуша (1887, 1934), Ф. Ю. Левинсон-Лессинга (1939), А. Н. Заварицкого (1953) и других исследователей это содержание термина «спилит» в общем сохранялось, но указывалось на возможность присутствия в этих породах небольших количеств порфировых выделений плагиоклаза и пироксена. В ряде работ Ф. Ю. Левинсон-Лессинга и Е. Н. Дьяконова-Савельева (1933), М. А. Гиляровой (1941), А. Н. Заварицкого (1946), Г. С. Дзоценидзе (1948, 1965), А. П. Лебедева (1950) к спилитам относятся также породы с явно выраженным порфировым строением.

Генетические вопросы формирования спилитов являются одной из наиболее актуальных и спорных проблем палеовулканологии. В нашу задачу не входило выяснение генезиса спилитов. Под спилитами мы понимали измененные альбитизированные породы базальтового ряда с афировой или олигофировой структурой, образовавшиеся при излиянии в в подводных условиях. Основная масса спилитов сложена удлиненными тонкими, часто волокнистыми лейстами альбита, погруженными в мезостазис. При описании порфировых разностей эффузивов мы придерживаемся градации Ф. Ю. Левинсона-Лессинга (1928), согласно которой олигофировая структура характеризуется содержанием фенокристаллов от 5 до 10% основной массы, плезиофировая — более 25,0—33,0%; в плейстофировой структуре над основной массой преобладают вкрапленники.

СПИЛИТО-ДИАБАЗОВАЯ ГРУППА ПОРОД

Спилиты составляют значительную (более 75%) часть староигарской толщи. По внешнему виду это зеленовато-серые и серовато-зеленые афанитовые, редко эвпорфировые породы миндалекаменной текстуры. В большинстве своем они обладают шаровой или подушечной отдельностью. Некоторые маломощные потоки имеют сплошное строение и лишены отдельности. Размер шаровых и подушечных тел колеблется от первых дециметров до 2 м, достигая иногда 3 м. Описываемые лавы отличаются и пятнистой текстурой, обусловленной наличием сгустков величиной до 2—3 см в диаметре.

По экзогенным текстурным признакам в составе спилитов выделяются подушечные, шаровые лавы и лавы, не имеющие такой отдельности. Лавы с подушечной и шаровой отдельностью Г. В. Тиррелем (1934), А. Н. Заварицким (1956, 1961), М. А. Гиляровой (1959), А. Ритманом (1964) и другими исследователями описывались в единой группе шаровых лав (пиллоу-лав). Е. К. Малеев (1963) и М. А. Петрова (1967) обратили внимание на связь, которая существует между формой отдельности эффузивов, описываемых как пиллоу-лавы, и содержанием вулканокластического материала в них. Последнее обстоятельство послужило основанием для подразделения пиллоу-лав на подушечные и шаровые. Согласно этим взглядам шаровые лавы отличаются сфероидальной формой отдельности и значительным содержанием межсфероидного обломочного материала. Количество обломочного материала в шаровых лавах в отдельных случаях может превзойти объем сфероидов.

Подушечные лавы характеризуются незначительным содержанием цементирующего материала и отличаются подушечной и грибообразной формой отдельности. Отдельные тела в подушечных лавах связаны узкими лавовыми перемычками.

В настоящей работе нами приняты определения шаровых и подушечных лав в понимании М. А. Петровой (1967).

Минеральный состав спилитов довольно разнообразен. Они сложены кислым плагиоклазом (№ 0—10), моноклинным пироксеном, лейкоксеном, сфеном, пиритом, магнетит-ильменитом, хлоритом, амфиболами, эпидот-цоизитом, кварцем, карбонатом, в редких случаях слюдой (биотитом). Обилие минералов в рассматриваемых породах вызвано метаморфическими процессами, при которых стекло нацело девитрифицировано, а кристаллическая часть породы в той или иной степени замещена вторичными минералами. Главные породообразующие минералы в спилитах представлены плагиоклазом (альбитом) и моноклинным пироксеном (авгитом). Они встречаются как в виде порфировых выделений, так и в основной массе. При этом плагиоклаз по отношению к пироксенам всегда более идиоморфен.

Второстепенные минералы представлены магнетитом и ильменитом, вторичные — амфиболами, эпидот-цоизитом, хлоритом, кварцем, лейкоксеном, сфеном, пиритом, карбонатами, в редких случаях слюдой (биотитом). При вторичных изменениях наблюдается сегрегация титанистых минералов, которые образуют 2—3-сантиметровые концентрические скопления. Последние обусловливают пятнистую текстуру спилитов.

Петрографическое изучение показывает, что спилиты имеют гипокристаллическое и апогипогиалиновое строение. Текстура шаровых и подушечных лав атакситовая, что обусловлено невыдержанностью структурных признаков в разных участках породы, а также в отдельных случаях неравномерным распределением рудного вещества. Гипокристаллическая структура, сформировавшаяся в результате более полной кристаллизации лавы, наиболее характерна для эффузивов, лишенных отдельности, а также для внутренних частей шаровых и подушечных лав. В них зерна минералов несравненно крупнее и имеют достаточно четкие

границы. Спилиты с гипокристаллической структурой отличаются значительным содержанием моноклинных пироксенов.

Верхние зоны лавовых покровов и потоков, а также наружная оболочка шаровых и подушечных тел отличаются апогипогиалиновым строением. Здесь вследствие слабой кристаллизации лавы зерна минералов очень мелкие и представлены главным образом микролитами, волокнами или кристаллитами, имеющими нечеткие очертания. Темноцветные минералы содержатся в них в небольших количествах или отсутствуют вовсе. В связи с этим магматические растворы, не сумевшие освободиться от фемических компонентов, застыли в виде темноцветного буроватого стекла.

Необходимо отметить, что спилиты, слагающие кровлю староигарской толщи (обнажение по р. Гравийке), отличаются несколько повышенной основностью. На это, в частности, указывают состав плагиоклазов (альбит-олигоклаз № 10—15) и продукты их вторичных замещений (эпидот, цоизит, серицит). Аналогичные изменения спилитов вверх по разрезу отмечались рядом исследователей. Так, по Г. С. Дзоценидзе (1969), спилиты, всегда залегающие в нижней части вулканогенно-осадочных геосинклинальных формаций, выше переходят сначала в частично альбитизированные, а затем и совершенно не содержащие альбита породы. Следует отметить незначительное содержание вплоть до полного отсутствия пироксенов в спилитах, слагающих кровлю толщи.

По количеству вкрапленников (не более 3—5%) спилиты относятся к афировым и олигофировым разностям. Порфировые выделения представлены в различной степени разложенными идиоморфными кристаллами плагиоклазов и темноцветных минералов. Последние встречаются не повсеместно и представлены авгитом, реже измененным оливином. Размер порфировых выделений в целом колеблется от 0,3 до 1,0 мм. Однако в спилитах, слагающих кровлю толщи, обнаруживаются и более крупные кристаллы плагиоклазов, достигающие 4—6 мм. Последние подверглись резорбции и отличаются несколько сглаженными (корродированными) контурами и повышенной основностью (№ 15—25). Они кристаллизовались в интрателлурическую стадию.

Вкрапленники плагиоклаза и темноцветных минералов, выделенные в собственно эффузивную стадию, образуют гломеропорфировые срастания и скопления (фиг. 1).

Отмечается некоторая разница в составе плагиоклазов первой (№ 15—25) и второй (№ 5—15) генерации. Подобные соотношения наблюдались Е. К. Устиевым (Яковлева и др., 1967) в плагиоклазах молодых лав, где свежесть породы позволила установить значительную (в 17 номеров) разницу составов плагиоклаза интрателлурической и последующей эффузивной стадии формирования породы. Если наличие плагиоклаза в составе порфировых выделений в ряде случаев устанавливается прямыми наблюдениями, то темноцветные минералы диагносцируются по косвенным признакам, какими являются кристаллографические очертания и продукты вторичных замещений. Кристаллы оливина, образующие в сечении форму шестиугольника с несколько сглаженными гранями, нацело замещены вторичными минералами.

Основная масса спилитов представляет собой девитрифицированное стекло, в которое погружены тонкие лейсты и микролиты альбита. Спорадически появляются также мелкие неправильной формы (тяготеющие к призматическим) зерна и кристаллиты моноклинного пироксена, в большинстве случаев зажатые между лейстами плагиоклаза. При девитрификации стекло превращено в альбит-эпидот-хлорит-амфиболовую массу лепидо-нематобластовой или грано-лепидо-нематобластовой структуры, в которую почти повсеместно вкраплены мелкие аллотриоморфные зерна сфена, лейкоксена, магнита и ильменита, а также иногда и пирита и кальцита. В сильно измененных спилитах, в том числе и в минда-

лиах, хлорит наряду с альбитом замещен кварцем. Последний иногда приобретает доминирующее значение и имеет гранобластовую или микрозернистую структуру. При этом часто зерна кварца содержат множество мелких включений хлорита, придающих ему зеленый оттенок. Аналогичные явления описывались Г. Д. Николсом (1963) в сильно метасоматически измененных спилитах Англии, где, считает автор, преобразование хлорита в альбит не является самой крайней стадией метасоматоза, и что иногда последние могут замещаться кварцем.

Структура спилитов довольно разнообразна, она может быть спилитовой, вариолитовой, апогиалопилитовой, апоинтерсертальной, толеитовой, в редких случаях также сидеронитовой. Пилотакситовая структура, характеризующаяся слабо выраженной ориентировкой микролитов плагиоклаза, имеет весьма ограниченное распространение. При этом необходимо указать, что апоинтерсертальная и толеитовая структуры наиболее характерны для лав, лишенных отдельности и центральных частей шаровых и подушечных тел, отличающихся более высокой степенью кристалличности и гипокристаллическим строением.

Краевые части шаровых и подушечных тел, а также верхние части покровов и потоков, характеризующиеся значительным содержанием девитрифицированного стекла, имеют аповитрофиро-микролитовую, аповитрофировую и аповитропорфировую структуры. В силу неполной кристаллизации порода застыла в полукристаллическом состоянии. Такие участки породы в ряде случаев обнаруживают флюидальность, обусловленную соответственным расположением ленточных прослоек неоднородного стекла, или разбиты полигональными трещинами (фиг. 7) и перлитовыми отдельностями (фиг. 8). Трещины впоследствии выполнены тонкокристаллическим кварцем.

Из всех вышеперечисленных структур в спилитах наибольшим распространением пользуются вариолитовые и спилитовые, описание которых приводится ниже. Вариоли состоят из волокон и микролитов альбита, расположенных вокруг некоторого центра и иногда зажатых между ними зернышек и волокон моноклинного пироксена. Микролиты и волокна альбита обычно имеют перистое и метельчатое расположение и лишь при более совершенном развитии вариолитовой структуры образуют сферолитовые сростки радиально-лучистого строения. В соответствии с этим в спилитах выделяются перистая, метельчатая (фиг. 4, 5) и сфероидальная разновидности вариолитовой структуры. Лейсты и волокна альбита величиной до 0,3—0,9 мм не имеют конечных граней и на свободных концах часто расчленены на несколько лучей (фиг. 2, 3). Размер вариолей достигает 0,8—1,0 мм. Около вариолей стекло становится более темным (обогащенным невыкристаллизовавшимся цветным материалом), что является следствием выделения из него плагиоклаза вариолей. Вариоли погружены в девитрифицированную стекловатую массу.

Спилитовая структура в сущности является разновидностью гиалопилитовой, от которой отличается более удлиненными формами (до 0,7—0,8 мм) и беспорядочным расположением лейст альбита (фиг. 10). Промежутки между плагиоклазами заполнены моноклинными пироксенами, рудным веществом и продуктами девитрификации стекла: амфиболами, хлоритом, эпидот-цоизитом, сфеном, лейкоксеном.

Пространство между шаровыми и подушечными телами в спилитах выполнено вулканогенным материалом, продуктами его изменения и реже осадочными образованиями. Вулканогенный материал представлен обломками и лапиллями основных эффузивов, аналогичных по составу краевым частям шаровых и подушечных тел, имеющих аповитрофировую, апопилотакситовую и аповитрофиро-микролитовую структуры и пористую или пузыристую текстуры. Отдельные лапилли обнаруживают зональное строение. Размеры обломков и лапиллей достигают 0,2—3 см,

реже 4—5 см. Форма обломков и лапиллей остроугольная, уплощенная и причудливая, с лапчатыми контурами. Миндалины в них величиной до 0,9—1—2 мм имеют округлые и неправильные вытянутые контуры и иногда соединяются друг с другом.

Обломки и лапилли сцементированы вторичными минералами: кристаллическим эпидот-цоизитом (с величиной зерен от 0,05 до 0,1—0,3 мм) или пузыристыми хлоритизированными основными лавами стекловатого строения. Минералы группы эпидот-цоизита отличаются довольно совершенной огранкой и образуют каемки вокруг обломочного материала.

Цемент в подушечных лавах, в отличие от шаровых, в основном представлен миндалефирами, в которых миндалины вследствие вторичных изменений приобрели уплощенные, вытянутые формы, а также вторичными продуктами (в незначительном количестве). В редких случаях в роли цемента в подушечных лавах встречаются тонкие (до 1—1,5 см) полосчатые кремнистые (яшмовидные) прослойки.

Текстура пород описываемой группы в целом пористая. Количество, форма и размер пустот в лавовых телах изменчивы. У основания лавовых потоков и покровов, как и в центральных частях подушечных и шаровых тел, миндалины единичны. По направлению к кровле лавовых тел и к периферийным частям шаровых и подушечных отдельностей количество миндалин постепенно возрастает, и в кровле тел породы иногда приобретают пузыристую текстуру.

Размер миндалин колеблется от 0,4 до 3,5 мм. Преобладают поры величиной от 0,4 до 1,0—2,0 мм. Миндалины нередко соединены тонкими канальцами, также выполненными вторичными минералами. Форма пустот округлая, уплощенная (овальная), реже неправильная.

Миндалины сложены эпидотом, моноклинными амфиболами (тремолит-актинолит), хлоритом (делессит-диабантит?), кальцитом, кварцем, альбитом, реже пиритом. По характеру заполнения выделяются моно- и полиминеральные миндалины. В большинстве случаев по их периферии наблюдается сегрегация рудного минерала (лейкоксена). Миндалины мономинерального выполнения выстланы кальцитом, хлоритом, кварцем и эпидотом.

Миндалины полиминерального выполнения, отличающиеся концентрическим строением, характеризуются следующей ассоциацией постериорных минералов: хлорит+кварц, хлорит+эпидот+кальцит, хлорит+ +тремолит+актинолит+эпидот, хлорит+тремолит+актинолит+кварц, хлорит+эпидот. Редко в миндалинах присутствуют пирит и альбит. Существуют некоторые отличия в минеральном составе миндалин в спилитах, выполняющих разные части староигарской толщи. В спилитах, слагающих середину и основание толщи и содержащих в своем составе моноклинные пироксены, в основном имеются амфиболы, хлорит, кварц, в меньшей мере эпидот и кальцит. Для них характерны следующие ассоциации постмагматических минералов: хлорит+кварц, хлорит+моноклинные амфиболы+эпидот+кварц, хлорит+кальцит+кварц. При этом мелкие мономинеральные поры (0,3 до 0,5 мм) выполнены хлоритом и кварцем, а крупные (1,0—2,0 мм) — мелкозернистым кальцитом. Последовательность выделения постериорных минералов в случае многослойного выполнения пор следующая: зеленый хлорит → моноклинный амфибол+эпидот—цоизит→кварц→бледно-зеленый или бесцветный хлорит → кальцит. При этом вслед за зеленым хлоритом кристаллизуются амфиболы (актинолит) с эпидотом, нарастающие щетками тонких призм на стенки пустот. По направлению к центру миндалин их сменяет кремнистая оболочка, которая переходит в бледно-зеленый, почти изотропный хлорит (пеннин). В сильно метасоматически измененных спилитах в краевых и центральных частях миндалин хлорит частично замещен кварцем, иногда в смеси с альбитом. Согласно данным Г. Д. Николса (1963), это обстоятельство свидетельствует о том, что хлорит, являющий-

ся одним из главных минералов миндалин, кристаллизовался до окончания Na — Si-метасоматоза, следствием которого было выделение кварца и альбита.

Миндалины в спилитах, слагающих верхи староигарской толщи сложены хлоритом, эпидот-цоизитом, кальцитом, редко пиритом. В этой части разреза поры мономинерального заполнения выполнены хлоритом, эпидотом и кальцитом. Существенное отличие в характере заполнения пор от описанных состоит в том, что здесь почти полностью отсутствуют моноклинные амфиболы и кварц. Минералы группы эпидот-цоизита образуют крупные идиоморфные кристаллы величиной до 0,45 мм. Последовательность кристаллизации постмагматических минералов в случае полиминерального заполнения в целом следующая: хлорит → эпидот — цоизит (клиноцоизит) → кальцит → пирит. При этом кальцит и хлорит, как и при заполнении пор в спилитах нижней части толщи, могут кристаллизоваться в разные этапы изменения породы и находиться в самых разных взаимоотношениях между собой и с эпидот-цоизитом.

В этой части разреза всречаются также многослойные выполнения пор хлоритом и эпидотом, концентры которых чередуются друг с другом. Это также указывает на то, что эти минералы выделяются в несколько этапов. В отдельных случаях, при интенсивном метасоматозе, поры заполнены кварцем радиально-лучистого строения.

Из вышеприведенного анализа миндалин следует, что состав минералов, заполняющих поры, находится в прямой зависимости от исходного состава породы и степени их метаморфических преобразований. Связь, существующая между минеральным составом миндалин и степенью вторичных изменений пород, отмечена рядом исследователей. В частности, К. С. Пичамутху (1963), описывая подушечные лавы Майсуры (Индия), установил, что с увеличением метаморфизма наблюдается следующая смена минерального заполнения миндалин: эпидот и хлорит → бледно-зеленая роговая обманка → диопсид.

Как следует из изложенного, в составе спилитов староигарской толщи по соотношению девитрифицированного стекла к кристаллической части пород выделяются следующие разновидности пород: вариолиты, гиалобазальты, толеиты и диабазовые порфириты. Акцессорные минералы в спилитах содержатся в незначительном количестве и представлены титано-магнетитом, пиритом, анатазом.

Спилиты староигарской толщи претерпели изменения, вызванные гидротермальными (автометасоматоз) и динамотермальными процессами. Эти воздействия привели к их зеленокаменному перерождению. Изменения особенно интенсивно проявились в сильно дислоцированных участках. Метаморфизм спилитов выразился в их минералогическом преобразовании и частичной перестройке исходных структурно-текстурных признаков пород. Минералогические изменения, проявившиеся более интенсивно, чем структурные и текстурные, развивались как по мезостазису, так и по кристаллической части пород. Метаморфизм спилитов носит избирательный характер. Более глубокие изменения пород наблюдаются в краевых частях шаровых и подушечных тел и в цементирующей их массе, в то время как внутренние части этих тел изменены относительно слабо. В целом в спилитах толщи степень метаморфизма увеличивается сверху вниз по разрезу.

Несмотря на глубокие минералогические изменения, во многих случаях в спилитах очень хорошо сохранились специфическая структура (микролитовая, порфировая) и текстура (миндалекаменная) изверженных пород. Наиболее существенные изменения структурно-текстурных признаков пород, вызванные динамическими процессами, сводятся к проявлению трещиноватости, уплощению миндалин в миндалефировой связующей массе и появлению в отдельных случаях сегрегационных, полосчатых текстур. Вторичные минералы спилитов — хлорит,

эпидот-цоизит, тремолит-актинолит, серицит, антофиллит, кальцит, кварц, сфен, альбит, лейкоксен, реже биотит и зеленая роговая обманка.

Кристаллическая часть, представленная кислыми плагиоклазами, моноклинными пироксенами и реже оливином, замещена чешуйчатым хлоритом, серицитом, аллотриоморфнозернистым эпидот-цоизитом, кварцем, альбитом, кальцитом, игольчатыми и волокнистыми кристаллами тремолит-актинолита, зеленой роговой обманкой.

Состав вторичных минералов, развивающихся по кристаллической части и метастазису спилитов, несколько меняется в зависимости от химического состава пород, степени и характера их изменений и занимаемого положения в разрезе толщи. Эти отличия более ярко проявляются на примере плагиоклазов. Фенокристаллы и микролиты плагиоклазов в спилитах, залегающих у основания и в середине толщи, отличаются кислым составом (альбит № 0—5) и более глубокими изменениями, чем плагиоклазы (альбит-олигоклаз № 5—15), встреченные в спилитах, слагающих кровлю толщи. При вторичных изменениях они замещаются хлоритом и тремолит-актинолитом, в отдельных случаях также антофилитом. Игольчатые кристаллы амфиболов пронизывают хлоритизированные лейсты плагиоклазов и являются более поздними образованиями, чем хлорит. В некоторых случаях по трещинам спайности альбита развивается зеленая тонкоагрегатная масса (эпидот?) и землистый агрегат лейкоксена. В спилитах, претерпевших глубокий Na — Si-метасоматоз, плагиоклазы и развивающиеся по ним хлоритовые псевдоморфозы частично или полностью метасоматически замещены кварцем, альбитом или агрегатом этих минералов. В этой части разреза вторичные минералы, развивающиеся по плагиоклазам, образуют следующие ассоциации: альбит+хлорит+тремолит+актинолит, реже эпидот; хлорит+альбит+кварц, альбит+кварц.

С повышением основности плагиоклазов и, видимо, частичным ослаблением степени метаморфизма довольно существенным образом меняется состав вторичных минералов, развивающихся по ним. Интрателлурические кристаллы плагиоклазов (№ 15—25), как и плагиоклаз, выкристаллизовавшийся в собственно эффузивную стадию, в основном замещены серицитом, эпидот-цоизитом, образующими крупные кристаллы (до 0,45 мм) и псевдоморфозы, а также кальцитом и в меньшей мере хлоритом. Моноклинные амфиболы, являющиеся одним из основных продуктов замещения кислых плагиоклазов (№ 0—5), здесь отсутствуют или встречаются редко.

Вторичные преобразования темноцветных минералов более однообразны. Фенокристаллы оливина и моноклинных пироксенов нацело замещены зеленым хлоритом, который при дальнейших изменениях частично замещается агрегатом альбита и кварца.

Волокна и зерна пироксенов, заключенные между лейстами плагиоклазов, в результате вторичных изменений превращены в волокнистый тремолит-актинолит, развитие которого происходит по длинной кристаллографической оси.

Мезостазис спилитов в результате вторичных изменений теряет первичное гиалиновое строение и приобретает лепидо-нематобластовую и грано-лепидо-нематобластовую структуры. Метастазис сложен чешуйчатой и волокнистой массой зеленого хлорита и тремолит-актинолита, в которой рассеяны неправильной формы зерна эпидота, сфена, альбита, кварца, магнетит-ильменита, пирита и кальцита. Спорадически встречаются также биотит и зеленая роговая обманка. В некоторых случаях волокнистые и игольчатые кристаллы тремолит-актинолита собраны в сноповидные и псевдосферолитовые образования.

Последовательность изменения стекловатой основы спилитов такова: в начальные стадии метаморфизма стекло замещалось волокнистым чешуйчатым зеленым хлоритом. В дальнейшем хлоритизирован-

ная основная масса была замещена минералами группы эпидот-цоизита, волокнистым тремолит-актинолитом и водянопрозрачным альбитом часто в ассоциации с кварцем и в меньшей мере кальцитом. При нарастании метаморфизма моноклинные амфиболы приобретают более густую окраску и частично преобразуются в зеленую роговую обманку. Иногда в метастазисе спилитов в значительном количестве встречаются пластинки биотита, в отдельных случаях формирующие сноповидные скопления. Они пронизывают кристаллы всех остальных вторичных минералов, отмеченных выше, и, таким образом, являются минералом самой поздней генерации. Кварц, встречающийся в спилитах спорадически, иногда вблизи кровли эффузивных тел получает широкое развитие, в результате чего спилиты на отдельных участках преобразуются во вторичные кварциты, включающие в себя зерна эпидот-цоизита, альбита, реже актинолита. Кварц метасоматическим путем замещает хлоритизированное стекло и отличается гранобластовой структурой. Зерна кварца величиной до 0,5 мм содержат множество мелких включений хлорита. В некоторых случаях кварц сконцентрирован в отдельные линзовидные прослойки и обусловливает возникновение вторичной сегрегационной (полосчатой) текстуры спилитов. С сегрегацией вторичных минералов (лейкоксена) связано также появление пятнистой текстуры спилитов в отдельных участках. Диаметр отдельных сгустков пятен не превышает 2—3 см. Характерно, что пятна (сгустки) спилитов в отраженном свете имеют светлую окраску, а в проходящем — темную, что объясняется оптическими свойствами лейкоксена.

Наряду с изменениями, описанными выше, в спилитах встречаются также следы механической деформации. Они проявляются в виде трещин (до 0,05 мм) и уплощений миндалин в миндалефировой массе.

Трещины в спилитах заполнены кристаллическим кальцитом, эпидот-цоизитом, гранобластовым и пойкилобластовым кварцем иногда с прирастающим волокнистым тремолит-актинолитом. В результате уплощений миндалин связующая миндалефировая масса местами приобретает вторичные текстуры, близкие к сланцеватым.

Снизу вверх по разрезу толщи наблюдается некоторая изменчивость состава вторичных минералов, развивающихся по мезостазису и кристаллической части пород и заполняющих миндалины и трещины. Эта изменчивость выражена в том, что в указанном направлении уменьшается содержание моноклинных амфиболов при параллельном возрастании роли эпидот-цоизита и кальцита.

Итак, анализируя состав вторичных минералов, развивающихся по мезостазису и кристаллической части породы и заполняющих миндалины и трещины в спилитах, можно установить следующую ассоциацию вторичных минералов: хлорит+альбит+тремолит-актинолит+эпидот-цоизит+сфен+лейкосен+кальцит. Спорадически к ним присоединяются также пирит, кварц, зеленая роговая обманка, биотит, антофиллит (?) и пеннин (?).

Взаимоотношение вторичных минералов в мезостазисе и кристаллической части пород с учетом этих соотношений в миндалинах позволяет принять следующий порядок их кристаллизации: зеленый хлорит → альбит+тремолит-актинолит+эпидот-цоизит → кальцит+зеленая роговая обманка+биотит+пирит. Следует отметить, что выделение альбита, кварца, эпидот-цоизита и кальцита происходило в широком диапазоне времени метаморфизма спилитов. Эти минералы кристаллизовались в нескольких стадиях изменения пород, чем вызваны их различные взаимоотношения между собой и с моноклинными амфиболами, которые выделялись при определенной стадии метаморфизма. Наглядным примером может служить взаимоотношение между эпидот-цоизитом и тремолит-актинолитом.

Значительная часть эпидот-цоизита выкристаллизована до начала кристаллизации тремолит-актинолита, что устанавливается прямыми наблюдениями в шлифах. Однако имеются случаи, когда в миндалинах тремолит-актинолит и эпидот-цоизит выкристаллизовываются одновременно и образуют смешанную щетку спутанных игольчатых кристаллов.

Указанная выше ассоциация вторичных минералов, наряду с частичной перестройкой структурно-текстурных признаков пород, свидетельствует о зеленокаменном метаморфическом перерождении спилитов, для которых характерно отсутствие рассланцовки. Рассланцовка проявляется только по связующей миндалефировой массе и иногда по коркам шаровых и подушечных отдельностей.

Ниже приводится минералогическая характеристика спилитов.

Плагиоклаз присутствует в виде фенокристаллов и микролитов, состав которых колеблется от 0 до 5% анортитовой составляющей. Состав плагиоклазов определен по показателю преломления. У кровли толщи порфировые выделения плагиоклазов несколько более основного состава и соответствуют альбит-олигоклазу (№ 10—15). Размер порфировых выделений плагиоклазов колеблется от 0,3 до 0,9 мм. Они представлены широкотаблитчатыми, призматическими кристаллами часто с бипирамидальными окончаниями. У кровли толщи встречаются также более крупнозернистые (от 2 до 4 мм) интрателлурические кристаллы плагиоклазов повышенной основности (№ 15—25), которым свойственны сглаженные очертания. Слабо измененные фенокристаллы плагиоклазов часто обнаруживают полисинтетическое двойникование. При вторичных изменениях по плагиоклазам развивается хлорит, альбит, моноклинные амфиболы, кварц, эпидот, в меньшей мере — кальцит и серицит.

Моноклинный пироксен встречается иногда в виде порфировых вкраплений (размером 0,3—0,9 мм) и чаще присутствует в основной массе. Порфировые выделения пироксенов нацело замещены бледно-зеленым хлоритом (с индигово-синей интерференционной окраской), иногда в ассоциации с кварцем и альбитом; они распознаются по характерным для пироксенов кристаллографическим очертаниям (углы между гранями) и по призматической спайности и отдельности. В основной массе пироксены широко развиты среди пород гипокристаллической структуры, где представлены мелкими зернами, тонкими призматическими и волокнистыми кристаллами, в большинстве случаев заключенными между кристаллами плагиоклазов. В слабо измененных кристаллах они бесцветны, имеют положительный оптический знак, большой угол угасания (cNg 38—45°), двупреломление до 0,025—0,027 и, по всей видимости, относятся к авгиту. При вторичных изменениях по краям моноклинных пироксенов развиваются игольчатые кристаллы моноклинных амфиболов. Оливин (?) в описываемых породах полностью разложен и определяется по характерным кристаллографическим очертаниям (вытянутые шестиугольники со сглаженными углами). Они замещены бледно-зеленым хлоритом иногда в ассоциации с кварцем и альбитом.

Моноклинные амфиболы встречаются в виде игольчатых и волокнистых кристаллов бесцветной или зеленой окраски. Окрашенные разности обнаруживают заметный плеохроизм. Для них характерно положительное удлинение с углом угасания cNg от 10 до 15, реже до 22°. Двупреломление ($Ng—Np$) в них колеблется в пределах 0,015—0,020. Моноклинные амфиболы во всех случаях в описываемых породах являются вторичными минералами и развиваются как по кристаллической части пород, так и по стекловатой основе.

Зеленая роговая обманка отличается хорошим плеохроизмом. Некоторые ее кристаллы обнаруживают полисинтетическое двойникование.

Угол угасания cNg — до 25°. Оптический знак отрицательный. В скрещенных николях кристаллы обнаруживают оранжевые и красные интерференционные цвета. Обычно индивиды зеленой роговой обманки удлиненной формы без кристаллографической огранки и развиваются по актинолиту. Зеленые роговые обманки в рассматриваемых образованиях имеют весьма ограниченное распространение.

Эпидот-цоизит присутствует в виде как кристаллически-зернистых образований (размером до 0,25 мм), так и тонкоагрегатной землистой массы. Более крупнозернистые кристаллы эпидот-цоизита, обнаруживающие порой совершенную кристаллизацию, имеют зеленовато-желтую окраску и пестрые интерференционные цвета. Они имеют таблитчатые формы. Оптические константы в них следующие: $Ng—Np = 0{,}028—0{,}030$; $-2V = 72—74°$. Минералы группы эпидот-цоизита наиболее хорошо ограничены в миндалинах спилитов. При замещении кристаллической части пород и мезостазиса они обнаруживают менее совершенную форму кристаллов. Зерна их в последнем случае (до 0,05—0,08 мм замутнены и имеют округлые или неправильные очертания. Иногда в миндалинах эпидот-цоизит встречается в виде тонких призматических зерен и радиально-лучистых скоплений.

Тонкоагрегатная буровато-зеленая эпидотовая масса часто по трещинам спайности и отдельности замещает кристаллы и микролиты плагиоклазов или в виде линейно отшнурованных глобулитов располагается между лейстами альбита. Во всех случаях минералы группы эпидот-цоизита имеют вторичное происхождение.

Биотит в спилитах встречается спорадически и образует сноповидные скопления удлиненных пластинок бурого цвета. Для них характерен яркий плеохроизм (от желтого до бурого), псевдоодноосность ($2V$ до 5°) и прямое угасание. Оптический знак отрицательный. Биотит в спилитах является вторичным минералом.

Хлорит встречается в виде нескольких генераций, которые хорошо прослеживаются в миндалинах. Хлорит ранней генерации имеет зеленую окраску и развивается по гиалиновой основе спилитов. Хлорит поздней генерации наблюдается в форме пятен на обширных полях в развальцованных спилитах и имеет бледно-зеленую окраску и аномальные интерференционные цвета. Вероятно, к этой генерации относятся чешуйки хлорита, развивающиеся по кристаллической части пород. В. М. Крымским (1965) перечисленные генерации хлорита отнесены к пеннину (отрицательный знак, малый угол оптических осей, низкое двупреломление — 0,001—0,004). Им же замечено, что в местах соприкосновения хлорита с кварцем хлорит преобразуется в тюрингит.

Кальцит развивается по всей массе спилитов в виде мелких пятен неправильной формы. Он замещает кристаллы плагиоклазов, хлоритизированную основную массу, а также заполняет миндалины и трещины. Кальцит во всех случаях кристаллически-зернистый и часто имеет полисинтетическое двойникованное строение.

Кварц в описываемых породах встречается спорадически и проявляется в двух генерациях. Кварц первой генерации представлен мелкими (до 0,01—0,05 мм) неправильной формы кристаллами, частично формирующими небольшие стяжения или выполняющими миндалины в спилитах. Он совместно с альбитом иногда замещает кристаллическую часть спилитов и имеет метасоматическое происхождение. Часть зерен кварца при этом содержит множество мелких включений хлорита. Зачастую такие зерна деформированы и оптически двуосны. Кварц второй генерации, ассоциирующий с моноклинными амфиболами и кальцитом, заполняет трещины в породе.

Серицит образует мелкие (до 0,02 мм) бесцветные чешуйки с прямым угасанием, которые развиваются только по плагиоклазам.

Сфен развивается по стекловатой основе спиритов. Образует мелкие, сильно измененные кристаллы неправильной формы, которым свойственна сильная дисперсия.

Рудные минералы представлены пиритом, магнетит-ильменитом и лейкоксеном. Лейкоксен — обычно в виде землистой тонкоагрегатной массы или неправильной формы кристаллов, в отраженном свете имеющих белый хлопьевидный облик. Пирит встречается в виде мелких скоплений или кристаллов, а магнетит-ильменит — в виде отдельных измененных зерен.

Кроме вышеперечисленных минералов, в составе спилитов В. М. Крымским определен также антофиллит, который, вероятно, имеет очень ограниченное развитие.

ПИРОКЛАСТИЧЕСКИЕ И ОСАДОЧНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Пирокластические породы в отложениях староигарской толщи распространены неравномерно. Соотношение пирокластов к объему вулканогенных пород не превосходит 5—10%. Они приурочены главным образом к верхним частям толщи, где слагают слои мощностью 1—3 м, чередующиеся с маломощными (3—5 и реже до 10 м) потоками и покровами спилитов. В нижней половине толщи внутри подушечных лав они образуют 25—30-метровый слой тонкоплитчатых, рассланцованных зеленых и темно-зеленых метаморфизованных туфов и туфобрекчий, ассоциирующих с темно-серыми, почти черными парасланцами серицит-кварцевого состава. Последние отличаются высокой плотностью, тонкой плитчатостью и сланцеватостью. Мощность отдельных прослойков парасланцев колеблется в пределах 0,05—0,2 м, но иногда они образуют 3—5-метровые слои, в которых периодически появляются прослойки туфов и туфобрекчий. Иногда темно-серые осадочные образования формируют линзовидные конкреции, по простиранию переходящие в парасланцы.

Туфы под воздействием метаморфизма часто превращены в тонкорассланцованные плойчатые ортосланцы. Ориентировка слоистости в парасланцах ЮЗ—220—230° с углом падения 45—50°. В южном направлении они непосредственно залегают на неровной поверхности подушечных лав.

По составу пирокластические образования отвечают вмещающим их спилитам и представлены туфами и туфобрекчиями (табл. III).

Внешне это зеленовато-серые и светло-серые с зеленоватыми оттенками породы массивной, реже слоистой текстуры. Слоистая текстура, наряду с отчетливой рассланцовкой, характерна для пелитоморфных туфов, в то время как более грубообломочные массивные туфы и туфобрекчии отличаются грубой рассланцовкой. Среди туфов и туфобрекчий по составу обломочного материала выделяются кристаллокластические, витрокристаллокластические, литокластические и переходные между ними разности. По размерам кластики различаются лапиллиевые туфобрекчии (размеры обломков 10—30 мм), гравийные туфы (2—10 мм) и пепловые туфы, представленные псаммитовыми (0,1—2 мм) и алевритовыми (0,01—0,1 мм) разностями. Среди туфобрекчий преобладают литокластические разновидности: в гравийных туфах — литокристаллокластические, в пепловых — кристаллокластические. В некоторых случаях в туфах и туфобрекчиях встречаются крупные (до 0,6 м) включения основных эффузивов, обладающие концентрическим строением и полосчатой текстурой. Структура породы в них гломеропорфировая, структура основной массы апогиалиновая. При вторичных изменениях по мезостазису развиваются кристаллически-зернистый эпидот и игольчатые кристаллы моноклинного амфибола. Пор-

Таблица III

Химический состав метаморфизованных осадочных и вулканогенных пород староигарской толщи

Окисел	Парасланцы		Ортосланцы					Лапиллиевые туфобрекчии	Спилиты (подушечные)			
	3332	3339	3311	3318	3320	3327	3352	3210	3333	3346	207-а	166-Д
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO_2	64,70	63,94	58,50	61,56	47,14	49,86	36,10	41,78	42,44	37,08	56,96	46,26
TiO_2	1,10	1,00	3,10	2,65	4,17	2,18	1,02	1,80	1,00	1,08	0,75	2,82
Al_2O_3	16,23	16,46	11,14	7,50	11,75	9,89	10,58	13,93	8,23	16,46	12,28	12,93
Fe_2O_3	Нет	0,50	1,60	0,82	1,32	0,83	0,40	4,77	0,23	1,72	0,92	2,98
FeO	3,31	3,39	5,12	4,76	7,86	6,42	5,27	6,83	1,37	7,29	6,32	9,73
MnO	0,02	0,02	0,12	0,06	0,13	0,12	0,02	0,19	—	0,19	0,08	0,14
MgO	2,00	0,80	5,81	5,90	9,32	8,25	4,03	4,12	1,13	7,83	5,94	5,71
CaO	0,69	0,67	4,95	6,15	8,55	9,00	19,57	11,92	22,69	15,92	6,67	7,43
Na_2O	2,54	6,19	0,51	0,45	0,64	0,24	2,00	3,22	3,66	0,34	4,38	4,17
K_2O	6,84	3,20	2,79	1,56	3,00	1,02	2,04	0,20	0,75	1,69	1,52	1,23
H_2O	1,40	0,22	0,42	1,40	0,36	0,26	0,26	0,50	0,28	0,30		
P_2O_5	0,05	Нет	1,04	0,37	0,78	0,72	0,20	0,17	0,37	0,09		
П. п. п.	1,54	1,81	4,67	4,77	4,87	11,11	17,65	8,16	17,85	9,52	2,98	5,26
CO_2	Нет	0,55	0,88	2,64	0,66	4,95	2,31	4,4	15,29	9,30		

Примечание. Анализы 1—7, 9—11 сделаны по образцам, взятым на левом берегу р. Енисея; 8, 12 — на р. Гравийке. Анализы 11, 12 заимствованы у В. М. Крымского (1965).

фировые выделения, представленные плагиоклазом, нацело замещены гранобластовым кварцем в ассоциации с альбитом. Форма обломков в туфах и туфобрекчиях неправильная, причудливая, остроугольная, черепковатая, рваная, в меньшей мере угловато-округлая. Величина их колеблется в пределах 0,01—3 см, реже 4—5 см. Преобладают обломки 0,2—2,0 мм.

С увеличением размерности обломочного материала ухудшается степень сортировки. Если псаммитовые и алевритовые туфы отличаются средней и хорошей сортировкой, то в лапиллиевых туфобрекчиях она слабая или отсутствует. В составе кластики описываемых отложений превалируют обломки девитрифицированных основных эффузивов и вулканического стекла, кристаллы и обломки плагиоклазов и кварца.

Обломки основных эффузивов и вулканического стекла обладают бурой и зеленой окраской. В отдельных случаях бурая окраска обломков в краевых частях сменяется зеленой. По количественному отношению объема стекловатой основы к порам выделены массивные, миндалекаменные, пузыристые и пемзовидные разновидности основных эффузивов (базальтовая пемза, миндалекаменный базальт и т. д.). В пузыристых и пемзовидных базальтах миндалины слагают более 70—80% объема породы. Форма миндалин округлая эллипсоидальная, реже неправильная, размерами до 0,1—0,15 мм, иногда до 0,5 мм.

Сложены миндалины кварцем, хлоритом, в меньшей мере эпидотцоизитом и кальцитом. Порядок заполнения миндалин близкий с таковым в спилитах. Обломки основных эффузивов отличаются апомикролитовой, апогиалопилитовой, апопилотакситовой, аповитрофировой и апогиалиновой структурами. При этом апомикролитовая и апогиалопилитовая структуры характерны для эффузивов, содержащих значительное количество титанистых минералов. Они имеют более или менее изометричные формы с угловатыми и остроугольными краями и, по всей видимости, отлагались уже в остывшем состоянии и не являются собственно пирокластическими образованиями. Им свойственны более крупные размеры.

Обломки основных эффузивов, отличающиеся аповитрофировой, апопилотакситовой и апогиалиновой структурами и в большинстве случаев обладающие зеленой окраской, значительно обеднены титанистыми минералами и имеют рваные и причудливые формы. Они часто огибают обломки эффузивов первого типа, по отношению к которым иногда играют роль цемента.

Рассматриваемые обломки эффузивов отличаются также по составу вторичных замещений. Если изометрической формы обломки, являющиеся чуждыми образованиями, при метаморфизме замещены моноклинными амфиболами, хлоритом и сфеном, отчасти также эпидотом, то собственно пирокластические замещаются зеленым хлоритом (изредка эпидотом).

Кристаллокластическая часть в туфах и туфобрекчиях представлена кристаллами и обломками плагиоклазов и угловатыми, оскольчатыми и угловато-округлыми зернами кварца. При вторичных изменениях плагиоклазы замещены минералами группы эпидот-цоизита, альбитом, серицитом, в меньшей мере кальцитом, хлоритом, редко моноклинными амфиболами.

Цемент в рассматриваемых породах обычно базальный и поровый, реже крустификационный. Содержание его колеблется в пределах 30—50% породы. В составе цемента установлен пеплово-стекловатый материал, кристаллический кальцит, эпидот-цоизит и гранобластовый кварц. При вторичных изменениях пеплово-стекловатый материал замещен магнезиально-железистым хлоритом, эпидот-цоизитом, карбонатом, реже альбитом в ассоциации с кварцем. Кварц в некоторых случаях образует крустификационные каемки вокруг обломочного материала. Иногда с гранобластовым кварцевым цементом ассоциирует пирит, частично образующий мелкие скопления. Кварцевый и карбонатный цемент наиболее часто встречается в грубозернистых туфах и туфобрекчиях. Минералы группы эпидот-цоизита отличаются хорошей кристаллизацией. Они и заполняют пространство между обломками и оконтуривают их.

Особую разновидность представляют витрокластические и кристалло-витрокластические гравийные и псаммитовые туфы, в которых цемент сложен в основном расстеклованным пузыристым материалом, содержание которого иногда ничтожно, и порода состоит из плотно соединенных обломков угловатой и остроугольной формы. Обломки имеют полосчатую текстуру, характерную для корок подушечных и шаровых лав. Эти туфы, по всей видимости, представляют близкие к гиалокластитам образования и встречаются в краевых и поверхностных частях спилитовых потоков и покровов. Мелкообломочные туфы часто обнаруживают градационную слоистость, обусловленную чередованием прослоек псаммитовых (до 5—8 мм) и алевритовых (2—3 мм) туфов.

Туфы в значительном количестве содержат титанистые минералы, количество которых возрастает в мелкообломочных разностях (алевритовых туфах). Они сконцентрированы вокруг пирокластического материала и на стенках пустот. При метаморфизме частично превращены в мелкозернистый сфен. По-видимому, повышенное содержание титанистых минералов в мелкообломочных туфах связано с абсорбционным свойством пепловых частиц, обладающих значительной удельной поверхностью.

Залегающие в основании толщи мелкообломочные туфы, отличающиеся повышенной реакционной способностью в связи со значительной удельной поверхностью, подвергались более глубоким метаморфическим изменениям и превращены в тонкорассланцованные породы. Они имеют зеленую, темно-зеленую и темно-серую с зеленоватым оттенком окраску и часто обладают вторичной полосчатостью. Структура их грано-лепидонематобластовая, текстура — микросланцеватая. В отдельных случаях в них наблюдается реликтовая миндалекаменная текстура при полном отсутствии следов первичных структурных признаков. Миндалины величи-

ной до 4 мм имеют округлые и эллипсоидальные формы. Они заполнены крупнокристаллическим гранобластовым кварцем с зазубренными контурами индивидуумов, который иногда ассоциирует с бледно-зеленым Mg—Fe-хлоритом. Рассматриваемые сланцы сложены субпараллельно расположенными волокнами тремолит-актинолита и бледно-зеленого магнезиально-железистого хлорита (с аномальной интерференционной окраской) и аллотриоморфозернистым эпидот-цоизитом и сфеном. Иногда в составе сланцев в подчиненном количестве присутствует кварц, реже гидрослюда (2М) и полевые шпаты. Наблюдается переход рассматриваемых сланцев к более грубозернистым туфам, которые характеризуются обломочной структурой.

Макроскопически парасланцы имеют темно-серый, почти черный цвет и представлены кварцитовыми, кварц-серицитовыми и серицит-кварцитовыми разностями. Они имеют грано-лепидобластовую или гранобластовую структуру и микросланцеватую текстуру. Тонко рассланцованы и иногда обнаруживают первичную слоистую текстуру. Размер пластинок и чешуек мусковит-серицита (2М) и зерен кварца колеблется в пределах 0,02—0,05 мм. В небольшом количестве встречаются зерна эпидот-цоизита (до 0,05 мм).

Рудный минерал, представленный пиритом и лейкоксеном (лапчатой формы), присутствует в значительном количестве. Пирит часто образует мелкие линзовидные стяжения и скопления кристаллов. В породе встречается множество тонких волнистых микропропластков органического вещества, с которыми ассоциирует основное содержание пирита. Наличие их придает породе прерывисто-волнистую микрослоистую текстуру. Необходимо указать, что серицит в парасланцах распределен неравномерно. Он часто сконцентрирован в отдельных прослойках (мощностью до 0,5 см), где в сравнении с кварцем образует кварцево-серицитовые и серицит-кварцевые сланцы. Темно-серый, почти черный цвет парасланцев связан с наличием значительного количества органического вещества и пирита. Хлорит в парасланцах составляет незначительную часть породы. При вторичных изменениях наряду с появлением микросланцеватой текстуры, иногда вследствие сегрегации кварца в отдельные линзочки, а пирита — в стяжения, возникает сегрегационная (полосчатая) текстура. Парасланцы пересечены трещинами, впоследствии заполненными кварц-карбонатным веществом.

Как видно из изложенного, метаморфизм вулканогенно-осадочных образований приводил к формированию зеленокаменных пород по туфобрекчиям и грубообломочным туфам, для которых характерна грубая рассланцовка и отчетливая сохранность первичных структурных и текстурных признаков пород. При этом степень перестройки структурно-текстурных признаков пород наращивается с уменьшением размеров обломочного материала.

Более мелкообломочные туфы при метаморфизме превращены в типичные зеленые сланцы (ортосланцы), отличающиеся тонкой рассланцовкой, вторичной сегрегационной (полосчатой) текстурой, грано-лепидо-нематобластовой структурой и характерным для зеленых сланцев парагенезисом вторичных минералов.

Осадочные породы превращены в парасланцы, которые также тонко рассланцованы и имеют микросланцеватую и сегрегационную текстуру при грано-лепидобластовой и лепидо-гранобластовой структурах основной ткани. По составу породообразующих минералов среди парасланцев выделяются кварцитовые и кварцитово-серицитовые сланцы. На принадлежность их к образованиям фации зеленых сланцев, кроме вышеперечисленных факторов (текстурно-структурные признаки и состав породообразующих минералов), указывает также наличие в них, хотя и в небольшом количестве, таких характерных для фации зеленых сланцев минералов как хлорит, эпидот и альбит.

Глава III

ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ СОСТАВ ИГАРСКОЙ ТОЛЩИ

Игарская толща характеризуется довольно однообразным вещественным составом слагающих ее пород, объясняемым, очевидно, близкими условиями формирования пород и одним источником поступления вулканического материала. Она почти нацело сложена вулканитами основного состава, среди которых резко преобладают вулканокластические породы. Эффузивные образования представлены подушечными спилитами (табл. IV). Весьма незначительно распространены осадочно-вулканокластические и вулканокласто-осадочные породы (по номенклатуре Комиссии по вулканогенным обломочным горным породам, 1962). Вулканотерригенные породы, сложенные вулканомиктовыми песчаниками и гравелитами, встречаются весьма редко.

ВУЛКАНОГЕННЫЕ ПОРОДЫ

Вулканогенные породы образовывались в результате излияния или эксплозии основных лав. При этом продукты извержений отлагались в непосредственной близости от вулканических очагов (в околожерловой зоне) в водной или субаэральной среде.

ЭФФУЗИВНЫЕ ПОРОДЫ

Излившиеся образования представлены подушечными спилитами, слагающими около 3% толщи.

Спилиты составляют незначительную часть игарской толщи (видимая мощность более 20—25 м) и встречаются лишь вблизи ее кровли. Они представлены зеленовато-серыми, миндалекаменными основными эффузивами афировой структуры. В них широко развита подушечная отдельность. Наружная зона отдельностей претерпела закалку. Верхняя часть отдельностей (размером до 0,5—0,8 м) обычно выпуклая, а нижняя — вогнутая (фиг. 19). Это обстоятельство помогает определить подошву и кровлю рассматриваемых образований. Промежутки между отдельностями заполнены хлоритизированным витрофировым веществом. Содержание его небольшое (до 5%) из-за плотного прилегания подушечных тел.

Главные породообразующие минералы в спилитах представлены микролитами, редко фенокристаллами кислого плагиоклаза (№ 0—10). Второстепенные минералы сложены пиритом и измененным магнетит-ильменитом, вторичные — зеленым хлоритом, тремолитом, эпидот-цоизитом, лейкоксеном, сфеном и кальцитом.

По количеству порфировых выделений рассматриваемые породы относятся к афировым разностям. Спилиты сложены удлиненными лейстами и микролитами беспорядочно расположенного альбита, интерстиции между которыми заполнены девитрифицированным стеклом. По стеклу развиваются зеленый хлорит, значительно реже моноклинные амфиболы (трихиты и волокна актинолита), эпидот-цоизит, кальцит. В девитрифицированную стекловатую массу почти повсеместно вкраплены зерна и агрегаты лейкоксена и других титанистых минералов, содержание которых особенно повышается в связующей отдельности витрофировой массы.

Химический состав метаморфизованных

Окисел	I пачка												
	туффоиды						цемент туфобрекчий				лапиллиевые туфобрекчии		
	2867	2939	2997	2998	3058	3064	2818	2960	2987	3007	2895	2934	3035
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO_2	46,98	53,52	54,18	49,14	40,64	42,82	30,04	27,56	46,86	36,24	34,64	57,78	35,44
TiO_2	3,45	3,50	3,32	1,83	1,90	2,45	2,52	1,55	2,78	1,83	2,96	3,40	2,65
Al_2O_8	16,31	16,77	10,98	9,16	12,34	14,11	13,22	9,77	11,83	12,63	12,19	13,91	12,62
Fe_2O_3	5,46	7,18	4,68	2,36	2,01	3,02	3,55	3,20	4,33	12,68	4,16	3,57	4,79
FeO	11,12	5,55	5,41	5,63	8,08	8,15	9,14	11,62	8,51	2,81	9,52	4,50	11,47
MnO	0,05	0,10	0,06	0,20	0,16	0,19	0,18	0,35	0,16	0,25	0,20	0,05	0,22
MgO	3,46	2,16	3,52	2,33	4,32	7,10	4,15	3,56	4,33	3,49	4,67	2,51	4,00
CaO	1,44	0,92	3,99	12,94	12,93	7,87	15,28	17,77	8,09	12,94	12,63	2,59	12,80
Na_2O	0,21	2,39	1,14	1,38	0,55	0,71	1,77	1,41	1,03	1,42	1,91	2,12	1,60
K_2O	3,52	3,60	2,84	1,30	1,58	1,67	1,51	0,52	1,20	0,97	0,86	2,63	0,20
H_2O	0,78	0,48	0,66	1,42	0,36	0,48	0,42	0,50	0,44	3,56	0,16	0,44	0,36
P_2O_5	1,04	0,47	0,48	0,21	0,32	0,29	0,26	0,71	0,27	0,66	0,43	0,55	0,30
П.п.п.	6,78	4,00	6,94	11,75	14,82	10,76	17,40	19,43	10,57	9,97	15,16	5,52	13,56
CO_2	Нет	Нет	2,53	9,35	9,60	4,40	13,16	14,63	5,83	8,25	9,60	2,51	8,14

Примечание. Анализы сделаны по обломкам, взятым на мысе Кармакулы. Анализ 27 за

В результате этих изменений мезостазис приобретает апогиалиновую лепидо-нематобластовую или грано-немато-лепидобластовую структуру.

Структуры рассматриваемых спилитов довольно однообразны и представлены спилитовой и апоинтерсертальной разностями. Кроме того, краевые зоны отдельностей и лавы, заполняющие пространство между ними, имеют аповитрофиро-микролитовое и аповитрофировое строение. Уменьшение степени кристаллизации в спилитах происходит от центральных частей отдельностей к краевым. Текстура рассматриваемых спилитов миндалекаменная, форма пустот в большинстве случаев округлая. Размеры их достигают 0,5—0,7 мм. Поры заполнены зеленым хлоритом и крупнокристаллическим кальцитом. Отмечаются поры моно- и полиминерального заполнения.

Первые характерны для мелких миндалин, сложенных зеленым хлоритом, вторые — для более крупных. При полиминеральном заполнении краевые части миндалин выполнены хлоритом, а центральные — кристаллическим кальцитом. Хлориты, заполняющие миндалины, относятся к нескольким генерациям. Характерно, что хлориты наиболее поздней генерации имеют более совершенную кристаллизацию. Акцессорные минералы в спилитах сложены пиритом, титаномагнетитом.

Спилиты игарской толщи претерпели зеленокаменное перерождение. Метаморфизм спилитов происходил путем их минералогического преобразования, при котором гиалиновая основа замещена тонкоагрегатной, лепидо-нематобластовой или грано-немато-лепидобластовой массой, сложенной волокнистым и чешуйчатым хлоритом при незначительном количестве волокон и трихитов актинолита и зерен эпидот-цоизита, сфена, лейкоксена, кальцита.

Выделение постериорных минералов по мезостазису и кристаллической части пород происходило одинаковым образом в следующем

Таблица IV

вулканогенных пород игарской толщи

обломки в туфобрекчиях	II пачка							III пачка						
	туфы			лапиллиевые туфобрекчии		обломки в туфобрекчиях		фрагментированные лавы			спилиты (подушечные)			
2819	3125	3172	3174	3075	3167	3081	3109	3189	3194	3196	3176	3179	163-а	3177
14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28
52,24	57,47	46,10	46,56	40,12	41,86	45,84	57,24	54,12	48,52	57,58	32,76	43,44	47,23	45,22
2,75	1,45	2,07	1,20	1,80	1,85	4,90	1,60	2,30	2,40	3,50	3,00	2,20	1,06	0,80
14,97	13,91	16,08	15,67	13,52	12,88	17,81	16,68	14,08	15,52	13,40	15,92	14,84	16,08	13,39
0,55	2,14	3,95	2,68	5,60	4,09	3,94	4,36	7,79	6,23	5,29	5,29	2,07	2,94	2,03
9,68	5,94	5,84	8,69	8,53	11,43	6,63	4,34	5,33	7,62	5,27	17,03	8,08	10,19	9,30
0,14	0,06	0,13	0,18	0,28	0,24	0,14	0,03	0,03	0,05	0,03	0,10	0,10	0,12	0,13
2,25	2,85	4,75	6,92	4,15	3,29	3,46	1,73	2,16	2,85	1,45	11,53	5,50	6,68	6,75
5,17	4,99	9,69	6,50	10,59	8,90	5,90	2,77	3,55	5,23	4,00	2,62	7,86	3,88	8,78
3,00	1,71	3,80	3,74	2,12	2,12	3,36	5,91	3,00	5,45	4,76	0,84	4,81	4,85	4,47
2,90	2,81	1,14	1,47	0,55	0,79	2,78	1,25	3,27	1,00	2,21	0,20	0,31	0,22	0,70
0,28	0,42	1,42	0,28	0,56	1,58	0,40	0,20	0,36	0,24	0,32	—	0,60	—	0,20
0,97	0,37	0,22	0,23	0,83	0,78	1,00	0,52	1,08	1,16	1,05	0,05	0,27	—	0,26
4,98	5,94	4,63	5,95	11,11	9,93	4,24	2,84	2,51	3,89	1,53	9,15	8,12	5,39	7,98
3,24	3,09	1,98	2,63	6,13	5,21	Нет	0,81	0,35	0,58	0,22	Нет	4,07	—	3,82

имствован у В. М. Крымского (1965).

порядке: зеленый хлорит → актинолит + эпидот-цоизит + лейкоксен + + сфен → кальцит.

В отличие от спилитов староигарской толщи в рассматриваемых породах отсутствуют признаки Na — Si-метасоматоза, а раскристаллизация актинолита и эпидот-цоизита происходила намного слабее. Здесь, по сравнению со спилитами староигарской толщи, не встречается сегрегационно-полосчатых текстур и следов механической деформации.

ВУЛКАНОКЛАСТИЧЕСКИЕ ГОРНЫЕ ПОРОДЫ

Вулканокластические образования слагают более 95% толщи и в основном представлены пирокластическими породами. В небольшом количестве присутствуют лавокластические образования, сложенные фрагментированными пузыристыми лавами, переходящими в гиалокластиты. Характерна тесная связь последних с подушечными спилитами.

Фрагментированные пузыристые лавы, переходящие в гиалокластиты в виде изолированных коренных выходов видимой мощностью более 55—60 м, залегают в кровле игарской толщи под подушечными спилитами. Контакт между ними не обнажается. Породы имеют обломочную структуру и темно-зеленую окраску. В темно-зеленом туфовом матриксе (индивиды которого имеют размеры до 1,5—2,0 см) размещены относительно крупнообломочные (3—15 см) фрагменты спилитов, которым в большинстве случаев свойственны темно-серая, черная окраска и металлический блеск, обусловленный значительной концентрацией в них рудных минералов группы магнетит-ильменита и титаномагнетита (?). В большинстве случаев темно-серые, черные обломки в краевых частях (1—2 см) осветлены, они приобретают белые, реже розовые тона.

Осветление краевых частей связано с разложением минералов группы магнетит-ильменита и титаномагнетита и переходом их в лейкоксен, реже в окислы железа.

Относительно мелкообломочные (до 1,5—3,0 см) разновидности фрагментированных пузыристых лав, переходящих в гиалокластиты, в силу их большой удельной поверхности более интенсивно поддаются разложению, в результате которого темно-серая окраска в них полностью исчезает и они приобретают белые цвета. Наряду с лапиллиевыми и мелкоагломератовыми фрагментами темно-серого, черного цвета иногда в рассматриваемых породах в том или ином количестве присутствуют шаровидные и линзовидные включения, часто с вытянутыми, вогнутыми концами стяжения спилитов (фиг. 20, 21а). Размер шаровых и линзовидных включений достигает 0,5—0,7 м.

Вокруг обломочного материала интенсивно развиваются эпигенетические каемки кварца, которые на общем темно-зеленом фоне пород вырисовываются в виде светлых, узорчатых рисунков, подчеркивающих контуры фрагментов.

Подушечные (шаровые) и линзовидные тела спилитов имеют тонкую (до 1,0 см) массивную стекловатую корку закалки, возникшую при их быстром охлаждении. Шары, линзовидные стяжения и темно-серые (черные) обломки имеют однообразный состав и сложены зеленокаменноизмененными спилитами. В них часто наблюдаются тонкополосчатая и полосчато-смятая текстуры. Текстура рассматриваемых образований массивная, реже миндалекаменная, структура афировая. Редкие фенокристы сложены разложенными таблитчатыми кристаллами кислого плагиоклаза. Структура основной массы в них преимущественно апоинтерсертальная, в меньшей мере апогиалопилитовая. Интерстиции между частично серицитизированными, кальцитизированными, хлоритизированными микролитами и лейстами кислого плагиоклаза выполнены рудным веществом, зеленым хлоритом и бурой, землистой массой эпидота, обогащенной рудной пылью.

В ядре некоторых линзовидных стяжений наблюдаются гнезда концентрического сложения, выполненные микрокварцитами, иногда с незначительной примесью карбоната. Периферийные зоны подушечных и линзовидных образований спилитов характеризуются больше апогиалопилитовым строением. Интересными представляются закономерности распределения лейкоксена, титаномагнетита и ильменит-гематита в рассматриваемых образованиях. Если во внутренних частях шаровых и линзовидных тел и обломков спилитов рудные минералы в основном представлены магнетит-ильменитом, титаномагнетитом и пиритом, то в краевых осветленных зонах — исключительно лейкоксеном, в отдельных случаях также окислами железа. Иногда, при большей концентрации рудного минерала, порода приобретает сидеронитовое строение.

В некоторых случаях фрагменты темно-серых или осветленных спилитов обнаруживают миндалекаменную текстуру и аповитрофировую структуру. Для рассматриваемых пород характерно полное отсутствие слоистости и сортировки материала.

Для выявления механизма формирования рассматриваемых пород особый интерес представляет изучение закономерностей распределения вышеназванных образований — шаровых включений, линзовидных стяжений и обломков спилитов. Эти тела распределены неравномерно, часто в виде беспорядочного нагромождения фрагментов, локализованных в узких участках, обычно вблизи частично обломанных крупных стяжений и шаровых включений. Форма обломков угловатая, неправильная, причудливая, часто с вогнутыми и выпуклыми гранями и свидетельствует о том, что они являются кусками подушечных и линзовидных тел спилитов. В некоторых случаях шаровые и линзовидные образования разбиты одной — двумя сквозными трещинами на большие обломки

(фиг. 21а), не смещенные относительно друг друга, и в таких случаях генетическая природа фрагментов сомнения не вызывает. В других случаях фрагментация, без сколько-нибудь заметных смещений обломков, наблюдается в краевых зонах линзовидных стяжений спилитов (фиг. 21б).

Таким образом, прослеживается ряд последовательных этапов дробления шаровых и линзовидных тел спилитов от почти ненарушенных шаровых и линзовидных отдельностей до полной их фрагментации.

Рассматриваемые образования заключены в апогиалокластическом туфовом матриксе. Последний состоит из зеленокаменноизмененного мелкообломочного (до 1,5—2,0 см) материала, состоящего из угловатой, причудливой, неправильной, иногда также округлой формы обломков миндалекаменных и пузыристых спилитов апогиалитовой, аповитрофировой, реже апогиалопилитовой структур. В нацело хлоритизированном мезостазисе в изобилии вкраплены титанистые минералы (лейкоксен, реже сфен и анатаз). По хлоритизированному стеклу интенсивно развивается кварц, который также в виде тонких оболочек оконтуривает обломки. Миндалины в рассматриваемых обломках преимущественно округлой и эллипсоидальной формы размером до 0,7—0,8 мм. Преобладают поры величиной 0,2—0,45 мм. Они заполнены зеленым хлоритом и кварцем. При этом всегда кварц является минералом более поздним, чем хлорит. Отдельные поры сложены кристаллическим эпидот-цоизитом, реже кальцитом. Наряду с обломками эффузивов, иногда в матриксе пород встречаются обломанные с причудливыми контурами обломки разложенного плагиоклаза.

Рассматриваемые фрагменты в туфовом матриксе плотно прилегают один к другому или связаны пористой и пузыристой хлоритизированной стекловатой массой, которая по составу неотличима от некоторых эффузивных обломков, оконтуренных кварцевой каймой. По ней интенсивно развивается кварц, реже кальцит, которые совместно с хлоритом заполняют в них поры. В некоторых случаях поры связующей массы составляют до 40—60% породы, и они приближаются к базальтовым шлакам. Поры округлые, эллипсоидальные и причудливые. Принадлежность рассматриваемых образований к лавокластическим породам устанавливается также данными предварительных палеомагнитных исследований *, показывающими, что векторы естественной остаточной намагниченности составляют одну группу, расположенную в третьем квадрате стереографической проекции. Это свидетельствует о том, что как стяжения, так и обломки в фрагментированных лавах подверглись нагреву, по крайней мере выше 675° С (точка Кюри), вследствие чего они имеют субпараллельную ориентировку.

В результате метаморфизма фрагментированные лавы претерпели зеленокаменное перерождение. Эти изменения в кристаллической части пород выразились в серицитизации, хлоритизации и кальцитизации плагиоклазов, а в стекловатой основе — в хлоритизации, окварцевании, альбитизации и частично эпидотизации и кальцитизации.

Последовательность кристаллизации постериорных минералов с учетом их выделения в миндалинах следующая: хлорит → кварц + эпидот-цоизит → кальцит.

Кроме этого, высвобожденный при хлоритизации стекла кварц частично локализуется вокруг обломков, где слагает эпигенетические каемки. При метаморфизме пород структуры их сохраняются. Исчезает только гиалиновая структура основной массы, которая преобразуется в лепидобластовый тип.

---

* Палеомагнитные исследования проведены в лаборатории физики земной коры ИГиГ СО АН СССР Г. А. Поспеловой.

Аналогичные породы ранее были описаны Дж. Гендерсоном (Henderson, 1953), Д. Карлайслом (Carlisle, 1953) и И. В. Хворовой (1966). В зависимости от наличия в аквагенных (гиалокластических) туфах подушечных отдельностей или их обломков они соответственно были названы «изолированно-подушечными брекчиями» и «обломочно-подушечными брекчиями» (Carlisle, 1963), которые позднее И. В. Хворовой (1966) были переименованы соответственно в «аквагенные подушечные туфо-базальты» и «аквагенные базальтовые подушечные брекчии». Фрагментированные лавы, в которых подушечные отдельности или их обломки отсутствовали, указанными авторами были названы «аквагенными (гиалокластическими) туфами». От типичных гиалокластических туфов они отличаются полным отсутствием осадочного цементирующего материала. В соответствии с вышесказанным, в фрагментированных лавах игарской толщи, применяя классификацию И. В. Хворовой (1966), можно выделить: аквагенные подушечные туфо-базальты (или аквагенные туфы с базальтовыми подушечками), если в туфовый матрикс погружены неповрежденные шары и линзовидные тела спилитов (фиг. 21а); аквагенные базальтовые подушечные брекчии (или аквагенные туфы с примесью базальтовых подушечных обломков), если в туфовый матрикс погружены только обломки подушек; и аквагенные туфы, если в них отсутствуют как подушечные тела, так и их обломки. В фрагментированных пузыристых лавах игарской толщи преобладают аквагенные базальтовые подушечные брекчии (обломочно-подушечные брекчии — по Карлайслу). И. В. Хворова (1966) предлагает рассматриваемые образования помещать, как особый тип пород, в лавокластическую подгруппу.

Пирокластические породы составляют основную часть (более 90—95%) игарской толщи. Систематика и номенклатура пирокластических пород в целом производится в соответствии с «Классификацией вулканогенных обломочных горных пород» Межведомственной комиссии (1962). Здесь только термин «туф» в лапиллиевых и агломератовых образованиях заменен термином «туфобрекчия». Рассматриваемые породы по содержанию примеси чуждых обломков делятся на туфобрекчии и ксенотуфобрекчии. В туфах (гравийных и пепловых) существенная примесь посторонних обломков не наблюдается, и поэтому в них такое разделение не производится.

По гранулометрическому составу в рассматриваемой группе пород выделяют глыбово-агломератовые (более 20 см), агломератовые (3—20 см) и лапиллиевые (1—3 см) туфобрекчии и гравийные (2—10 см) и пепловые (0,1—2,0 мм) туфы.

Туфобрекчии — темно-зеленые породы, в которых слоистость и сортировка обломочного материала отсутствует или проявляется очень слабо. В мелкообломочной основе пород ярко-зеленого цвета в виде пятен выделяются светло-серые и темно-серые, с зеленоватым, реже розоватым оттенком обломки лапиллиевого (1—3 см) и агломератового (3—20 см) размера. Форма последних остроугольная, изометричная. Часть из них обладает полосчатой текстурой.

Отдельные горизонты в туфобрекчиях обогащены сплющенными и расщепленными по краям вулканическими бомбами (фиг. 23), размер которых достигает 3—3,5 м. Поверхность некоторых бомб блестящая, оплавленная. Характерной особенностью рассматриваемых образований является однородность состава обломков и бомб.

Как вулканические бомбы, так и превалирующая часть агломератовых и лапиллиевых обломков сложены андезито-базальтовыми порфиритами, описание которых приводится ниже.

Андезито-базальтовые порфириты. В измененную основную массу с апоинтерсертальной, апогиалопилитовой и аповитропорфировой структурой погружены крупные фенокристы (до 0,5—0,7 см) таблит-

чатых и призматических кристаллов полисинтетически сдвойникованного плагиоклаза (№ 5—10). Порфировые выделения более характерны для вулканических бомб. По количественному содержанию фенокристов в рассматриваемых породах выделяются олигофировые и афировые разности. Фенокристаллы, лейсты (до 1,0—1,3 мм) и микролиты плагиоклазов при вторичных изменениях интенсивно (порой нацело) замещены кальцитом, серицитом, эпидот-цоизитом, зеленым хлоритом, иногда в небольшом количестве также кварцем. В ряде случаев наблюдается полное замещение микролитов лейкоксеном. Эти же минералы в ассоциации с альбитом выполняют стекловатый базис пород, в котором в значительном количестве присутствуют рудные минералы, представленные магнетит-ильменитом, пиритом и лейкоксеном. Содержание последнего увеличивается в осветленных, светло-серых разностях обломков, что связано с процессами разложения титансодержащих минералов. В результате вторичных изменений в некоторых случаях первичная структура пород еле просвечивается.

Единичные миндалины в андезито-базальтовых порфиритах (размером до 2—3 мм) имеют овальную и причудливую форму. Они выполнены зеленым хлоритом и крупнокристаллическим кальцитом. Диагностика рассматриваемых образований базируется главным образом на их реликтовых текстурно-структурных признаках, продуктах вторичных замещений, а также на значительном содержании в их составе титанистых минералов.

Примесь чуждых обломков, представленных миндалекаменными базальтовыми порфиритами, афиритами и метаморфическими породами, весьма ничтожна. Они в составе рассматриваемых образований выделяются более уплощенными формами и крупными размерами.

Псефитовые обломки цементируются мелкообломочным материалом аналогичного состава. Кластолиты в связующем туфовом матриксе сложены остроугольными, причудливыми, реже эллипсоидальными хлоритизированными основными эффузивами массивной и миндалекаменной текстуры. Структура обломков афировая, реже олигофировая — порфиробластовая. Структура основной массы — аповитрофировая, апогиалопилитовая. Хлоритизированный мезостазис обломков пород обогащен лейкоксеном.

Некоторые эллипсоидальной формы лапплли туфового матрикса обнаруживают зональное строение. Внутренние зоны в них имеют апогиалопилитовую структуру, наружные — аповитрофировую или аповитропорфировую. Помимо обломков основных эффузивов, в редких случаях, в связующей массе туфобрекчии присутствуют причудливой, осколчатой формы обломки плагиоклазов.

По крупности кластолитов связующая масса туфобрекчии относится к гравийным туфам. Структура последних литокластическая, кристалло-литокластическая, текстура массивная. Обломки в туфовой основе пород скреплены кристаллическим кальцитом, стекловато-пепловым, хлоритизированным пелитовым материалом, в меньшей мере эпидот-цоизитом. Среди прочих аутигенных минералов встречаются титанистые минералы (анатаз, сфен, лейкоксен). Кальцит главным образом заполняет крупные поры. Кварц в основном образует крустификационные (эпигенетические) каемки вокруг обломков и заполняет пространство между обломочными зернами. В последнем случае он встречается в виде микрокварцитов, иногда в смеси с карбонатами. На темно-зеленом фоне пород крустификационные каемки кварца выделяются в виде узорчатых тонких рисунков.

Хлоритизированная стекловато-пепловая масса наряду с кварцем и кальцитом заполняет свободное пространство в туфобрекчиях.

Эпидот-цоизит и титанистые минералы в основном сконцентрированы по краям эффузивных обломков. Вторичные изменения в облом-

ках туфового матрикса и псефитовых обломках андезито-базальтовых порфиритов происходили аналогичным путем.

Ксенотуфобрекчии — эруптивные брекчии; от ранее описанных туфобрекчий отличаются существенной примесью чуждых обломков, слагающих фундамент вулканических построек. По внешнему виду это серовато-зеленые и зеленовато-серые грубообломочные породы, отличающиеся заметной слоистостью и грубой рассланцовкой. Слоистость в них обусловлена субпараллельным расположением уплощенных, угловатых с рваными краями (фиг. 26) обломков пород вулканических построек. Обломочный материал слабо отсортирован по крупности. Рассматриваемые образования имеют примитивно полосчатое строение из-за гранулометрической неоднородности отдельных зон. Преобладают обломки размером 3—20 см. Отдельные горизонты обогащены глыбово-агломератовым материалом (от 20 до 50—60 см). Содержание туфового (преимущественно гравийного) материала увеличивается в мелкообломочных туфобрекчиях. Состав обломков в туфобрекчиях неоднороден. Они сложены андезитовыми порфиритами, миндалекаменными базальтовыми порфиритами (диабазами), обломками основных эффузивов с аповитрофировой и аповитропорфировой структурами и хлорит-карбонатными сланцами. В составе ксенотуфобрекчии превалируют обломки андезитовых порфиритов (до 45—50% пород). Они встречаются главным образом в агломератовой фракции. Миндалекаменные базальтовые порфириты, составляющие до 25% пород, наиболее характерны для лапиллиевых (1—3 см) и мелкоагломератовых (3—10 см) фракций. Обломки хлорит-карбонатных сланцев присутствуют эпизодически (иногда составляют до 10% пород) и наиболее характерны для агломератовых и глыбово-агломератовых (более 20 см) образований. Распределение перечисленных обломков в ксенотуфобрекчиях (эруптивных брекчиях) весьма неравномерное. Ниже следует описание обломочных фрагментов рассматриваемых образований.

Андезитовые порфириты по внешнему виду — светло-серые с зеленоватым оттенком плотные породы. Часто обнаруживают плитчатое строение, при ударе распадаются на тонкие плитки. Перекристаллизованный базис хлорит-серицитового состава имеет апогиалопилитовую, апоинтерсертальную, реже апопилотакситовую структуры и обогащен рудными минералами, представленными магнетит-ильменитом, лейкоксеном, реже пиритом. Распределение последних в породе равномерное. В девитрифицированном мезостазисе пород выделяются кальцитизированные, серицитизированные и хлоритизированные фенокристаллы плагиоклазов (№ 5—10, редко № 15) размером до 7 мм. В отдельных случаях встречаются хлоритизированные кристаллы амфиболов (?), имеющие вид шестиугольников. Структура пород реликтовая порфировая, текстура массивная, иногда флюктуационная, обусловленная субпараллельным расположением фенокристов и микролитов плагиоклаза, а также присутствием тонких линзовидных прослоек рудного вещества. Миндалины в них встречаются редко и заполнены хлоритом, кальцитом, реже кварцем. Отдельные обломки обнаруживают тонкополосчатую текстуру.

При метаморфизме обломки породы превратились в хлорит-серицитовые сланцы с микросланцеватой текстурой. Для обломков андезитовых порфиритов лапиллиевого размера в целом характерны угловатые изометричные формы, а для агломератового и глыбово-агломератового размера — уплощенные и удлиненные (фиг. 26).

Миндалекаменные базальтовые порфириты имеют зеленовато-темно-серую окраску. Структура породы бластопорфировая, текстура миндалекаменная. Девитрифицированная основная масса породы имеет апогиалопилитовую, апоинтерсертальную, реже аповитрофировую структуры. Порфировые выделения сложены кальцитизированными и частично

хлоритизированными кристаллами плагиоклаза (№ 5—10, реже № 12—14). Микролиты и лейсты последних замещены кальцитом и тонкодисперсным лейкоксеном. При девитрификации мезостазис миндалекаменных базальтов замещен зеленым хлоритом, по которым развивается кальцит. Миндалины в рассматриваемых породах имеют округлые, эллипсоидальные формы и выполнены зеленым хлоритом и кальцитом. При этом кальцит в порах развивается по хлориту. Размеры миндалин от 1—3 до 5—6 мм. Они изолированы, реже сообщающиеся. Миндалины составляют до 20—25% породы. Большинство пор мономинерального выполнения и сложены зеленым хлоритом. Обломки миндалекаменных базальтовых порфиритов в основном имеют лапиллиевые и мелкоагломератовые (3—10 см) размеры.

Хлорит-карбонатные сланцы макроскопически трудно отличимы от обломков андезитовых порфиритов. Более 60% породы сложено кристаллическим карбонатом, примерно 20% — чешуйчатым хлоритом. В небольшом количестве присутствуют кристаллический и стебельчатый кварц совместно с пиритом, альбитизированный плагиоклаз, роговая обманка и мусковит. Рудного минерала также немного, и представлен он пиритом, лейкоксеном и окислами железа.

Структура породы лепидо-гранобластовая, текстура сланцеватая. Обломки хлорит-карбонатных сланцев в основном имеют агломератовые (крупно- и грубо-) размеры и в составе ксенотуфобрекчий встречаются эпизодически.

Обломки основных эффузивов апогипогиалиновой структуры слагают основную массу туфового матрикса в туфобрекчиях. Микролиты плагиоклазов в них почти полностью замещены тонкодисперсным лейкоксеном. Размер обломков до 2 см, форма их остроугольная, причудливая. Стекловатая основа в них замещена зеленым хлоритом. Текстура пород миндалекаменная, флюидальная.

Среди описанных выше обломков собственно пирокластические только основные эффузивы, характеризующиеся апогипогиалиновой структурой и хлоритизированным стекловатым базисом. В составе туфобрекчий они играют роль цемента. Обломки андезитовых порфиритов, миндалекаменных базальтовых порфиритов и хлорит-карбонатных сланцев не являются пирокластическими образованиями и имеют «чуждую» природу, так как заимствованы из фундамента вулканических построек и отлагались в холодном состоянии (Влодавец, 1959; Малеев, 1963). На это указывает гетерогенный состав и форма обломков, а также более глубокий характер метаморфизма. Цементирующая туфовая (гравийная) основа в ксенотуфобрекчиях обычно сложена миндалекаменными базальтовыми порфиритами и афиритами и основными эффузивами аповитрофировой, аповитропорфировой, апопилотакситовой структуры. Обломки андезитовых порфиритов присутствуют в подчиненном количестве. Помимо этого в незначительном количестве встречаются обломки кристаллов альбитизированного плагиоклаза и темноцветных минералов.

Обломочный материал в ксенотуфобрекчиях скреплен хлоритизированным стекловато-пепловым веществом и крупнокристаллическим, полисинтетическим сдвойникованным кальцитом. Содержание хлоритового цемента повышается в мелкообломочных туфобрекчиях. Структура ксенотуфобрекчий литокластическая и кристалло-литокластическая. В основе ксенотуфобрекчий преобладают агломератовые разности.

Вторичные изменения в рассматриваемых породах проявлены альбитизацией, хлоритизацией, карбонатизацией, серицитизацией стекла и кристаллической части пород, иногда в ассоциации с кварцем, эпидотцоизитом и титанистыми минералами.

Ксенотуфобрекчии слагают основную часть разреза игарской толщи и залегают в его нижней половине.

Псефитовые гравийные и лапиллиево-гравийные (крупнообломочные) туфы представлены лито-кристаллокластическими и кристалло-литокластическими разностями. Первые встречаются в кровле туфогенного комплекса игарской толщи, вторые — как в кровле, так и в ее основании. Состав крупнообломочных туфов исключительно порфиритовый. Окраска пород меняется от серовато-зеленой до темно-зеленой. На общем зеленом фоне пород наблюдаются светлые узорчатые прожилки кварца. Для рассматриваемых образований в целом свойственна массивная текстура. Лишь в серовато-зеленых лапиллиево-гравийных туфах, встреченных в основании толщи, наблюдается слоистость, которая обусловлена субпараллельно ориентированным расположением уплощенных обломков. Сортировка обломочного материала в туфах слабая. Некоторая окатанность кластолитов наблюдается в серовато-зеленых туфах (лапиллиево-гравийных), приуроченных к основанию толщи, что связано с частичным перемещением туфов по склону вулканической постройки.

В лито-кристаллокластических туфах преобладающая размерность обломков варьирует в пределах 3—7 мм, в литокластических и кристалло-литокластических — от 2 до 15 мм. Рассматриваемые образования довольно интенсивно рассланцованы.

Кристаллокластический компонент, составляющий до 50—60% лито-кристаллокластических туфов, представлен кристаллами и причудливой формы обломками (с вогнутыми и выпуклыми поверхностями) альбитизированного плагиоклаза, интенсивно замещенного эпидот-цоизитом, кальцитом, серицитом, реже хлоритом и окислами железа. В серовато-зеленых лапиллиево-гравийных туфах кристаллы плагиоклаза часто регенерированы альбитом.

Литокластическая часть (до 95%) крупнообломочных туфов сложена остроугольными, угловатыми, прихотливой формы обломками различных порфиритов, состав которых изменяется от базальтов до андезитов. Обломки андезитовых порфиритов, отличающихся большей раскристаллизованностью, встречаются главным образом в лапиллиево-гравийных туфах, которые слагают нижнюю часть толщи. Они имеют угловатые, реже угловато-округлые формы. Текстурно-структурные особенности и состав метаморфических минералов в них аналогичны таковым в агломератовых обломках андезитовых порфиритов, имеющих «чуждую» природу. При значительном содержании обломков андезитовых порфиритов породу, видимо, надо характеризовать как гравийные ксенотуфы.

Обломки собственно пирокластических пород отличаются менее совершенной кристаллизацией, чем обломки андезитовых порфиритов, и имеют массивную и миндалекаменную текстуры. По количеству порфировых выделений они относятся к афировым или олигофировым разностям. Апогипогиалиновая основная масса в них имеет апогиалиновую, аповитрофировую и апопилотакситовую структуры и обогащена титанистыми минералами (главным образом лейкоксеном), которые иногда сконцентрированы в тонких прослойках, придающих породе флюидальность, или замещают микролиты плагиоклазов. Миндалины в них имеют округлые, овальные, в меньшей мере причудливые формы и выполнены зеленым хлоритом, кварцем, кальцитом, реже эпидот-цоизитом. Большинство пор мономинерального сложения. Эпидот-цоизитовые минералы преимущественно выполняют поры порфиритов, встречаются в лито-кристаллокластических туфах.

Отдельные лапилли в рассматриваемых образованиях имеют зональное строение, вызванное постепенным уменьшением степени раскристаллизации по направлению к их периферийным зонам (смена апогиалопилитовой структуры апогиалиновой). При вторичных измене-

ниях стекловатая основа в порфиритах замещена зеленым хлоритом, иногда в ассоциации с кальцитом, альбитом, эпидотом.

Отдельные лапилли в рассматриваемых образованиях имеют зональное строение, вызванное постепенным изменением степени раскристаллизации по направлению к их периферийным зонам (смена апогиалопилитовой структуры апогиалиновой). При вторичных изменениях стекловатая основа в порфиритах замещена зеленым хлоритом, иногда в ассоциации с кальцитом, альбитом, эпидот-цоизитом, серицитом, моноклинными амфиболами. Последние в ассоциации с эпидот-цоизитом и кварцем наиболее интенсивно развиваются по литокластическим компонентам лито-кристаллокластических туфов. В составе собственно пирокластических обломков, учитывая структурно-текстурные особенности, состав метаморфических минералов, содержание в них титанистых минералов, а также их сходство с бомбами и обломками агломератового размера, весьма условно можно выделить обломки базальтовых и андезито-базальтовых порфиритов.

Цемент в рассматриваемых образованиях крустификационно-порового заполнения. Он сложен кальцитом, хлоритом, кварцем, эпидот-цоизитом и титанистыми минералами (анатаз, сфен). Кварц совместно с эпидот-цоизитом и титанистыми минералами в основном концентрируется вокруг обломочного материала, создавая крустификационные каемки. Помимо этого, он в некоторых случаях, наряду с кальцитом и хлоритом, заполняет отдельные поры, где встречается в виде микрокварцитовых скоплений.

Туфы (ксенотуфы?) со значительным содержанием обломков андезитовых порфиритов встречаются в основании толщи, внутри ксенотуфобрекчий. Роль туфов в составе игарской толщи небольшая, и их накопление происходило главным образом в этапы ослабления эксплозивной деятельности вулкана.

Псаммитовые (среднеобломочные) туфы — темно-зеленые, сильно рассланцованные, с редкими агломератовыми обломками андезитовых и миндалекаменных базальтовых порфиритов. Им свойственна неслоистая, массивная текстура без сколько-нибудь заметных следов градационной слоистости. Размеры обломочного материала не превышают 2 мм. Преобладают кластиты величиной 0,3—1,0 мм.

Структура псаммитовых туфов кристалло-лито-витрокластическая. Кристаллический и литокластический компоненты совместно составляют не более 5—10% породы и представлены плагиоклазом и пузыристыми, миндалекаменными лавами апогиалиновой структуры. Кристаллы и обломки плагиоклаза (размером до 2 мм) призматической и причудливой формы, большей частью альбитизированы и с той или иной интенсивностью (вплоть до полных псевдоморфоз) замещены кальцитом, серицитом, отчасти хлоритом и эпидотом. Стекловатый базис в литокластической составляющей туфов нацело замещен кварцем, иногда кальцитом. Эти же минералы, иногда в ассоциации с хлоритом, выполняют и поры, стенки которых обычно покрыты пленкой рудного минерала (в основном лейкоксена).

Витрокластический компонент (90—95%) представлен обломками и лапиллиями основных лав, размер которых достигает 1,0—1,5 мм. Форма их вытянутая, эллипсоидальная, уплощенная, часто с закрученными концами. Апогиалиновая основная масса замещена зеленым, мелкочешуйчатым (иногда сноповидным) хлоритом, который в краевых частях лапиллей стекла сменяется бесцветным серицитом. Часто вокруг стекловатых фрагментов концентрируется тонкодисперсная, участками раскристаллизованная масса титанистого вещества, которая при дальнейшем изменении формирует вокруг обломков эпигенетические каемки. Характерно, что титанистые минералы располагаются только вокруг витрокластического компонента и отсутствуют у кристаллокласт-

тической части туфов. Видимо, такое явление объясняется разными абсорбционными свойствами стекла и кристаллов (Гущенко, 1965).

Обломки и лапилли стекла плотно прилегают друг к другу и часто контуры их стираются. В таких случаях они сливаются в единую массу, и контуры отдельных частиц можно восстановить только при помощи эпигенетических каемок рудного вещества (лейкоксен, анатаз, сфен), серицита и кварца.

Иногда обнаруживается микрослоистая текстура в туфах, обусловленная субпараллельным расположением удлиненных обломков стекла.

Цемент в псаммитовых туфах крустификационно-порового заполнения представлен кварцем, хлоритом, кальцитом, серицитом и титанистыми минералами. Кварц, серицит и титанистые минералы в основном образуют эпигенетические каемки вокруг обломков. Помимо этого кварц в виде мелкозернистых агрегатов заполняет отдельные поры. Кальцит встречается в крупных порах, он частично развит по хлориту. Перечисленные минералы в составе цемента туфов распределены неравномерно, но преобладающими среди них являются хлорит и кварц.

Последовательность кристаллизации постериорных минералов в туфах, с учетом их выделения в порах, следующая: зеленый хлорит → → серицит+кварц+титанистые минералы (анатаз, сфен)+эпидот → → кальцит.

Псаммитовые туфы встречаются вблизи кровли туфогенного комплекса игарской толщи, где они слагают слой мощностью в 170 м.

Туффоиды (туффиты и вулканокласто-осадочные породы) *. Интенсивный метаморфизм отложений игарской толщи не всегда позволяет произвести разграничение между осадочно-вулканокластическими и вулканокласто-осадочными породами. Поэтому описание их приведено в единой группе туффоидов.

Глыбово-агломератовые и агломератовые туффиты внешне имеют темно-зеленую окраску. В основную гравийно-псаммитовую туфовую массу породы погружены эллипсоидальной и шаровидной формы обломки миндалекаменных базальтовых и реже андезитовых порфиритов, размер которых достигает 0,7—0,8 м. Рассматриваемым породам свойственна плотная, массивная текстура. Вверх по разрезу в этих туфах наблюдается улучшение степени окатанности, укрупнение размеров и повышение количества галечного материала агломератового размера. Если у основания слоя величина галек не превышает 10—20 см и они имеют в основном эллипсоидальную форму, то выше по разрезу форма их становится шаровидной, а размеры достигают 0,7—0,8 м. Характерно, что обломки андезитовых порфиритов, отличающихся массивной текстурой, более мелкого размера (до 5—7 см) и имеют яйцевидную форму. Гальки и валуны (фиг. 27, 28) в рассматриваемых образованиях распределены неравномерно, и местами их объем превосходит объем туфового материала. Такие участки пород следует характеризовать как туфоконгломераты. А в целом в туффоидах объем галечного материала и валунов не превосходит 30—40% пород.

Туфовая темно-зеленая основная масса пород имеет кристалло-литокластическую структуру. Кристаллический компонент представлен обломками и кристаллами серицитизированного, кальцитизированного и альбитизированного плагиоклаза, содержание которого в породах возрастает от подошвы к кровле слоя.

Обломки пород сложены андезитовыми порфиритами и основными эффузивами апогипогиалинового строения. Они отличаются друг от друга формой, структурными особенностями и разным характером вто-

* Здесь и далее термин «туффоиды» понимается в том значении, как это изложено в трудах Семинара по классификации, номенклатуре и диагностике вулканогенно-осадочных пород, Тбилиси, 1968.

ричных изменений. Обломки андезитовых порфиритов обогащены рудными минералами (магнетит-ильменит, титаномагнетит, лейкоксен) и имеют апогипокристаллическую структуру (апогиалопилитовую, апоинтерсертальную, реже сидеронитовую). Форма их изометричная, угловатая и угловато-округлая. Обломки андезитовых порфиритов аналогичны встреченным в ксенотуфобрекчиях и для данного этапа вулканизма являются «чуждыми» образованиями, поскольку в момент поступления они находились в холодном состоянии.

Обломки эффузивов второго типа по сравнению с андезитовыми порфиритами менее кристаллизованные, и апогипогиалиновая основная масса в них имеет апогиалиновую, аповитропорфировую, реже апопилотакситовую структуры и флюидальную текстуру. Мезостазис в рассматриваемых обломках замещен волокнистым и чешуйчатым хлоритом, а микролиты и лейсты плагиоклаза — тонкодисперсным лейкоксеном. Обломки эффузивов данного типа по сравнению с обломками андезитовых порфиритов более ксеноморфные и часто их обтекают. Форма их причудливая, прихотливая. Как следует из изложенного, литокластический компонент состоит из «чуждых» и собственно пирокластических обломков порфиритов. Постепенное уменьшение содержания «чуждого» материала при одновременном увеличении количества собственно пирокластических обломков порфиритов и кристаллов, обломков плагиоклаза происходит снизу вверх по разрезу слоя туффоидов. В этом же направлении происходит смена гравийных туфов псаммитовыми, при которой возрастает роль хлоритизированного стекловато-пеплового материала в составе цемента туфов, увеличивается количество и размер галечного материала.

Цементирующая масса в туффоидах сложена кальцитом, стекловато-пепловым хлоритизированным материалом и кварцем. Тип цементации регенерационно-поровый. Перечисленные компоненты цемента в туффоидах распределены неравномерно. Содержание карбонатного цемента при переходе от гравийной туфовой связующей массы к псаммитовой постепенно уменьшается, уступая хлоритовому. Если для хлорита и кальцита в основном свойствен поровый тип цементации, то кварц и альбит образуют тонкие крустификационные оторочки вокруг обломков порфиритов или регенерируют обломки плагиоклазов. Помимо этого, альбит и кварц в ассоциации с кальцитом часто метасоматическим путем замещают стекловато-пепловый хлоритизированный материал. Характерно, что по мере измельчения туфов и возрастания количества стекловато-пеплового хлоритизированного цементирующего материала в туфах усиливается процесс метасоматического замещения хлорита альбитом и кварцем. Порядок выделения постериорных минералов в рассматриваемых породах следующий: хлорит → альбит + + кварц → кальцит. Эти породы встречаются у основания игарской толщи, где образуют невыдержанный по мощности слой.

На расстоянии 110 м (по простиранию) мощность их меняется от 2,3 до 22 м. При этом характерным является то обстоятельство, что увеличение мощности в них происходит в прямо противоположном направлении, чем в туфобрекчиях и ксенотуфобрекчиях.

Псаммитовые и гравийные туффоиды представлены породами зеленовато-серого, реже темно-зеленого или темно-серого цвета. В них четко выражена градационная слоистость. Мощность отдельных слоев колеблется от 3 до 6,5 м. Рассматриваемые породы ассоциируют с лапиллиевыми туфобрекчиями и туфами, с которыми часто связаны постепенными переходами. Окатанность и сортировка обломочного материала несовершенная. В туффоидах преобладают витро-кристаллолитокластические разности с переменными соотношениями компонентов. Отдельные тонкие (доли миллиметров) прослойки кристаллокластического состава придают породе горизонтальную слоистость. Обломки

кристаллов принадлежат альбитизированному плагиоклазу, в той или иной степени замещенному кальцитом, хлоритом и серицитом. Зерна плагиоклазов величиной до 2,5 мм имеют угловатые, угловато-округлые и округлые контуры.

Литокластический компонент сложен порфиритами, в составе которых по структурно-морфологическим особенностям обломков выделяются две генетические разновидности. Обломки первой группы состоят из андезитовых порфиритов, отличающихся апогипокристаллической структурой основной массы. Им свойственна изометричная округлая и угловато-округлая форма. Рассматриваемые обломки имеют, по-видимому, терригенную природу. Вторая группа литокластики представлена прихотливой и причудливой формы уплощенными обломками размером до 5 мм. В отличие от литокластики первой группы относительно слабо кристаллизованы, имеют апогипогиалиновое строение и не несут следов транспортировки. Им в большинстве случаев свойственна флюидальность. Значительная часть их имеет миндалекаменную текстуру. Как по структурным признакам, так и по генезису аналогичны пирокластическим обломкам основных эффузивов, входящих в состав туфов. Витрокластические частицы в туффоидах литокластических зерен пирокластической породы отличаются апогиалиновым строением, отсутствием миндалин и более мелкими (в основном алевро-псаммитовыми) размерами обломков.

Процентное соотношение обломков порфиритов, поступивших в составе терригенного и пирокластического материала, колеблется в широких пределах. Это соотношение в одних случаях соответствует туффитам, в других — вулканокласто-осадочным породам.

Литокластический и витрокластический компоненты при вторичных изменениях преобразованы в серицит-хлоритовую и микросланцеватую массу. Обломочный материал в туффоидах сцементирован кальцитом, альбитом, серицитом, хлоритом, кварцем. Кальцит и хлорит заполняют в основном свободное пространство в породе, образуя поровый тип цементации. Помимо этого, кальцит часто замещает обломочные зерна и цементирующую хлоритовую массу. Альбит и кварц образуют тонкие крустификационные каемки вокруг лито- и витрокластических зерен или заполняют мелкие поры. Альбит в виде регенерационной каемки иногда нарастает на зернах плагиоклаза. Серицит образует крустификационные каемки или совместно с хлоритом заполняет поры. Альбит и кварцит часто метасоматическим путем в цементе туффоидов замещают хлорит.

Последовательность кристаллизации вторичных минералов в рассматриваемых породах происходила в следующем порядке: зеленый хлорит → кварц + альбит → серицит + бледно-зеленый хлорит → кальцит.

При метаморфизме туффоиды преобразованы в тонкорассланцованные серицит-хлоритовые сланцы. Последние характеризуются грано-лепидобластовой и лепидобластовой структурами и микросланцевой текстурой.

ВУЛКАНОТЕРРИГЕННЫЕ ПОРОДЫ

Данные породы представлены зеленовато-серыми, тонкорассланцованными вулканомиктовыми гравелитами и песчаниками, в которых наблюдается градационная слоистость. Вулканотерригенные породы по составу слагающих их компонентов мало чем отличаются от туффоидов и внешне очень похожи. Имеющиеся отличия относятся главным образом к морфологии зерен и содержанию хлоритизированного стекловато-пеплового материала. Обломочный же материал в вулканотерригенных образованиях более совершенной окатанности и имеет округ-

лые и угловато-округлые формы. Вулканомиктовые песчаники и гравелиты в основном сцементированы кальцитом. Роль стекловато-пеплового хлоритизированного вещества в них незначительна.

При вторичных изменениях по вулкано-терригенным породам развиваются микрокристаллические сланцы, хлорит-серицит (гидрослюда 2М) карбонатного состава.

ВТОРИЧНЫЕ КВАРЦИТЫ (МЕТАСОМАТИТЫ)

Окраска вторичных кварцитов довольно разнообразна. По простиранию толщи она меняется на коротких промежутках от зеленовато-серой до розовато-черной. Кварциты образуют линзовидной и причудливой формы тела мощностью до 3,5 м. Последние по морфологическим признакам делятся на две разновидности, по-видимому, отличающиеся генетическими особенностями. Первые окрашены в зеленовато-серые, серовато-белые и красноватые цвета, представлены линзами и линзовидными телами (длиной до 6—7 м) будинированных кварцевых прослоев. Отличительными особенностями этих тел являются гладкие поверхности. Вторая морфологическая разновидность кварцитовых тел (размером до 1,2—1,5 м) представляет собой прихотливой формы образования, осложненные «отростками» и «щупальцами» с неправильными контурами. Цвет вторичных кварцитов во втором случае более изменчив и варьирует от розоватого до красновато-черного.

Описываемые породы в основном имеют микрогранобластовую, реже микролепидогранобластовую структуры и сложены кварцем (с размером индивидуумов 0,03—0,05 мм) с подчиненным значением зеленого хлорита, кальцита и рудного вещества. Содержание хлорита увеличивается в зеленовато-серых разновидностях кварцитов, а рудного минерала — в густоокрашенных. Рудный минерал сложен идиоморфными кристаллами пирита с небольшим содержанием гематита, магнетит-ильменита и лейкоксена. Распределение рудного вещества в породе весьма неравномерное. Кальцит, являющийся минералом наиболее поздней генерации, метасоматическим путем замещает кварц и хлорит.

Вторичные кварциты часто обнаруживают микросланцеватую текстуру. В них иногда сохраняются реликты, следы структур и текстур исходных пород (туффоидов, вулканомиктовых песчаников, гравелитов). Микроскопически устанавливаются первичная обломочная структура и слоистая текстура исходных пород. Размер обломков в исходных породах в целом не превышает 1—2 мм. Форма их обычно прихотливая, округлая и угловато-округлая. В большинстве случаев они замещены микрокристаллическим кварцем, который из-за множества мелких включений исходного материала имеет «мутный» облик. Кварц, заполняющий пространство между обломками, образует более крупные и чистые кристаллы. Указанное обстоятельство, наряду с сохранившимися каемками рудного (лейкоксен) вещества, служит критерием для восстановления природы исходных пород.

В некоторых случаях внутри вторичных кварцитов сохранились обломки хлоритизированных порфиритов (апогиалинового, аповитропорфирового, апомикролитового строения), аналогичных встречающимся в туфах и туфобрекчиях игарской толщи. Эти обломки в той или иной степени корродированы кварцем, который заполняет также поры в миндалекаменных разновидностях порфиритов. Лейсты и порфировые выделения в них обычно полностью замещены карбонатами. Кроме вышеперечисленных, в составе вторичных кварцитов встречаются также обломки и реликты хлоритизированного вулканического стекла. Приведенные данные свидетельствуют о том, что исходные породы, по которым возникли вторичные кварциты, были сложены туффоидами, вулка-

номиктовыми песчаниками, гравелитами и в меньшей мере лапиллиевыми туфобрекчиями, аналогичными вмещающим метасоматические тела кварцитов образованиям.

Характерна тесная привязанность вторичных кварцитов к граничным зонам лапиллиевых туфобрекчий со слоистыми псаммитовыми и гравийными туффоидами или вулканотерригенными породами. Такая связь, по-видимому, объясняется теми изменениями физико-химических свойств растворов (изменение кислотности, давления и температуры и т. д.), которые происходят при переходе из одной среды в другую. В результате этого происходит выпадение кремней из гидротерм.

Происхождение вторичных кварцитов, по данным многочисленных исследователей, обусловлено фумарольно-сольфатарной деятельностью вулканов, приводящей к метасоматическому замещению пород вулканической постройки кремнеземом (Наковник, 1959, и др.). Согласно исследованиям Д. С. Коржинского (1961), формирование вторичных кварцитов может происходить как в условиях дневной поверхности, так и близ нее — до глубины 1 км. Учитывая морфологию тел вторичных кварцитов, а также их текстурно-структурные признаки, можно предполагать, что линзовидные тела, представляющие собой будинированные прослойки кварцитов, отлагались в условиях дневной поверхности и являются субаэральными образованиями. Вторичные кварциты, образующие прихотливой формы тела, могли возникнуть вблизи дневной поверхности на некоторой глубине (до 1 км) и поэтому являются субаэральными инфильтрационными образованиями (термины используются в понимании В. Г. Пономарева, 1968).

Глава IV

ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ СОСТАВ ЛУДОВСКОЙ ТОЛЩИ

Отложения лудовской толщи сложены микрокристаллическими сланцами (филлитами), основными эффузивами, метаморфизованными туфовыми известняками, доломитами и доломитовыми конгломератами, кварцитовидными песчаниками. Микрокристаллические сланцы (филлиты) преобладают. Рассматриваемые образования сильно дислоцированы, кливажированы и пересечены разрывными нарушениями.

Микрокристаллические сланцы (филлиты) составляют около 90—95% лудовской толщи. Характеризуются они плотным сложением и шелковистым блеском поверхности. Филлиты тонко рассланцованы, что обусловлено развитием густой сети трещин кливажа. При этом рассланцовка филлитов имеет региональный характер. Азимут простирания трещин кливажа постоянный и прослеживается вдоль р. Енисея на больших расстояниях (более 100 км). Окраска филлитов зеленая, светло-серая с зеленоватым и голубоватым оттенком, пестроцветная и темно-серая. Смена тонов рассматриваемых образований происходит через короткие промежутки. Цвет филлитов обусловлен составом породообразующих минералов в зеленых, серых и пестроцветных разностях и содержанием углефицированного органического вещества в темно-серых. Это в свою очередь связано с составом и генезисом исходных пород. В отдельных случаях филлиты приобретают вишнево-красный и желто-зеленый цвет, что обусловлено воздействием на них процессов экзо-эндогенного характера. Состав филлитов по шлифам изучался для отмытых фракций меньше 0,01 мм рентгеновским методом параллельно с методом определения органического углерода.

Породообразующие минералы в филлитах представлены хлоритом, серицитом, кварцем (иногда тонкодисперсным), в отдельных случаях также гидробиотитом (?). В небольшом количестве иногда присутствует альбит. Процентные соотношения между перечисленными минералами в филлитах изменяются в широких пределах, что прежде всего зависит от петрографических типов исходных пород. Величина кристаллов породообразующих минералов также варьирует в широких пределах. Серицит образует чешуйки и лейсты размером от 0,02 до 0,08, реже до 0,12 мм с преобладанием фракции 0,03—0,06 мм. Лейсты и чешуйки хлорита имеют размеры в пределах 0,025—0,1 мм с преобладанием фракции 0,04—0,08 мм. Кристаллы хлорита часто обнаруживают плеохроизм от бледно-зеленого, почти бесцветного до зеленого. Рентгеноструктурным анализом установлено, что серицит представлен гидрослюдой (2М), а хлорит — магнезиально-железистой разностью. Величина кварцевых и альбитовых зерен в филлитах в среднем достигает 0,04—0,06.

Перечисленные минералы часто образуют ассоциации с преобладанием того или иного компонента. Породообразующие минералы и их ассоциации в породе имеют послойное распределение, что обусловливает тонкослоистую текстуру пород. В филлитах выделяются кварц-серицит-хлоритовые, хлорит-кварц-серицитовые, серицит-хлорит-кварцевые, хлорит-серицит-кварцевые, серицит-хлоритовые и хлорит-серицитовые прослойки, мощность которых колеблется от долей миллиметра до 1,0—1,5 см. Состав прослоек зависит от петрографических типов исходных пород и интенсивности вторичных изменений. Тонкослоистая текстура филлитов подчеркивается также наличием тонких прослоев кварцито-алевролитов и тонкодисперсных хлоритовых сланцев, иногда интенсивно пропитанных гидроокислами железа. Мощность последних составляет доли миллиметра.

Детальными микроскопическими исследованиями в филлитах лудовской толщи выявлены реликтовые структурно-текстурные признаки исходных пород, что совместно с учетом их вторичных преобразований позволяет восстановить петрографические типы исходных пород. Результаты этих исследований приведены в табл. V. Восстановлены структуры, свойственные вулканокластическим образованиям, в зеленых, светло-серых и пестроцветных филлитах, слагающих нижнюю часть лудовской толщи. В редких случаях наблюдается фациальный переход зеленых филлитов к метаморфизованным гравийным (2—10 мм) и псаммитовым туфам, в которых макроскопически улавливается обломочная, вулканокластическая структура. Для темно-серых микрокристаллических сланцев, иногда с заметным содержанием алевритового материала, характерна первичная алевро-псаммитовая структура, и лишь в единичных случаях — структура, свойственная пирокластическим породам. Ниже остановимся на описании отдельных типов первичных структур и текстур, свойственных филлитам лудовской толщи.

В микрокристаллической основной массе выделяются плоские, линзовидные, иногда пористые лапилли (фиг. 13—15), состоящие из нацело разложенного стекла, ориентированные параллельно друг другу. Серицит-хлоритовая или железисто-хлоритовая основная масса обтекает эти обломки. Величина лапиллей доходит до 1,5 мм.

Наряду с указанными линзовидными лапиллями в значительном количестве присутствуют рогульки разложенного стекла и остроугольные с вытянутыми краями частицы кварца, также имеющие пирокластическое происхождение. Размеры последних 0,01—0,3 мм. Присутствие обломков пирокластического кварца в разрезе неповсеместное. Шальштейновая структура представлена двумя разновидностями — витрокластической и кристалло-витрокластической. Кристаллическая часть

Таблица V

Вещественный состав филлитов лудовской толщи

Тип филлитов (сланцы)	Породообразующие минералы	Реликтовая структура	Реликтовая (первичная) текстура	Исходная порода	Содержание органического углерода**
Зеленые	Хлорит (Mg—Fe), серицит, кварц, гидробиотит *	Кристаллокластическая шальштейновая (кристалло-витрокластическая) и витрокластическая пепловая	Параллельно-линзовая, беспорядочная, тонкослоистая	Шальштейны, кристаллокластические туфы и туффиты	
Светло-серые, голубоватые	Серицит, кварц, хлорит (Mg—Fe)	Шальштейново - витрокластическая	Параллельно-линзовая, тонкослоистая	Шальштейны	
Серые, зеленовато-серые	Серицит, хлорит (Mg—Fe), кварц (частично тонкодисперсный)	Шальштейново - витрокластическая, кристалло-витрокластическая	Параллельно-линзовидная, беспорядочная, тонкослоистая	Шальштейны, кристалло-витрокластические туфы	0,11 0,20
Желто-зеленые, вишнево-красные (пестроцветные)	Хлорит (Mg—Fe), серицит, гидроокислы железа, кварц (частично тонкодисперсный)	Шальштейновая, витрокластическая	Параллельно-линзовая, тонкослоистая	Шальштейны	0,14
Темно-серые	Хлорит (Mg—Fe), серицит, кварц, карбонаты (отдельными горизонтами)	Алевро-псаммитовая	Массивная, тонкослоистая, линзовиднослоистая	Вулканомиктовые песчаники, алевролиты, возможно, частично туффиты	0,50 0,48

* Минералы в таблице расположены в порядке уменьшения их количества в породе.
** Данные по $C_{орг}$ заимствованы у В. И. Драгунова.

последней — это обломки разложившихся зерен полевого шпата призматической формы и остроугольные обломки кварца.

Кристаллокластическая структура наблюдается в некоторых разностях зеленых микрокристаллических сланцах. В общей серицит-кварц-хлоритовой массе выделяются нацело замещенные, удлиненные призматические кристаллы и их обломки величиной до 0,6—1,15 мм. Большинство их имеет идиоморфные и остроугольные формы. В единичных случаях встречаются коленчатые двойники этих же кристаллов. Окатыванию подверглись в основном обломки и кристаллы мелкозернистой песчаной фракции. Описываемые кристаллы и их обломки нацело замещены серицитом, кварцем, в меньшей мере хлоритом и гидроокислами железа. Учитывая морфологию зерен и продукты вторичного разложения, можно сказать, что они представлены плагиоклазами. Кристаллы имеют беспорядочное расположение. Пространство между ними заполнено кремнисто-хлоритовой массой с присущей ей пизолитовой структурой.

Алевро-псаммитовая структура свойственна большинству микрокристаллических и алевритово-микрокристаллических сланцев темно-серого (до черного) цвета. Характеризуется порода большим содержанием девитрифицированных окатанных обломков стекла угловато-округлой и округлой формы. Размер обломков колеблется от 0,1 до 0,5—0,7 мм. Обломки алевритовой фракции присутствуют в небольшом количестве.

Перечисленные выше структуры выявлены благодаря эпигенетическим каемкам кварцевого и хлоритово-кремнистого (богатого $C_{орг}$) состава, которые, развиваясь вокруг обломков, подчеркивают в дальнейшем его первичные формы. В некоторых случаях эпигенетические каемки сложены тонкочешуйчатой слюдой или рудным веществом.

Породы, слагающие отложения лудовской толщи, претерпели глубокие изменения с полным минералогическим превращением исходного материала. Результатом этих изменений является формирование указанных выше филлитов, развивавшихся по разным типам исходных пород (см. табл. V).

Вторичные изменения в исходных породах выражены серицитизацией, окварцеванием и частичной хлоритизацией полевых шпатов; хлоритизацией, серицитизацией и частичным окварцеванием обломков стекла; хлоритизацией и частичным ожелезнением пелитоморфного пеплового материала и хлоритизацией темноцветных минералов.

Кварц в основном образует эпигенетические (крустификационные) каемки и частично замещает кристаллы полевых шпатов и обломки стекла, встречаясь в тонкоагрегатном и тонкодисперсном виде.

В некоторых разновидностях зеленых глинистых сланцев, богатых пелитоморфным хлоритизованным пепловым материалом, эпигенетические изменения протекали с образованием пизолитов, ядро которых кремнисто-гидрослюдистое, а оболочка хлоритовая. Размер пизолитов 0,1—0,15 мм. Иногда по одному кристаллу полевого шпата развивается одновременно несколько пизолитов, находящихся в начальной стадии образования. Это наводит на мысль о возможно эпигенетической природе пизолитов.

В результате метаморфизма в отложениях лудовской толщи региональное развитие получила кристаллизационная сланцеватость, в меньшей мере тонкая сегрегационная полосчатость, не совпадающие со слоистостью. Угол между простиранием сланцеватости и слоистостью колеблется от 20 до 40°.

На основании выявленных реликтовых структурных и текстурных особенностей, а также продуктов вторичных изменений исходного материала в отложениях лудовской толщи с определенной степенью условности нами выделяются следующие типы первичных пород: шаль-

штейны, кристаллокластические туфы и туффиты, вулканомиктовые песчаники и алевролиты.

Шальштейны сложены разложившимися обломками и лапиллями стекла (среднего или основного состава) и в меньшей мере — обломками и кристаллами полевых шпатов и кварца пирокластического происхождения. Примесь осадочного материала в шальштейнах довольно постоянна. В основном это крупноалевритовые зерна кварца, которым свойственны угловато-округлые и округлые очертания.

Кристаллокластические туфы и туффиты сложены грубо- и крупнопесчаными обломками и кристаллами нацело замещенных полевых шпатов (размер зерен 0,6—1,16 мм), промежутки между которыми заполнены пелитоморфным хлоритизированным пепловым материалом часто пизолитовой структуры. Структура породы кристаллокластическая, текстура беспорядочная. Содержание терригенной части в породах небольшое, однако точно количество зерен определить трудно из-за интенсивных вторичных изменений пород.

Вулканомиктовые песчаники и алевролиты преобразованы в темно-серые филлиты, окраска которых обусловлена повышенным содержанием в породе органического вещества. Они сложены угловато-округлыми и округлыми обломками разложившихся стекловатых эффузивов и (в меньшей мере) зернами полевого шпата и кварца. Первичная структура алевропсаммитовая. Текстура массивная или слоистая, обусловлена периодично появляющимися песчано-алевритовыми кварцевыми прослойками. Остроугольной формы обломки разложившегося стекла в темно-серых филлитах встречаются в небольшом количестве и, видимо, имеют пирокластическое происхождение. Их максимальные концентрации наблюдаются в прослойках хлоритово-серицитовых сланцев. Иначе говоря, формирование темно-серых глинистых сланцев происходило путем массового переотложения вулканогенно-осадочных пород при одновременном поступлении в бассейн седиментации небольшого количества пеплового материала.

Итак, исходные породы, преобразованные в микрокристаллические сланцы (филлиты), имели гетерогенную природу. В их составе выделяются вулканогенно-осадочные и осадочные (вулканомиктовые) образования, и поэтому филлиты, развивающиеся по ним, должны делиться соответственно на орто- и парасланцы. Выделенные петрографические типы исходных пород в филлитах подтверждаются закономерностями распределения органического вещества. Как видно из табл. V, вулканомиктовые образования по сравнению с вулканокластическими неоднократно обогащались органическим веществом при одновременном увеличении количества пиритного железа.

Ниже остановимся на характерных текстурных особенностях филлитов, развивающихся по вулканокластическим образованиям. Для них характерно ритмичное строение, обусловленное цикличным характером поступлений пирокластического материала в бассейн седиментации и постепенным уменьшением его количества вверх по разрезу вплоть до полного исчезновения. Цикличность выражена крупными ритмами, обусловленными чередованием преимущественно туфогенных и вулканомиктовых слоев, и микроритмами. Крупные ритмы характерны только для нижней части толщи, в то время как микроритмы свойственны почти всему разрезу, но наиболее четко выражены они в нижней его части в вулканокластических породах.

Последние представлены витро- и кристаллокластическими пепловыми туфами и туффитами и отличаются тонкой градационной слоистостью, хорошо выраженным микроритмичным строением, обусловленным сортировкой пирокластических частиц по крупности, и периодичным появлением тонких (до миллиметра) прослоек кварцевых алевролитов, метаморфизованных в кварцевые и серицит-кварцевые филлиты.

В основании микроритма залегает более грубозернистый пирокластический материал, который вверх по разрезу постепенно измельчается, сменяясь пелитовыми и алевропелитовыми туфами. Микроритм часто венчается тонкой прослойкой кварцевых алевролитов осадочного происхождения. Поверхность между туфами и кварцевыми алевролитами неровная, волнистая (фиг. 12). Мощность микроритмов колеблется от 0,5 до 1,5 см. Ритмичное строение вулканогенно-осадочных образований наиболее четко проявлено в грязно-зеленых филлитах.

Характерная особенность строения прослоев шальштейновых туфов и туффитов заключена в том, что лапилли и частицы стекла в них имеют субпараллельное расположение, направление которого не совпадает со слоистостью пород. Между собой они составляют угол до 40—50°. Ритмичное строение вулканокластических пород напоминает флишевые отложения. С целью отличия от последних Г. С. Дзоценидзе (1969) предлагает для вулканогенных и вулканогенно-осадочных образований, обладающих флишеподобной ритмичностью, использовать термин «флишоидные вулканогенные» или «флишоидные вулканогенно-осадочные» отложения.

Эффузивные породы приурочены к нижней части лудовской толщи, где образуют тела (потоки?) мощностью 3,5 м. Эффузивы имеют буровато-зеленую окраску и пересечены тонкой сетью трещин кливажа. Породы почти полностью сложены вторичными продуктами, но в них сохраняются реликтовые микропорфировая и аподиабазовая, реже — сидеронитовая структуры. Редко обнаруживаются следы «апопилотакситовой» структуры, в которой полностью замещенные лейкоксеном микролиты погружены в рудную железистую массу и имеют субпараллельное расположение. Апопилотакситовая структура в этом случае заметна только в отраженном свете. Порфировые выделения размером от 0,1 до 0,5 мм замещены мусковитом, кварцем и хлоритом. Те же минералы, но с примесью окислов титана и железа выполняют основную массу. Миндалины в эффузивах заполнены кварцем, слюдистыми минералами, в меньшей степени хлоритом и гидроокислами (окислами) железа. Учитывая реликтовые структурно-текстурные признаки и характер вторичных продуктов, эффузивы лудовской толщи можно сопоставить с миндалекаменными андезито-базальтами.

Кварцитовидные мономинеральные песчаники присутствуют в верхней половине разреза, внутри толщи темно-серых филлитов. Они слагают тонкие прослои мощностью до 10—20 см. Редко образуют линзовидные слои (до 1 м). Эти линзы сложены округлыми зернами кварца, кварцита и кремнистых пород, которые цементируются серицитом (гидрослюдой), хлоритом, гидроокислами железа и регенерационным кварцевым цементом. Содержание последнего возрастает в кварцитовидных разностях песчаников. Песчаники составляют десятые доли процента лудовской толщи.

Карбонатно-серицитово-хлоритовые микрокристаллические сланцы так же, как и кварцитовидные песчаники, встречаются в верхней части лудовской толщи, внутри темно-серых филлитов. Горизонты карбонатно-гидрослюдисто-хлоритовых сланцев обогащены конкреционными образованиями шаровой и линзовидной формы, размер которых достигает нескольких метров. Типоморфные особенности минералов аналогичны таковым в филлитах. Микроскопическими исследованиями установлена первичная вулканомиктово-известковая или туфоизвестковая природа рассматриваемых образований.

Органогенные доломиты и доломитовые конгломераты встречаются внутри толщи темно-серых филлитов, где образуют линзовидные выклинивающиеся слои видимой мощностью более 5—6 м. В доломитах видны строматолитовые постройки. Они имеют волнистую неровную поверхность. Сложены микрокристаллическим и пелитоморфным, частич-

но окрашенным доломитом. В них иногда встречаются мелкие (0,5—1,5 см) линзовидные стяжения кварца. В отдельных случаях эти доломиты сильно брекчированы. В полостях растворения (микрокарстах?) этих доломитов сконцентрированы окатанные зерна кварца.

Доломитовые конгломераты залегают внутри органогенных (рифовых) доломитов. Гальки размером от нескольких до 50—40 см окатанные и угловато-окатанные, состоят из доломита (нижележащей части разреза) и более темного и раскристаллизованного доломита. Цемент доломитовый и доломитово-глинистый. В западинах неровного рельефа поверхности конгломерата отмечен прослой темно-серых микрокристаллических сланцев, аналогичных темно-серым филлитам лудовской толщи. Рассматриваемые доломиты Б. Б. Шишкиным (1967) отнесены к образованиям медвежинской свиты.

Глава V

ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ СОСТАВ ГУБИНСКОЙ ТОЛЩИ

Отложения губинской толщи сложены преимущественно песчаниками, реже алевролитами, алевролитово-глинистыми сланцами (метаморфизованные алевролиты и алевролитовые аргиллиты) и туффоидами. Среди песчаников различаются мономинеральные, олигомиктовые и более полимиктовые до граувакковых или аркозовых разностей. В песчаниках встречаются тонкие прослойки (до 10—12 см) гравелитов и мелкогалечных конгломератовых гравелитов.

ПЕСЧАНИКИ И АЛЕВРОЛИТЫ

Мономинеральные кварцевые (кварцитовидные) песчаники и алевролиты слагают верхние горизонты толщи, где мощность их превышает 250—270 м. Эти породы характеризуются исключительно высокой плотностью и низкой пористостью. Текстура массивная и грубоплитчатая. Лишь изредка встречаются прослойки (0,2—0,3 м) серовато-белого кварцевого песчаника, характеризующегося более низкой плотностью. В кварцевых песчаниках обломочные зерна и цементирующая масса сливаются в сплошную однообразную зернистую массу, в которой спорадически наблюдаются уплощенные обломки (1—2 см) вишнево-красных рассланцованных алевролито-глинистых сланцев.

Описываемые породы характеризуются кирпично-красной, серовато-белой, желтовато-светло-серой и фиолетово-красной окраской. Смена цветов в такой последовательности наблюдается снизу вверх по разрезу к кровле толщи. Песчаники и алевролиты сложены разнозернистым песчаным, в меньшей мере крупноалевритовым материалом размерностью 0,07—1,2 мм с резким преобладанием мелко- и среднезернистой (0,2—0,6 мм) псаммитовой фракции. Цементирующая масса составляет ~10—15% породы. Преобладают среди описываемых пород средне- и крупнозернистые песчаные разности. В целом рассматриваемые породы характеризуются высокой степенью сортировки и окатанности обломочного материала. Терригенным зернам свойственны преимущественно изометричные угловато-округлые формы. Рассматриваемые породы в основном сложены зернами кварца (более 95% обломочного материа-

ла). В виде единичных зерен встречаются также мелкозернистые кварцевые алевролиты, кварциты, нацело замещенные полевые шпаты, ожелезненные алевролитово-глинистые и кремнисто-серицитовые сланцы, обломки сильно измененных основных эффузивов и вулканогенных пород кислого состава, мусковита и обломки неясной природы. В отдельных случаях обильные акцессорные минералы, представленные округлыми зернами зеленого турмалина (шерл?), циркона и лейкоксена.

Кварц. Часть зерен кварца несет следы механической деформации, которые устанавливаются многочисленными проявлениями структурных дефектов, связанных с пластической деформацией (Симанович, 1968) и фиксирующихся в форме линейно расположенных скоплений пузырьков жидкости, реже газа (полости Бёма). В некоторых зернах кварца структурные дефекты проявлены линейной и неправильной блочностью, мозаичностью с изрезанно-лапчатыми и изометрично полигональными контурами индивидов. Реже встречаются зерна с волнистым угасанием или гранулизационной мозаичностью. Большинство зерен кварца характеризуется нормальным угасанием. Согласно данным И. М. Симановича (1968), Х. Блатта и Дж. Кристи (Blatte, Griste, 1963), указанные структурные дефекты (кроме гранулизационной мозаичности и структурных дефектов, связанных с пластической деформацией) свойственны кварцу, слагающему граниты и гнейсы. В монокристаллическом кварце иногда встречаются включения биотита.

Полевые шпаты наблюдаются в виде единичных зерен. Содержание их не превышает 1—2% обломочного материала. Зерна полевого шпата нацело замещены тонкоагрегатным глинистым веществом, представленным каолинитом и гидрослюдой, иногда соссюритом. Некоторые зерна полевых шпатов в результате вторичных изменений приобретают буроватую окраску. Судя по продуктам вторичных минеральных образований, полевые шпаты представлены плагиоклазом и микроклином.

Кварц-серицитовые сланцы встречаются в виде единичных обломков. Характеризуются гранолепидобластовой структурой, в которой мелкие зерна кварца срастаются с чешуйками серицита (мусковита). Для них характерна микросланцевая текстура.

Обломки эффузивных пород встречаются редко. Они представлены кислыми и основными эффузивами. Кислые эффузивы характеризуются микрофельзитовой и тонкоагрегатной структурами основной массы. Основные эффузивы сильно изменены, что проявляется в выщелачивании основной массы, с последующим полным замещением их окислами железа. Микролиты плагиоклаза альбитизированы. В большинстве случаев основные эффузивы характеризуются структурой, напоминающей сидеронитовую. Эта структура нами называется псевдосидеронитовой, поскольку рудное вещество (окислы железа) как продукт глубокого химического разложения породы имеет вторичное происхождение. В редких случаях обломки основных эффузивов характеризуются реликтовой микродиабазовой или микролитовой структурой.

Обломки ожелезненных алевролитово-глинистых сланцев кирпично-красного цвета, величиной до 1—2 см. Они сильно рассланцованы. Сложены мелкозернистым алевролитовым материалом, представленным кварцем и чешуйками гидрослюдисто-серицитового вещества. Глинистый материал интенсивно пропитан окислами (гидроокислами) железа. Текстура пород микросланцеватая, структура реликтовая алевропелитовая.

Обломки алевролитов кварцитовидного облика. Сложены окатанными зернами кварца, размер которых не превышает 0,07 мм. Цемент в алевролитах регенерационный кварцевый.

Слюды представлены единичными удлиненными пластинками мусковита. Они иногда изогнуты в результате давления, оказываемого на них зернами других минералов.

Турмалин встречается в виде округлых зерен. В некоторых случаях зерна разъединены трещинами на отдельные части и залечены аутигенным кварцем. Иногда части одного зерна смещены по трещинам относительно друг друга. Содержание турмалина в породе в некоторых случаях довольно значительное.

Рассматриваемые породы характеризуются разнообразными типами контактов обломочных зерен. В них установлены тангенциальные, линейные (удлиненные), конформные, инкорпорационные и микростилолитовые типы контактов. При описании контактов обломочных зерен мы пользовались классификацией Дж. Тейлора (1950), А. В. Копелиовича (1965) и С. С. Савкевича (1965). Наиболее характерными в мономинеральных кварцевых песчаниках являются тангенциальный, линейный и конформный типы контактов. Инкорпорационные и микростилолитовые контакты развиты ограничено.

Цемент в рассматриваемых породах представлен различными компонентами, отличающимися как по генетическим особенностям, так и по типам цементации. Он сложен новообразованным кварцем, окислами (гематит) и гидроокислами (гетит) железа, лейкоксеном и глинистым минералом, причем кварц во всех случаях доминирует. Для окислов и гидроокислов железа, а также тонкодисперсного лейкоксенового вещества характерен пленочный тип цементации в виде тонких каемок вокруг обломочного материала. Аутигенный кварц в основном образует регенерационный цемент. Между регенерационными каемками и обломочными зернами кварца расположены тонкие каемки окислов и гидроокислов железа, а в некоторых случаях тонкоагрегатного, пылевидного лейкоксенизированного вещества. Несмотря на присутствие каемок рудного вещества, регенерационный и обломочный кварц сливаются в единое целое, характеризуясь одинаковой оптической ориентировкой. Аутигенный кварц наряду с регенерационными каемками в виде роговиковых агрегатов заполняет также свободные поры. Регенерационные каемки кварца до мельчайших деталей наследуют оптическую ориентировку регенерируемых зерен. Поэтому структурные дефекты обломочного кварца (волнистое угасание и линейная блочность, а также «полоски Бёма»), сохраняя первичную ориентировку, прослеживаются в регенерационном кварце. Формирование регенерационных каемок кварца сопровождается процессами растворения обломочных зерен с возникновением удлиненных, конформных и микростилолитовых контактов. Глинистый материал составляет незначительную часть цемента и представлен гидромусковит-серицитом и серицитизированным каолинитом. Последний локализован в отдельных порах и, по-видимому, возник путем эпигенетических преобразований седиментогенного глинистого вещества (каолинита). Гидромусковит-серицитовый цемент частично разъедает обломочные зерна и регенерационные каемки кварца и имеет эпигенетическое происхождение.

Последовательность формирования минералов цемента следующая: окислы и гидроокислы железа, лейкоксен, каолинит → гидрослюда (серицит?), регенерационный кварц → гидрослюда (серицит?), роговиковый кварц. Минералы первого ряда формировались в стадию седиментогенеза и начального диагенеза (окислительный этап), а остальные — при эпигенезе пород.

Олигомиктовые песчаники составляют основную разновидность пород губинской толщи и широко распространены в ее средней и нижней частях. Рассматриваемые породы характеризуются массивным и неясно-слоистым сложением, грубо-, толсто- и в некоторых мелкозернистых разновидностях тонкоплитчатой отдельностью. В них часто содержатся тонкие (1—2 мм) микропропластки, обогащенные рудным веществом. Неясно-слоистая текстура пород обусловлена наличием рудных микропропластков и слабой механической дифференциацией обломочного ма-

териала. Некоторые горизонты толщи, сложенные описываемыми породами, характеризуются косой слоистостью.

Олигомиктовые песчаники имеют сливной кварцитовидный облик, высокую плотность и крепость, а также коричневато-бурую или красновато-коричневую окраску. Гранулометрический состав описываемых пород довольно однородный. Они преимущественно сложены зернами псаммитовой фракции (0,1—0,7 мм), составляющими более 70% обломочного материала. В подчиненном количестве присутствует крупноалевритовый (0,07—0,1 мм) и грубопесчаный (1—2 мм) материал. Вещественный состав и характер вторичных изменений в крупнозернистых алевролитах и в песчаниках аналогичны, поэтому они рассматриваются совместно.

Отдельные прослойки грубозернистых песчаников обогащены мелкогалечным (до 5 см) материалом, представленным ожелезненными алевролитово-глинистыми сланцами, кварцем и кварцитами. В целом рассматриваемые породы характеризуются хорошей сортировкой и средней окатанностью. Большинство зерен имеет изометричные, угловато-округлые и округлые формы, иногда с корродированными краями. Если в алевролитах и мелко-, среднезернистых песчаниках степень сортировки превосходит степень окатанности, то в крупно- и грубозернистых наблюдается обратная картина. Обломочный материал в олигомиктовых песчаниках составляет более 80—85% породы и лишь в некоторых случаях (при карбонатном цементе) снижается до 70%.

В отложениях губинской толщи встречаются все три разновидности олигомиктовых песчаников, выделенные А. К. Коссовской (1962): олигомиктовые кварцевые, аркозово-кварцевые и граувакково-кварцевые. Особенно широко развиты олигомиктовые кварцевые песчаники, слагающие значительную часть толщи (50—55%) в ее средних и верхних подразделениях. Аркозово-кварцевые песчаники, занимающие второе место по распространенности после олигомиктово-кварцевых, приурочены к основанию по меньшей мере средней части толщи. Граувакково-кварцевые песчаники развиты весьма ограниченно и встречаются в основании толщи. Перечисленные разновидности олигомиктовых песчаников характеризуются единым минералого-петрографическим составом обломочного материала.

Олигомиктовые кварцевые песчаники слагают более 50—55% толщи. Среди песчаников преобладают среднезернистые разности. В единичных случаях встречаются крупнозернистые алевролиты, крупно- и грубозернистые песчаники (с «плавающей» галькой размером не более 5 см). Структурные и текстурные особенности описываемых пород приводились выше при описании олигомиктовых песчаников.

Обломочный материал составляет более 80—85% породы и представлен кварцем (55—90% при среднем значении 60—70%), полевыми шпатами (5—25% при среднем значении 10—20%), микрокварцитами (3—5%), кремнистыми породами (2—3%), песчаниками и алевролитами (1—2%, редко до 6—7%), ожелезненными алевролитово-глинистыми сланцами, серицитовыми и кремнисто-серицитовыми филлитами (1—2%, редко до 5—10%), основными и кислыми вулканогенными породами (1—2%, реже до 5—7%), а также единичными зернами микропегматитов, мирмекитов, мелкозернистых гранитов (аплитов) и обломками пород неясного состава и генезиса. Иногда в составе обломочного материала присутствует пирокластический материал, представленный основным (возможно, средним) девитрифицированным вулканическим стеклом или остроугольными обломками плагиоклаза и кварца. Содержание их достигает от 1 до 8% породы. Акцессорные минералы в рассматриваемых породах представлены обесцвеченным биотитом, мусковитом, магнетит-ильменитом, анатазом, лейкоксеном, в редких случаях цирконом.

Типоморфные особенности кварца в олигомиктовых кварцевых песчаниках и рассмотренных выше мономинеральных кварцевых песчаниках в общем сходны и различаются лишь более ярким проявлением первичных структурных дефектов и следами механической деформации. Последний выражен широким развитием систем микротрещин (полосок Бёма) редко гранулизационной мозаичности (Копелиович, 1965). Структурные дефекты представлены линейной и неправильной блочностью, волнистым угасанием, реже мозаичностью с изометрично-полигональными и лапчатыми контурами индивидов. На остальных зернах кварца одновременно наблюдается несколько типов структурных дефектов. Так, ассоциации структурных дефектов, представленные изометрично-полигональной мозаичностью, волнистым угасанием и структурными дефектами, связаны с пластической деформацией. Отдельные зерна кварца содержат мелкие включения циркона и биотита. Перечисленные структурные дефекты характерны для кварца гранитов и гнейсов.

Полевые шпаты представлены в большинстве случаев разложенными зернами калиевого полевого шпата и плагиоклаза (№ 5—10), отдельные зерна которых при механической деформации приобретают дуго- и веерообразные изгибания двойниковых швов (в плагиоклазах) или пересекаются трещинами, залеченными эпигенетическими минералами гидрослюдисто-серицитового и кремнистого состава.

Калиевые полевые шпаты представлены микроклином. В слабоизмененных зернах их наблюдается решетчатая двойниковая структура. При вторичных преобразованиях микроклин пелитизируется, буреет или замещается шахматным альбитом, который иногда развивается по пелитизированным зернам микроклина, и поэтому является минералом более поздней генерации.

Плагиоклазы представлены кислыми (№ 5—10) разновидностями. По продуктам вторичных разложений различают кислые и основные разновидности их.

Кислые разновидности замещены тонкоагрегатным, частично гидрослюдизированным каолинитом, характеризующимся повышенными цветами интерференции и волнистым угасанием, чешуйчатой гидрослюдой (серицитом) и криптокристаллическим альбит-кварцевым веществом. По основным плагиоклазам развиваются кальцит, соссюрит и альбит (альбитизация и бластическая перекристаллизация плагиоклаза по А. В. Копелиовичу, 1965). По трещинам спайности и отдельности некоторые зерна плагиоклаза замещаются хлоритизированным глауконитом и окислами (гидроокислами) железа.

Интенсивность вторичных минералообразований в полевых шпатах колеблется в широких пределах. Наряду с нацело разложенным встречаются слабо измененные или свежие зерна полевых шпатов. Это обстоятельство дает основание предполагать, что разложение полевых шпатов обусловлено как постседиментационными, так и гипергенными изменениями зерен. К числу гипергенных изменений относятся каолинизация, пелитизация (побурение) и гидрослюдизация. Постседиментационные изменения в полевых шпатах происходили путем замещения плагиоклазов серицитом, кальцитом, соссюритом, альбитом, тонкоагрегатным кварцем, а также в некоторых случаях разложенным глауконитом и окислами (гидроокислами) железа. Кроме того, по микроклину развивается шахматный альбит.

Необходимо указать, что гипергенные изменения в кислых плагиоклазах и калиевых полевых шпатах проявлялись интенсивнее, чем в основных плагиоклазах. В полевых шпатах наблюдается прямая связь между степенью окатанности и гипергенными изменениями. Так, если нацело каолинизированным и пелитизированным зернам полевых шпатов свойственны округлые формы, то слабо измененным — менее изометричные угловато-округлые и угловатые.

Из изложенного следует, что источники сноса, поставляющие в бассейн седиментации полевые шпаты, отличались своеобразным петрографическим составом исходных пород и интенсивностью их гипергенного преобразования. Более высокая зрелость материала связана с интенсивным выветриванием гранитов и гнейсов, содержащих кислые плагиоклазы и калиевые полевые шпаты, в то время как породы, в которых присутствуют основные плагиоклазы (основные вулканогенные породы), подвержены относительно слабому выветриванию.

Обломки вулканогенных пород представлены измененными основными и кислыми эффузивами и их туфами. В целом обломки основных эффузивов по сравнению с кислым вулканогенным материалом характеризуются слабой окатанностью. Они имеют диабазовую, диабазово-порфировую, апогиалопилитовую, интерсертальную, сидеронитовую и псевдосидеронитовую структуры. Преобладают обломки с псевдосидеронитовой структурой, в которой цементирующаяся рудная масса имеет не магматическое, а вторичное происхождение, обусловленное глубоким химическим разложением стекловатого субстрата и темноцветных минералов с последующим замещением их окислами и гидроокислами железа. Плагиоклазы в основных эффузивах представлены удлиненно-призматическими кристаллами величиной до 0,8 мм. Они в основном альбитизированы, в некоторых случаях серицитизированы или замещены тонкоагрегатным кварц-альбитовым веществом. Некоторые свежие эффузивы с интерсертальной структурой основной массы содержат основные плагиоклазы ($N > 1{,}54$).

Обломки кислых вулканогенных пород представлены фельзит-порфирами (с идиоморфными фенокристаллами плагиоклаза, погруженными в микрофельзитовую массу), микрофельзитами (с криптокристаллической микрофельзитовой структурой), кислым раскристаллизованным стеклом с флюктуационной текстурой, а также витрокластическими пепловыми туфами буроватой окраски, иногда с флюктуационной текстурой основной массы (спекшиеся туфы и игнимбриты).

Обломки микрокварцитов и кремнистых пород характеризуются гранобластовой и криптокристаллической структурами. В ряде случаев они содержат множество мелких включений, придающих им зеленоватые или зеленовато-бурые оттенки. Согласно Г. Д. Николсу (1963), такие обломки могли образоваться в хлоритизированных породах, подвергшихся интенсивному кремнистому метасоматозу. В некоторых случаях в проходящем свете слабо наблюдаются реликтовые структуры исходных пород, напоминающие гиалопилитовые и микролитовые структуры основных эффузивов.

Обломки кварц-серицитовых сланцев представлены срастанием мелкозернистого кварца с чешуйчатым серицитом (мусковит), имеющим параллельную или субпараллельную ориентировку. Структура этих пород гранолепидобластовая, текстура сланцеватая. В некоторых случаях по ним развиваются окислы железа, которые придают породе буроватую окраску.

Обломки серицитовых сланцев светлые. В шлифах почти прозрачны; структура в них лепидобластовая, текстура сланцеватая.

Обломки ожелезненных алевритово-глинистых сланцев сложены мелкоалевритовым кварцем (40—60% породы) и глинистым веществом, представлены они чешуйчатой гидрослюдой (серицитом). При метаморфических изменениях приобретают бластоалевропелитовую структуру и сланцеватую текстуру. Глинистая часть этих пород интенсивно пропитана окислами и гидроокислами железа, что обусловливает их вишнево-красную окраску. Ожелезненные алевролитово-глинистые сланцы характеризуются более низкой ступенью метаморфизма, чем кварцево-серицитовые и серицитовые. По существу, интенсивной переработке в них подверглась только глинистая часть породы.

Обломки рассматриваемых пород в песчаниках уплощенной формы, величиной от 0,5 мм до 1—2 см. Отдельные обломки характеризуются параллельно-слоистой текстурой, вызванной послойным чередованием алевритовых и глинистых прослоек.

Обломки песчаников и алевролитов сложены зернами кварца, характеризующимися хорошей сортировкой и окатанностью. Цемент кварцевый, реже серицитовый, составляет до 10% породы. Величина обломков колеблется от 0,5 до 1,0 мм. Они имеют изометричные, округлые формы и окрашены в светлые тона.

Слюды представлены удлиненными пластинками мусковита (до 0,7—0,8 мм в длину), реже разбухшими пластинками обесцвеченного биотита, отдельные зерна которых подвергнуты интенсивной пластической деформации, в результате чего они изогнуты.

Обломки пирокластического материала в олигомиктовых кварцевых песчаниках встречаются спорадически и в небольших количествах. Они представлены лито-, витро- и кристаллокластическим материалом. Последний характеризуется остроугольными, реже идиоморфными кристаллами плагиоклазов (№ 25—30), края которых обломаны. В осадках он встречается в свежем или в слабо измененном виде в мелкозернистой псаммитовой фракции.

Пирокластический материал в основном представлен хлоритизированными, среднеосновными эффузивами, отличающимися аповитрофировой, аповитропорфировой, реже апогиалопилитовой структурами. По стекловатому базису и кристаллам плагиоклаза частично развивается кальцит. Продукты вторичных замещений указанных пород (хлорит, кальцит) свидетельствуют также, наряду со структурой основной массы, о среднеосновном составе эффузивов. Рассматриваемые обломки эффузивов характеризуются зеленой окраской и почти лишены следов окатанности. В незначительном количестве витрокластический материал в олигомиктовых кварцевых песчаниках представлен девитрифицированным кислым вулканическим стеклом светлой окраски. Пирокластические зерна мелко- и среднезернистой псаммитовой фракции.

Акцессорные минералы — слюда, анатаз, лейкоксен, магнетит-ильменит, реже турмалин. Слюды в основном представлены удлиненными пластинками мусковита (0,7—0,8 мм), реже обесцвеченным биотитом, в некоторых случаях изогнуты и как бы обтекают другие материалы.

Обломочные зерна характеризуются разным типом контактов: тангенциальным, свободным, конформным, удлиненным, инкорпорационным и микростилолитовым. Наиболее распространены удлиненные конформные и инкорпорационные контакты, обусловленные растворением обломочных зерен. Микростилолитовые типы контактов зерен пользуются ограниченным распространением. Между сопряженными зернами в этом случае сохраняется тонкая пленочная прокладка окислов (гидроокислов) железа. Удлиненные, конформные и микростилолитовые контакты возникают как при соприкосновении минералогически однородных зерен, так и между зернами разного состава (кварц-полевые шпаты, кварц-кремнистые обломки и т. д.). Как было указано выше, рассматриваемые контакты обусловлены растворением зерен в местах их соприкосновения при повышенных давлениях. Однако имеются случаи выпукло-вогнутых контактов, проявление которых связано с пластическими деформациями зерен (проникновение более твердого материала в более мягкий). Последние развиваются при стыке кварца и интенсивно разложенных (глинизированных) зерен полевых шпатов, глинистых сланцев и т. д. Инкорпорационные контакты возникают между зернами, которые отличаются различной степенью устойчивости к внутрислойному растворению (кварц-полевой шпат и т. д.). Тангенциальные контакты и контакты типа «свободных» зерен наблюдаются

в зернистых породах с повышенным содержанием седиментогенного цементирующего вещества.

Цемент в рассматриваемых породах по минералогическому составу и структуре разнообразен и имеет гетерогенную природу. Среднее содержание его в песчаниках составляет 10—15% породы, лишь в редких случаях оно достигает 20—25%, что обусловлено обилием карбонатов. Цементирующая масса представлена окислами (гематит) и гидроокислами (гетит) железа, роговиковым и регенерационным кварцем, гидрослюдисто-серицитовым веществом, в меньшей мере кальцитом и глауконитом. В незначительном количестве (до 1—2%) присутствует также аутигенный полевой шпат, представленный альбитом и микроклином. Наиболее постоянными минералами цемента являются окислы и гидроокислы железа, кварц и гидрослюда.

Окислы и гидроокислы железа (гематит, гетит) — постоянные компоненты цемента во всех олигомиктовых кварцевых песчаниках. Они образуют тонкие каемки вокруг обломочного материала и иногда частично заполняют отдельные поры. Содержание окислов и гидроокислов железа в среднем не превышает 5% породы. Для них характерен пленочный тип цементации (железистые рубашки), которым подчеркиваются первичные контуры обломочных зерен.

Глауконит встречается спорадически и в незначительных количествах. В большинстве случаев он замещается хлоритом и зеленовато-желтой гидрослюдой, являющимися продуктами его эпигенетического преобразования. Глауконит тонкими каемками оконтуривает обломочные зерна или заполняет поры в породе. Иногда глауконит по трещинам спайности и отдельности замещает полевые шпаты. В редких случаях он представлен бледно-зелеными шаровидными образованиями (до 0,4—0,5 мм) с характерной тонкоагрегатной структурой.

Кварц в рассматриваемых породах широко развит и составляет значительную часть цемента. Он образует регенерационные каемки вокруг обломочного материала, от которого отделяется тонкими каемками окислов (гидроокислов) железа. Регенерационные каемки кварца унаследовали оптическую ориентировку регенерируемых зерен. Поэтому отдельные структурные дефекты обломочного кварца, прослеживающиеся в регенерационном кварце, сохраняют свою первичную ориентировку (блочность, волнистое угасание, следы пластической деформации и т. п.). Регенерационные кварцевые каемки, разрастаясь, часто сливаются, придавая породе кварцитовидный облик. Аутигенный кварц частично заполняет интерстиции между регенерируемыми зернами и отдельные поры. В некоторых случаях регенерационные каемки кварца отделены от обломочных зерен крустификационными каемками гидрослюды (серицитом). Роговиковый кварц частично разъедает регенерационные каемки кварца и является образованием более поздней генерации. Иногда регенерационный кварц замещается гидрослюдой. Аутигенный кварц в рассматриваемых породах распространен неравномерно.

Гидрослюдисто-серицитовый цемент в рассматриваемых породах представлен довольно широко, образуя порово-пленочный, в меньшей мере контактный тип цементации. Цемент этого типа в породе распространен весьма неравномерно. Максимальные его концентрации наблюдаются в участках с повышенным содержанием аркозового или граувакового материала. Гидрослюдисто-серицитовый цемент заполняет свободные пространства между регенерационными каемками кварца и размещается между последними и обломочными зернами. В некоторых случаях гидрослюдистое вещество срастается с кварцем, образуя кремнисто-серицитовые агрегаты, расположенные между регенерируемыми зернами, а также заполняет отдельные поры. В кремнисто-серицитовых сростках сохраняются отдельные реликты разъединенных и перекристаллизованных зерен мелкозернистого кварца. Для гидрослюдисто-

серицитового цемента характерно то, что он частично замещает как обломочные зерна, так и регенерационные каемки кварца. Гидрослюдисто-серицитовый цемент имеет гетерогенную природу, основная его масса образовалась в результате постседиментационных изменений пород. Согласно А. В. Копелиовичу (1965), гидрослюдисто-серицитовый цемент в метаморфизованных породах формируется в стадию начального и глубинного эпигенеза, в первом случае предшествуя массовому растворению зерен пород, во втором — одновременно или иногда позже массового растворения обломочного материала.

Полевые шпаты представлены альбитом и микроклином и имеют весьма незначительное распространение (до 1—2%) породы. Встречаются в виде лоскутных регенерационных каемок на обломочных зернах полевых шпатов или частично заполняют поры. Аутигенные полевые шпаты образовались одновременно (или немного позже) с формированием регенерационного кварца. Согласно Н. В. Логвиненко (1968), образование аутигенного альбита и микроклина, как акцессорных минералов, происходит в стадию позднего метагенеза, предшествуя стадии метаморфизма, в которую они приобретают породообразующее значение. А. В. Копелиович (1965) образование аутигенного альбита и микроклина связывает со стадией глубинного эпигенеза, происходившего одновременно с выделением регенерационного и тонкозернистого роговикового кварца.

Последовательность выделения отдельных компонентов следующая: окислы и гидроокислы железа, глауконит → гидрослюда (серицит?) → регенерационный кварц → гидрослюда (серицит?), роговиковый кварц, альбит, микроклин → кальцит.

Аркозово-кварцевые песчаники встречаются в средней и нижней частях отложений губинской толщи и составляют примерно 15% ее объема. Рассматриваемые породы представлены преимущественно мелко- и среднезернистыми песчаниками. В аркозово-кварцевых песчаниках более 60—70% обломочного материала — зерна величиной 0,15—0,5 мм. Зерна грубозернисто-песчаные размером 1—2 мм встречаются редко. Сортировка терригенных зерен хорошая, окатанность средняя. Зерна изометричные и слабо удлиненные со сглаженноугловатыми и полуокругленными формами. Отдельные зерна песчаного кварца имеют остроугольные с вогнутыми краями контуры. Структурные и текстурные особенности аркозово-кварцевых песчаников и их физические свойства приводились выше при описании семейства олигомиктовых песчаников.

Обломочный материал в рассматриваемых породах составляет 80—85% породы и лишь в некоторых случаях снижается до 70—75%. Он сложен кварцем (50—60% при среднем значении 55—60%), полевыми шпатами (25—33% при среднем значении 26—30%), кварцитами и кремнистыми породами (от 2% до 8—9% при среднем содержании 4—6%), кремнисто-серицитовыми, серицитовыми ожелезненными алевритово-глинистыми сланцами (до 1—2%, реже до 3—5%) и обломками вулканогенных пород (1—2%, реже до 1—1,5%). Эпизодически встречаются также обломки кварцевых песчаников и алевролитов (до 1—2%), слюд (менее 1%) и редко пирокластического материала (до 1—2%). Рудное вещество в описываемых породах варьирует в широких пределах. Оно часто сконцентрировано в тонких микропластках и представлено магнетит-ильменитом, лейкоксеном и анатазом.

Наряду с перечисленным комплексом обломочного материала, почти повсеместно присутствуют также обломки неясного состава и происхождения. Количество их в среднем колеблется в пределах 1—3%, но иногда достигает 5—7%. Эти обломки слабо действуют на поляризованный свет, обладают криптокристаллической структурой, слабо окрашены, иногда обогащены тонкой россыпью рудного минерала, мельчайшими включениями буроватого и буровато-зеленого цвета и, по всей

видимости, являются продуктами метасоматических изменений (окремнений) пород, первичную природу которых установить невозможно. Акцессорные минералы представлены мусковитом, обесцвеченным биотитом, магнетитом, ильменитом, анатазом и лейкоксеном. Пирокластический материал в аркозовых кварцитовидных песчаниках, в отличие от олигомиктовых кварцевых песчаников, наряду с лапиллями и обломками девитрифицированного стекла и полевых шпатов содержит остроугольные с изогнутыми краями зерна кварца, в которых отсутствуют всякие следы окатанности и структурных дефектов. Они чистые и водянопрозрачные. Состав, форма и изменения пирокластики аналогичны таковым в олигомиктовых кварцевых песчаниках, описанных выше. Размер их не превышает 0,55 мм.

Обломочная терригенная часть породы частично катаклазирована и разбита трещинами. заполненными тонкочешуйчатым серицитом, кварцем и кальцитом, реже окислами железа. Типоморфные особенности минералов и пород обломочной части, их текстурные и структурные особенности, а также вторичные изменения в аркозовых кварцевых и олигомиктовых кварцевых песчаниках сходны. От олигомиктовых кварцевых песчаников рассматриваемые породы отличаются несколько пониженным содержанием обломочного кварца при одновременном увеличении количества полевых шпатов, которые отличаются также несколько сниженной степенью разложения. В аркозовых кварцевых песчаниках, в отличие от олигомиктовых кварцевых, обломочный материал, и особенно полевой шпат, более часто и интенсивно подвергался карбонатизации вплоть до полного замещения отдельных зерен. В песчаниках этого типа структуры растворения с формированием конформного, удлиненного и инкорпорационного контактов развиты ограниченно. В них значительным распространением пользуются контакты сингенетического или диагенетического происхождения, каковыми являются «свободные» зерна или тангенциальные (Тейлор, 1950; Савкевич, 1965) контакты.

Микростилолитовые контакты в рассматриваемых породах имеют весьма незначительное распространение. Перечисленные типы контактов между зернами в породе часто встречаются одновременно и связаны с количеством и составом цемента.

Аркозово-кварцевые песчаники от олигомиктово-кварцевых отличаются несколько повышенным количеством цементирующего вещества, представленного гидрослюдисто-серицитовым минералом, окислами и гидроокислами железа и карбонатами. Отдельные его составные части в породе распределены неравномерно. В большинстве случаев в цементе рассматриваемых пород доминирует гидрослюдисто-серицитовое вещество. Однако имеются случаи с преобладанием кварцевого и карбонатного цемента. В отличие от олигомиктовых кварцевых песчаников здесь повышается также количество окислов и гидроокислов железа, образующих порово-пленочный тип цементации. Количество их в некоторых разновидностях рассматриваемых пород составляет до 10% общей массы.

Гидрослюдисто-серицитовый материал, являющийся основной составляющей цемента в аркозово-кварцевых песчаниках, образует поровый, порово-пленочный и контактный типы цементации. Иногда он создает крустификационные каемки, в которых отдельные чешуйки серицита развиваются перпендикулярно к обломочным зернам, образуя радиально-крустификационный тип цемента (Коссовская, Шутов, 1957а). Эти каемки от обломочных зерен отделены тонкими оболочками окислов и гидроокислов железа, и лишь в некоторых случаях непосредственно наращиваются на обломочные зерна, частично разъедая и замещая их с формированием коррозионного типа цементации. Некоторые чешуйки серицита, развивающиеся перпендикулярно к стенкам пор, достигают максимальных размеров и характеризуются более совершенной структурой (высокое двупреломление).

Аркозово-кварцевые песчаники отличаются также повышенным содержанием карбонатного цемента порового типа. Карбонаты замещают обломочный материал и все присутствующие разновидности цемента. Карбонаты в порах сложены крупнокристаллическим сдвойникованным кальцитом, двойниковые швы которого иногда деформированы и приобретают дугообразные формы. Карбонаты в породе являются минералами самой поздней генерации.

При максимальном содержании карбонатного цемента глинистый (гидрослюдистый) материал встречается в ничтожном количестве, и карбонаты ассоциируют с кварцевым цементом и окислами (гидроокислами) железа. В некоторых случаях содержание карбонатного цемента достигает 20—25% породы. Аутигенный кварц в рассматриваемых породах имеется в подчиненном количестве и лишь иногда составляет основной минерал цемента. Он образует регенерационные каемки, которые от обломочных зерен отделены тонкими пленками окислов (гидроокислов) железа. По оптической ориентировке регенерационные каемки кварца и регенерируемые обломки неотличимы. По сравнению с олигомиктовыми кварцевыми песчаниками здесь роговиковый кварц в цементе отсутствует.

Аутигенные полевые шпаты, представленные микроклином и альбитом, в рассматриваемых породах встречаются почти повсеместно, не превышая 5% породы. Они развиваются в отдельных порах, образуют лоскутные регенерационные каемки или частично разъедаются карбонатным цементом. По последовательности и механизму образования цемента аркозовые кварцевые, олигомиктовые и олигомиктово-кварцевые песчаники аналогичны, их образование связано с определенными стадиями формирования породы.

Основная масса цемента в аркозовых кварцевых песчаниках имеет эпигенетическую природу и образована за счет растворения и разложения обломочного материала, особенно его мелкозернистой алевритовой фракции, которая, согласно А. Г. Коссовской и В. Д. Шутову, содержит наибольшее количество полевых шпатов (Коссовская, Шутов, 1957). Поэтому состав эпигенетического цемента, образовавшегося путем разложения и растворения обломочных зерен, находится в прямой зависимости от состава исходного материала.

Видимо, разложением и растворением полевых шпатов и частично кварца обусловлено формирование основной массы гидрослюдисто-серицитового цемента и части карбонатного, образующегося при разложении основных плагиоклазов. Сингенетический цемент, представленный гидроокислами железа и частично глинистым веществом, при эпигенетических изменениях превращается в гетит-гематит и гидрослюду.

Граувакково-кварцевые песчаники встречаются весьма редко и слагают прослойки (1—3 см) грубозернистых песчаников, содержащих мелкогалечный кварцит и глинистые сланцы. Окраска пород вишнево-красная. Обломочный материал — величиной от 0,3 до 2,0 мм, с преобладанием грубокрупнозернистой фракции (0,6—1,55 мм).

Зерна характеризуются угловато-округлыми и округлыми формами, сортировка их слабая. Терригенный материал представлен кварцем (50—55%), кварцитами (до 15%), кварцевыми алевролитами и песчаниками (4—6%), кремнистыми породами (1—2%), полевыми шпатами (до 20%) и обломками кислых и основных вулканогенных пород (3—8%). Типоморфные особенности обломочного материала и характер его вторичных изменений в граувакково-кварцевых и олигомиктово-кварцевых песчаниках аналогичны.

Обломочным зернам свойственны тангенциальный и свободный тип контактов.

Цемент в рассматриваемых породах составляет до 25—30% породы и сложен окислами и гидроокислами железа, кварцем, кальцитом

и гидрослюдисто-серицитовым веществом. Редко присутствует глауконит (1—2% породы). Окислы и гидроокислы цемента характеризуются пленочным типом цементации. Кварц преобладает в цементе и образует регенерационные каемки, а также частично заполняет поры. Кальцит крупнокристаллический, полисинтетический сдвойникованный и в основном заполняет крупные поры и интерстиции между регенерированными зернами. Гидрослюдисто-серицитовый цемент имеет весьма значительное распространение. Глауконит представлен единичными округлыми зернами (0,15—0,25 мм) с тонкоагрегатной структурой.

Механизм и последовательность образования отдельных компонентов цемента тождественны таковым в олигомиктовых кварцевых песчаниках, описанных выше.

Аркозовые песчаники представлены исключительно граувакково-аркозовыми разностями (менее 1% толщи) и локализованы в нижних частях разреза. Они залегают стратиграфически несколько выше покрова основных эффузивов.

Граувакково-аркозовые песчаники имеют массивное и неясно-слоистое сложение. Последнее обусловлено наличием микропропластков рудного вещества (магнетит, ильменит, в меньшей мере лейкоксен), слабой механической дифференциацией терригенного материала, а также субпараллельной ориентировкой уплощенных зерен. Рассматриваемые породы плитчатые, при этом тонкая плитчатость свойственна мелкозернистым разновидностям. Окраска пород вишнево-красная.

Граувакково-аркозовые песчаники характеризуются разнородностью гранулометрического состава. Величина зерен колеблется от 0,1 до 2,0 мм. Они представлены мелко-, средне- и крупнозернистыми песчаниками. В мелко- и среднезернистых песчаниках терригенный материал хорошо отсортирован и имеет изометричные угловато-округлые, в меньшей мере угловатые и округлые формы. Грубокрупнозернистые разновидности, наоборот, отсортированы слабо при более совершенной окатанности. Обломочные зерна частично корродированы.

Терригенный материал составляет 85—90% породы и представлен кварцем (45—50%), полевыми шпатами (25—30%), кварцитами и кремнистыми породами (5—12%), вулканогенными образованиями (3—8%), кремнисто-серицитовыми, серицитовыми и ожелезненными алевритово-глинистыми сланцами (2—8%), обломками пород неясного состава (2—4%), а также кварцевыми песчаниками и алевролитами (до 1—2%). Отдельные компоненты в терригенной части пород распределены неравномерно.

Кварц представлен частично корродированными, изометричными и окатанными монокристаллами, в которых иногда наблюдается волнистое угасание (фронтальное и облачное), линейная блочность, мозаичность с шестоватыми полигонально-изометричными и лапчатыми контурами индивидов. Большинство зерен кварца претерпело интенсивную пластическую деформацию, следы которой зафиксированы в виде линейно расположенных включений жидкости и газа.

Полевые шпаты представлены в разной степени измененными зернами плагиоклаза (альбит) и калиевого полевого шпата. Они угловато-округлые, в меньшей мере угловатые и округлые. В слабо измененных кристаллах калиевого полевого шпата наблюдается микроклиновая структура. Полевые шпаты частично катаклазированы, по трещинам развиты кварц, серицит, карбонаты. При вторичных изменениях полевые шпаты замещаются серицитом, пелитом, альбитом, частично кальцитом. Минералогические преобразования полевых шпатов (особенно гипергенные) в граувакково-аркозовых песчаниках более однородны, чем в олигомиктовых, от которых отличаются также повышенным содержанием неизмененных и слабо измененных зерен рассматриваемых минералов (до 5—7%).

Обломки основных эффузивов менее окатаны, им свойственна псевдосидеронитовая, в меньшей мере апогиалопилитовая структура. При псевдосидеронитовой структуре темноцветный минерал и стекло замещены окислами (гематит) и гидроокислами (гетит) железа, а микролины — альбитом. В обломках с апогиалопилитовой структурой основной массы микролиты плагиоклаза погружены в серицит-хлоритовую, слабо ожелезненную массу. Песчаники и алевролиты сложены кварцевыми зернами, которые сцементированы кварцево-серицитовым веществом, содержащимся в небольшом количестве.

Обломки кислых эффузивов характеризуются криптокристаллической, микрофельзитовой и микропойкилитовой структурами. Отдельные порфировые выделения в них представлены кварцем.

Обломки туфов пепловой структуры и отличаются некоторой флюидальностью. Пепловые частицы замещены землистой (эпидотовой) массой и имеют бурую окраску.

Обломки филлитов и алевролитово-глинистых сланцев представлены соответственно кремнисто-серицитовым, серицитовым и ожелезненным кварц-гидрослюдистым материалом. Вторичные изменения обломочных зерен в граувакково-аркозовых и олигомиктово-кварцевых песчаниках происходили аналогичным образом.

В рассматриваемых породах широко развиты структуры растворения, представленные конформными и удлиненными зернами. Микростилолитовые и инкорпорационные контакты встречаются реже.

Акцессорные минералы в рассматриваемых породах содержатся в несколько повышенном количестве и представлены мусковитом, обесцвеченным биотитом, зеленой роговой обманкой и рудным веществом (магнетит, ильменит, реже лейкоксен). Последнее распространено неравномерно и часто сконцентрировано в отдельных микропропластках. Содержание мусковита иногда достигает 3—5% породы, он представлен изогнутыми пластинками величиной до 0,4—0,5 мм.

Содержание цемента достигает 15% породы. Он представлен кварцем, гидрослюдой (серицитом?), окислами и гидроокислами железа, в меньшей мере кальцитом и хлоритизированным глауконитом с преобладанием кварца и гидрослюды (серицита?). Кварц образует регенерационные каемки и заполняет поры. Гидрослюдисто-серицитовое вещество характеризуется порово-контактовым типом цементации. В некоторых случаях в составе цемента участвуют кварц-серицитовые роговики и хлоритизированный глауконит. Формирование цемента в рассматриваемых породах и олигомиктовых кварцевых песчаниках, описанных выше, происходило аналогичным образом.

Грауваккковые песчаники встречаются исключительно редко и сложены массивными коричневато-бурыми грубозернистыми песчаниками с примесью мелкогалечного материала. Величина галек не превышает 1,5—3 см. Мелкогалечный материал представлен шаровидным, хорошо окатанным кварцем и кварцитами, а также ожелезненными алевролитово-глинистыми сланцами вишнево-красного цвета. Эти породы соответствуют полевошпатово-грауваккковым разновидностям граувакковых пород, выделяемых М. К. Калинко.

Обломочная часть породы характеризуется слабой сортировкой, округлой и угловато-округлой формой. Преобладают зерна размером 0,5—2,0 мм. Обломочные зерна представлены кварцем (45%), обломками пород (30—35%), полевыми шпатами (20—23%) и единичными зернами акцессорных минералов, сложенных мусковитом, магнетитом, ильменитом.

Обломки пород по составу разнообразны и представлены кварцитами (10—15%), кремнистыми породами (5—7%), ожелезненными алевритово-глинистыми сланцами, кремнисто-серицитовыми и серицитовыми сланцами, кварцевыми алевролитами и песчаниками, кислыми

и основными эффузивами, а также в единичных случаях их туфами.

Типоморфные особенности минералов и пород обломочной ассоциации, а также их вторичные изменения в полевошпатово-граувакковых песчаниках и рассмотренных выше аркозовых песчаниках сходны и здесь не приводятся.

Для обломочных зерен характерны как «свободные», так и конформные типы контактов.

Цемент составляет 25—30% породы и представлен окислами и гидроокислами железа, кварцем, кальцитом и в ничтожном количестве гидрослюдой при преобладании кварцевой составляющей.

Окислы и гидроокислы железа образуют тонкие каемки вокруг зерен и характеризуются пленочным типом цементации. Содержание их небольшое (менее 5% породы).

Кварц слагает основную часть цемента, особенно в мелкозернистой части пород. Он образует регенерационные каемки, которые частично сливаются или заполняют мелкие поры. От обломочных зерен регенерационный кварц отделен каемками окислов и гидроокислов железа, при этом кварц сохраняет оптическую ориентировку регенерируемых зерен с высокой точностью.

Карбонаты представлены крупнокристаллическим кальцитом, который заполняет крупные поры в породе, а также пространство между регенерационными кварцевыми каемками. В породе они распределены неравномерно и локализованы в крупных порах. Гидрослюдисто-серицитовый цемент содержится в ничтожном количестве (контактовый тип цемента). Возможно, незначительное его содержание обусловлено слабым развитием процессов растворения обломочного материала, что может быть объяснено малым содержанием мелкозернистой фракции, которая связана с «огромной удельной поверхностью, соответственно избыточной энергией и высокой реакционной способностью» (Копелиович, 1965).

Последовательность и механизм образования цемента в граувакковых песчаниках подобны таковым в олигомиктовых песчаниках.

АЛЕВРИТОВО-ГЛИНИСТЫЕ СЛАНЦЫ

Метаморфизованные алевролиты и алевролитово-глинистые ожелезненные сланцы обнажаются в виде мелких разрозненных выходов мощностью от 1 до 7 м у основания толщи. Они слагают около 1% толщи и представлены вишнево-красными тонкоплитчатыми тонкорассланцованными метаморфизованными алевролитами и алевритово-глинистыми филлитоподобными сланцами, интенсивно пропитанными окислами и гидроокислами железа.

Алевритовый материал в рассматриваемых породах имеет хорошую сортировку при слабой окатанности. Размер зерен колеблется в пределах 0,01—0,02, реже до 0,03 мм. Они в основном представлены кварцем (50—60%) и интенсивно разложенными зернами полевых шпатов (замещенных серицитом, альбитом, пелитом), которые частично, теряя обломочные контуры, сливаются с цементирующей глинистой массой. Количество обломочного рудного минерала не превышает 2—3% породы. Он представлен магнетитом, ильменитом и лейкоксеном. Акцессорные минералы содержатся в небольшом количестве и представлены турмалином.

Метаморфические изменения по алевритовым зернам происходили слабее, чем по пелитовому материалу, и большинство зерен кварца сохраняет первичные обломочные контуры.

Пелитовый материал более интенсивно метаморфизован и представлен листочками серицит-гидрослюдистого вещества, величина которых

достигает 0,06—0,08 мм. В алевритово-глинистых сланцах листочки гидрослюды (серицита?) слагают основную часть породы, придавая им микролепидобластовую структуру. Эти листочки имеют взаимно параллельное расположение, чем обусловлена сланцеватая текстура породы.

Гидрослюдисто-серицитовый материал в рассматриваемых породах интенсивно пропитан окислами и гидроокислами железа, которыми обусловлена вишнево-красная окраска пород.

В алевритах зерна кварца и чешуйки гидрослюды расположены так, что первичная алевритовая структура достаточно хорошо наблюдается, и породы имеют бластоалевритовую структуру.

Итак, в рассматриваемых породах метаморфические изменения глинистого и алевритового материала происходили с разной интенсивностью. В результате пелитовый материал полностью перекристаллизовался и приобрел микролепидобластовую структуру, в то время как алевритовый разложился и перекристаллизовался только частично (в основном менее устойчивые зерна) и в большинстве случаев сохранил реликтовую алевритовую структуру.

Описываемые породы еще не являются настоящими филлитами и представляют собой метаморфизованные алевритово-глинистые сланцы с характерной реликтовой структурой исходных пород.

ВУЛКАНОГЕННЫЕ ПОРОДЫ

В рассматриваемых отложениях встречаются довольно редко. Они слагают отдельные выклинивающиеся тела основных эффузивов и смешанных пирокласто-осадочных пород (туффоидов).

Эффузивные породы. Единственный выход эффузивных пород в отложениях губинской толщи известен на о-ве Мал. Медвежий. Они слагают 35—40-метровый выклинивающийся пласт основных лав зеленовато-темно-серого цвета. Выклинивание эффузивного тела наблюдается в северном направлении. Рассматриваемые породы представлены пироксеновыми базальтовыми порфиритами со средне- (1,5 мм) и мелкозернистой (менее 1 мм) структурой. По величине порфировых выделений они относятся к эв- и микропорфировым разностям. В результате неоднородности магмы рассматриваемые породы получили флюидально-такситовую текстуру. Порфировые выделения представлены плагиоклазом (размером зерен 6—7 мм) и моноклинным пироксеном (размером кристаллов до 1,0 мм). Последние часто образуют гломеропорфировые скопления и срастания.

Структура пород апотолеитовая и апоинтерсертальная. Интерстиции между лейстами плагиоклаза (альбит) длиной 0,7—1,0 мм заполняют зеленый хлорит и аллотриоморфные зерна моноклинных пироксенов, кальцита, редко эпидот и биотит. Последний, по-видимому, является акцессорным минералом. У подошвы и кровли пласта в рассматриваемых породах степень кристаллизации ухудшается, и они становятся микрокристаллическими.

Рудный минерал представлен кристаллами магнетит-ильменита, по которым у кровли пласта развивается аллотриоморфнозернистый лейкоксен. Миндалины в рассматриваемых образованиях в большом количестве встречаются только вблизи кровли и пласта, где величина их достигает 2 мм. Они имеют округлую и неправильную форму и выполнены кальцитом и хлоритом. В нижней части пласта довольно часто попадаются ксенолиты коричневато-красных кварцитовидных песчаников.

При вторичных изменениях происходит альбитизация, гидрослюдизация, хлоритизация и кальцитизация плагиоклазов, хлоритизация стекла и моноклинных пироксенов. Последние в большинстве случаев разбиты

системой трещин отдельностей, в результате чего часто разобщены, структура пород в целом в хорошей сохранности.

Нижний контакт пироксеновых базальтовых порфиритов с подстилающими породами горячий и представлен слоем закалки мощностью 0,1—0,15 см, верхний контакт — холодный. Это обстоятельство, а также повышенное содержание миндалин вблизи кровли пласта свидетельствуют об эффузивной природе рассматриваемых пород.

Туффоиды. В рассматриваемых отложениях представлены туфоалевритами и туфопесчаниками.

Согласно классификационной схеме, предложенной Комиссией по разработке классификации вулканокластических пород (1962 г.), туфопесчаники и туфоалевролиты относились к смешанным пирокластово-осадочным породам, в которых примесь пирокластического материала составляла от 10 до 50% породы.

В дальнейшем, учитывая трудности, возникающие при разграничении палеотипных пирокластово-осадочных пород от туффитов, Комиссия сочла целесообразным соединить их в единой группе туффоидов, в которых примесь пирокластики колеблется от 10 до 90%.

Рассматриваемые породы в отложениях губинской толщи имеют весьма ограниченное распространение и приурочены к основанию толщи, где слагают 5—8-метровый слой вишнево-красных тонкорассланцованных алевролитов и алевритовых песчаников с включениями зеленых и темно-серых остроугольных вулканогенных обломков, максимальные скопления которых наблюдаются в средней части слоя. К подошве и кровле слоя содержание их постепенно уменьшается.

Породы сложены мелкообломочными зернами кварца (от 40—45 до 70—75%), полевых шпатов (от 10 до 20%), а также более грубозернистыми раскристаллизованными (разложенными) обломками среднеосновных эффузивов и вулканических стекол (от 10 до 40—50%). В незначительном количестве присутствуют обломки серицитовых сланцев, кварцитов и кремнистых пород, а также пород неясного состава и генезиса. Содержание акцессорных минералов, представленных листочками слюды и магнетит-ильменита, несколько повышено.

Обломочный материал по генетическому признаку делится на две группы: терригенную и пирокластическую, характеризующиеся специфическими условиями накопления, что находит свое отражение в отличии их гранулометрического состава, степени окатанности и сортировки.

Терригенный материал в целом средней сортировки и гранулометрически довольно однороден. Величина зерен колеблется от 0,02—0,5 мм с преобладанием фракций от 0,08 до 0,25 мм. По крупности зерен в рассматриваемых породах выделяются крупнозернистые алевролиты с преобладанием зерен размером от 0,06 до 0,12 мм и мелкозернистые песчаники с преобладанием зерен размером от 0,1 до 0,25 мм.

Обломочные зерна кварца и полевых шпатов обычно обладают угловато-округлой, угловатой и реже округлой формой. Однако часть зерен кварца, в некоторых случаях также плагиоклаза, характеризуется остроугольной и осколочной клиновидной формой и напоминает вулканические обломки. Кварц в них водянопрозрачный, лишен включений и структурных дефектов. Полевые шпаты представлены интенсивно разложенными кристаллами плагиоклазов и калиевых шпатов. В свежих зернах последних наблюдается решетчатая микроклиновая структура сдвойникования. При разложении полевые шпаты замещены серицитом, кальцитом и альбитом. Единичные зерна кварцитов и кремнистых пород имеют округлые, а серицитовые сланцы — уплощенные формы.

Существенным, реже доминирующим компонентом рассматриваемых пород является пирокластический материал, представленный хлоритизированными и кальцитизированными обломками вулканических стекол и эффузивов, характеризующихся аповитрофировой, аповитропор-

фировой, апопилотакситовой, апогиалопилитовой, реже сидеронитовой структурами с миндалекаменной, иногда флюидальной текстурой. Микролиты и порфировые выделения в них представлены серицитизированными и кальцитизированными, редко каолинизированными (диккит?) призматическими кристаллами и лейстами плагиоклазов величиной до 0,2—0,35 мм. Поры в рассматриваемых породах встречаются довольно часто. Величина их достигает 0,07—0,15 мм.

По форме и величине поры делятся на две группы: 1) мелкие округлой формы величиной до 0,2—0,5 мм и 2) круглые уплощенной или причудливой формы величиной от 0,6 до 1,5 мм, с преобладанием размеров 0,8—1,2 мм.

Поры в рассматриваемых породах изолированы и лишь изредка соединены друг с другом, что создает пузыристую текстуру породы. Поры заполнены хлоритом, кальцитом и гидрослюдой и по краям оконтурены тонкой каемкой лейкоксена. По характеру заполнения различаются моно- и полиминеральные миндалины. При мономинеральном заполнении миндалины могут быть замещены любым из вышеперечисленных минералов. В случае полиминеральных заполнений наблюдается следующая зональность: по периферии миндалины выполнены тонкоагрегатным зеленым хлоритом, в центре — гидрослюдой или кальцитом. В некоторых случаях между хлоритом и гидрослюдой располагается кальцит, который часто замещает хлорит.

Из вышесказанного следует, что первоначально поры заполнялись хлоритом, а затем кальцитом и гидрослюдой. Последняя является минералом самой поздней генерации.

Мезостазис в эффузивах замещен тонкоагрегатным хлоритом, характеризующимся отсутствием плеохроизма и почти не реагирующим на поляризованный свет. Редко в них наблюдается волокнистая структура. Волокна расположены субпараллельно и придают породе флюидальность. Хлоритизированный мезостазис эффузивных пород обогащен лейкоксеном.

При дальнейших изменениях хлоритизированное стекло часто или полностью замещается кальцитом, однако даже при полном замещении остаются реликты первичных текстурных (миндалевидных) и структурных (микролитовая структура) особенностей.

Можно предположить, что кластолиты рассматриваемых эффузивов относятся к андезитовым порфиритам, в которых фенокристаллы, наряду с плагиоклазами, представлены также частично кварцем (кварцевые андезитовые порфириты). К сожалению, неизмененные плагиоклазы не сохранились, и поэтому восстановление первичного состава пород приходится производить по косвенным признакам и приблизительно.

Обломки эффузивных пород и девитрифицированных вулканических стекол характеризуются уплощенными и причудливыми с расчлененными краями формами. В единичных случаях они окатаны и имеют угловато-округлые очертания. Величина зерен колеблется от 0,06 до 2,5 мм при преобладании фракции 0,1—1,0 мм. Сортировка и окатанность в них почти отсутствуют или проявляются очень слабо. Гранулометрический состав, сортировка и окатанность пирокластического материала и терригенных зерен совершенно различны. Иными словами, при отложении пирокластический материал не контролировался фациально-палеогеографическими условиями осадконакопления.

Некоторые участки в туффоидах, содержащие повышенное количество пирокластики (до 50—60%), классифицируются как шальштейновые витро-литокластические туффиты, в которых параллельно расположенные линзовидной и уплощенной формы обломки эффузивов создают параллельно-линзовую текстуру породы. В них величина пирокластических обломков достигает 0,9—1,3 мм. Однако линзовидная и уплощенная формы характерны для зерен размером 0,7—1,2 мм, тогда как более

мелкие обломки обычно обладают остроугольной, расплющенной или угловато-округлой изометричной формы.

Цемент в рассматриваемых отложениях поровый и составляет от 20 до 35% породы. Он представлен глинистым веществом, интенсивно пропитанным окислами и гидроокислами железа и в подчиненном значении кальцитом. В глинисто-железистом цементе в рассеянном виде содержатся мелкие (до 0,02 мм) зерна кварца. В некоторых случаях в глинистой массе удается установить наличие тонкочешуйчатой гидрослюды. Кальцит в основном заполняет отдельные участки и иногда доминирует в цементе (до 15% породы). Он в рассматриваемых породах замещает как обломочный материал, так и цемент ранней генерации.

Аутигенные минералы в туффоидах представлены хлоритом, окислами и гидроокислами железа, кальцитом, гидрослюдой, в редких случаях диккитом (?), альбитом, микроклином и, согласно А. Г. Коссовской (1963), формируются в стадию глубинного эпигенезиса.

По Н. В. Логвиненко (1968), эта ассоциация аутигенных минералов характерна для раннего метагенеза (зона пренит-пумпеллитовая).

Глава VI

ВТОРИЧНЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ ВЕРХНЕ-ДОКЕМБРИЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ

При изучении вещественного состава вулканогенных, вулканогенно-осадочных и осадочных пород (главы II—V) обращает внимание неодинаковая степень изменения первичных компонентов породы, зависящая от их положения в разрезе, вещественного состава текстурных и структурных особенностей.

Ниже дается оценка характера степени изменения пород по отдельным стратиграфическим интервалам (снизу вверх по разрезу).

СТАРОИГАРСКАЯ ТОЛЩА

Вторичные изменения пород староигарской толщи детально описаны при их петрографической характеристике (гл. II), и в данном разделе они приводятся в обобщенном виде (табл. VI). Как следует из изложенного выше фактического материала, этими изменениями обусловлено формирование зеленокаменных пород (по спилитам, туфобрекчиям и грубозернистым туфам) и зеленых сланцев (по средне- и мелкообломочным туфам и осадочным образованиям). При сходном составе вторичных минералов зеленокаменные породы от зеленых сланцев отличаются отсутствием или слабым проявлением рассланцовки. В отдельных случаях при изменении спилитов образуются вторичные кварциты. Зеленые сланцы представлены орто- и парасланцами, которые часто тонко переслаиваются и имеют резкие границы. Состав ортосланцев — хлорит-эпидот (цоизит-тремолит)-актинолитовый, а парасланцев — кварцевый и кварц-серицитовый. Эти сланцы часто при метаморфизме приобретают плойчатую текстуру.

Породы староигарской толщи претерпели интенсивные минералогические превращения (см. табл. VI), с которыми в большинстве случаев связано появление новых текстурных и структурных признаков, свойственных метаморфическим породам. Этим изменениям наиболее интенсивно подверглись мелкозернистые породы. Несмотря на метаморфические изменения, в спилитах и туфобрекчиях в отличие от зеленых слан-

Таблица VI

Типы метаморфических пород староигарской толщи и их минералого-петрографическая характеристика

Группа метаморфических пород	Исходные породы	Реликтовые структурные и текстурные признаки	Вторичные структурные и текстурные признаки	Парагенезис вторичных минералов
Зеленокаменные породы	Спилиты	Отчетливая порфировая, апогиалопилитовая, апоинтерсертальная, аповитрофировая структуры, миндалекаменная текстура	Грано-лепидо-нематобластовая, грано-лепидобластовая, сноповидная структуры основной ткани, пятнистая и сегрегационная (линзовидная и полосчатая) текстуры. Уплощенные миндалины в краевых частях отдельностей и связующей миндалефировой массе	Хлорит+тремолит (актинолит+ +эпидот) цоизит+альбит+лейкоксен+кварц+кальцит+сфен+пирит+биотит+зеленая роговая обманка+антофиллит (?)+серицит (2 М)
Зеленые сланцы	Туфобрекчии и грубозернистые туфы	Отчетливая обломочная структура, массивная и реже слоистая текстура	Грано-лепидобластовая и грано-лепидо-нематобластовая структуры в эффузивных обломках, гранобластовая структура цемента. Грубая рассланцовка	Хлорит+эпидот (цоизит+лейкоксен+сфен+альбит+кальцит+ +тремолит) актинолит+кварц+ +пирит
	Вулканокластические породы	Редко миндалекаменная текстура	Грано-лепидо-нематобластовая и лепидо-нематобластовая структуры. Микросланцевая и сегрегационная (полосчатая) текстуры	Тремолит (актинолит+эпидот) цоизит+хлорит+сфен+кварц+ +альбит
	Терригенные породы	Иногда слоистая текстура	Гранобластовая и грано-лепидобластовая структуры. Микросланцевая и сегрегационная (линзовидная, полосчатая) текстуры	Кварц+серицит+(2 М)+эпидот (цоизит+лейкоксен)+пирит
Вторичные кварциты	Спилиты	Редко миндалекаменная текстура	Гранобластовая структура. Сегрегационная (линзовидная и полосчатая) текстура. Слабая рассланцовка	Кварц+хлорит + эпидот+тремолит (актинолит)+пирит+сфен+ +лейкоксен+альбит

цев в той или иной степени сохранились реликты минералов и структурно-текстурные признаки, характерные для исходных пород. Лишь иногда при более глубоких минералогических изменениях эти признаки в краевых частях отдельностей и связующей миндалефировой массе спилитов почти полностью исчезают. Такие участки пород имеют лепидо-нематобластовую, грано-лепидо-нематобластовую, сноповидную структуры и сегрегационную (линзовидную и полосчатую), иногда также пятнистую текстуру.

Сохранность первичных структурных признаков в спилитах частично обусловлена Na — Si-метасоматозом кристаллической части пород, происходившим без сколько-нибудь существенных изменений объема кристаллов. При этом вновь образующиеся минералы (альбит и кварц) являлись устойчивыми в условиях последующего метаморфизма, захватывающего его зеленокаменную ступень. Na — Si-метасоматоз носил избирательный характер и продолжался в широком интервале времени. Он более интенсивно протекал в поверхностных частях эффузивных тел и на более дислоцированных участках пород. В мелкозернистых разностях, преобразованных в зеленые сланцы, в отличие от спилитов, грубозернистых туфов и туфобрекчий структурные признаки исходных пород полностью исчезают, и только в единичных случаях наблюдаются реликты текстурных признаков исходной породы. Эти образования приобретают лепидо-нематобластовую, грано-лепидо-нематобластовую, грано-лепидобластовую, гранобластовую структуры и микросланцевую сегрегационную текстуру.

Вторичные минералы, развивавшиеся по указанным вулканогенным породам, имеют одинаковый состав, который отличается от ассоциации метаморфических минералов в парасланцах. Необходимо указать, что соотношения метаморфических минералов, замещающих вулканогенные образования, несколько изменчивы и контролируются исходным составом и степенью метаморфизма пород. При этом первичный состав пород при определении состава метаморфических минералов порой может быть значительнее, чем степень метаморфизма (Винклер, 1969; Абдулла, 1967; Атертон, 1967; Батлер, 1967; Лик, 1967, и др.). Зависимость метаморфических минералов от исходного состава пород более наглядно проявляется на примере орто- и парасланцев (см. табл. VI) и менее заметна на спилитах.

Превращение пород в зеленые сланцы и зеленокаменные образования с указанным парагенезисом метаморфических минералов (см. табл. VI), по мнению многочисленных исследователей, происходит вследствие регионального метаморфизма низкой ступени — в пределах фации зеленых сланцев (Файф, Тернер, Ферхуген, 1962; Тернер, 1951; Вильямс, Тернер, Гильберт, 1957; Тернер, Ферхуген, 1961; Harker, 1932; Винклер, 1969; Елисеев, 1963; и др.). В пределах фации зеленых сланцев выделяются две субфации: 1) хлоритовая (Harker, 1932) или мусковит-хлоритовая (Тернер, 1951; Логвиненко, 1968), или альбит-эпидотовая (Packham, Crook, 1960), или кварц-альбит-мусковит-хлоритовая (Тернер, Ферхуген, 1961; Винклер, 1969) и 2) биотитовая (Harker, 1932; Коссовская, Шутов, 1961; Елисеев, 1963; и др.) или биотит-хлоритовая (Тернер, 1951), или кварц-альбит-эпидот-биотитовая (Тернер и Ферхуген, 1961; Винклер, 1969).

В работах Ф. Тернера и Дж. Ферхугена (1961), У. Файфа, Ф. Тернера и Дж. Ферхугена (1962) и Г. Винклера (1969) нижняя граница фации зеленых сланцев несколько расширена. Перечисленные авторы к фации зеленых сланцев отнесли кварц-альбит-эпидот-биотитовую (Тернер, Ферхуген, 1961) или кварц-альбит-эпидот-альмандиновую (Винклер, 1969) субфации, которые ранее Эскола и Тернером были выделены как самостоятельные эпидот-амфиболитовая (Eskola, 1925) или альбит-эпидот-амфиболитовая (Тернер, 1951) фации и были помещены между фа-

цией зеленых сланцев и амфиболитовой фацией. Разграничение фации зеленых сланцев и ее субфации наиболее четко прослеживается в пелитовых породах, «потому что именно в пелитовых породах более раннее появление биотита и затем альмандина отмечает определенные стадии прогрессивного метаморфизма» (Тернер, 1951). В глинистых породах «...присутствие же коричневого биотита или ассоциации мусковит — хлорита создает основу для выделения двух субфаций, более высокой и более низкой ступени метаморфизма соответственно» (Тернер, 1951).

Появление биотита в биотитовой субфации обусловлено возникновением реакции хлорита и стильпномелана с мусковитом, которая, согласно Ф. Дж. Тернеру (1951), Ф. Тернеру и Дж. Ферхугену (1961), Н. А. Елисееву (1963), Г. Винклеру (1969) и другим исследователям, происходит следующим образом:

мусковит + хлорит $\rightleftarrows$ биотит + хлорит + кварц + H_2O

стильпномелан + мусковит $\rightarrow$ биотит + хлорит + кварц

В других породах (вулканогенных, карбонатных и т. д.) граница между указанными субфациями имеет расплывчатый характер. По основным вулканогенным образованиям начало биотитовой субфации проводится по исчезновению стильпномелана (он переходит в биотит) и массовым появлением тремолит-актинолита и эпидот-цоизита в парагенезисе метаморфических минералов (Тернер, 1951; Тернер, Ферхуген, 1961; Винклер, 1969). Возрастание роли тремолит-актинолита и эпидота в условиях биотитовой субфации, согласно указанным выше авторам, происходит в результате возникновения следующих реакций:

хлорит + кальцит + кварц $\rightleftarrows$ актинолит + эпидот + CO_2 + H_2O.

Как указывает Тернер, «внутри самой фации зеленых сланцев имеется отчетливо выраженная тенденция к превращению актинолитовых сланцев в хлоритовые с меньшим количеством или полным отсутствием амфибола по мере понижения ступени метаморфизма, несмотря на то, что актинолитовые скопления иногда остаются устойчивыми даже при наиболее низких температурах метаморфизма» (Тернер, 1951). Аналогичного мнения придерживаются также Пекхем и Крук (Packham, Crook, 1960), которые подчеркивают отсутствие актинолита или только частичное его присутствие в альбит-эпидотовой фации регионального метаморфизма.

Учитывая, что для парагенезиса метаморфических минералов (см. табл. VI), развивающихся по основным вулканогенным образованиям, характерно значительное (порой превалирующее) содержание тремолит-актинолита и эпидот-цоизита, иногда сопровождающихся повышенной концентрацией сфена, можно предполагать, что метаморфизм пород староигарской толщи происходил в условиях биотитовой субфации фации зеленых сланцев.

Некоторые сомнения при отнесении метаморфизма пород староигарской толщи к биотитовой зоне изменения может вызвать отсутствие или очень слабое проявление биотита в рассматриваемых породах. Это кажущееся противоречие объясняется нехваткой K_2O при большом содержании хлорита в одних случаях (в основных вулканогенных образованиях) и отсутствием хлорита или стильпномелана при значительном количестве K_2O — в других (в кварцит-серицитовых и серицитовых парасланцах). Зависимость формирования биотита от количественных отношений между хлоритом и серицитом приводится в ряде работ. В частности, Н. А. Елисеев (1963) указывает, что в пределах биотитовой зоны при неблагоприятном соотношении хлорита и мусковита биотит иногда может совсем отсутствовать. В таких случаях в пределах биотитовой зоны появятся хлоритовые или серицитовые сланцы, устойчивые на высоких ступенях метаморфизма. Этим объясняется отсутствие биотита в орто- и парасланцах, а также в зеленокаменных породах староигарской толщи. Лишь в единичных случаях биотит встречается в зеленокаменно-метаморфизо-

ванных спилитах при повышенном количестве в них K_2O, на что указывает интенсивная серицитизация плагиоклазов.

Итак, ассоциация метаморфических минералов, наряду с вторичными структурными и текстурными признаками, характерными для метаморфических образований (микросланцеватость, плойчатость, сегрегационно-линзовидные и полосчатые текстуры, развальцевание, рассланцовка и т. д.), свидетельствует о термодинамическом характере метаморфизма, происходившем в условиях биотитовой субфации зеленых сланцев. Масштабы зоны метаморфизма, охватывающие образования староигарской толщи, трудно установить из-за отсутствия коренных выходов пород на больших площадях. Имеющиеся выходы пород староигарской толщи захватывают зону шириной в 5—7 км, которая по простиранию прослеживается на растоянии до 40—45 км.

Однако, учитывая, что вниз по разрезу и в направлении на запад степень метаморфизма наращивается, можно предполагать возможное расширение зон метаморфизма западнее р. Енисея на значительное расстояние. Выдержанность метаморфической фации по латерали и разрезу, как и сходство метаморфических пород толщи с образованиями фаций типа Барроу, также свидетельствует о возможном региональном характере метаморфизма.

Зеленокаменные изменения спилитов и грубообломочных образований в целом для толщи не сопровождались существенными изменениями их химического состава и больше относятся к метаморфическим, чем к метасоматическим. Это обстоятельство, а также тонкое переслаивание орто- и парасланцев, отличающихся различным составом, имеющих резкие границы, свидетельствуют об отсутствии больших перемещений компонентов и указывают на изохимический характер метаморфизма для толщи в целом (Добрецов, 1970). Несмотря на изохимический характер метаморфизма для толщи в целом, необходимо указать на имеющиеся случаи локального Na — Si-метасоматоза между пластами и участками пород внутри самой толщи. Интенсификация Na — Si-метасоматоза наблюдается на контактах эффузивных тел, на вмещающих эффузивные тела вулканогенно-осадочных и осадочных образованиях, а также иногда внутри дислоцированных эффузивов. Метасоматическими процессами вызвано частичное замещение кристаллической части спилитов кварцем и альбитом, возникновение (формирование) кварцевого цемента в туфобрекчиях, появление вторичных кварцитов в контактных зонах эффузивных тел, а также отложение тонких (1—1,5 см) яшмовидных прослоек у кровли эффузивных тел (Парк, 1963).

Итак, можно предполагать, что метаморфизм пород староигарской толщи обусловлен воздействием как динамотермального метаморфизма, так и Na — Si-метасоматоза (автометаморфизма спилитов), происходивших в условиях биотитовой субфации зеленых сланцев. Метаморфизм для толщи в целом носит изохимический характер, а в отдельных его участках — метасоматический.

ИГАРСКАЯ ТОЛЩА

Породы игарской толщи в результате пропилитизации претерпели изменения, приведшие к возникновению зеленокаменных образований и зеленых сланцев. В единичных случаях активное воздействие гидротерм и эксгаляций на туффоиды, вулканотерригенные породы и лапиллиевые туфобрекчии приводит к развитию вторичных кварцитов (метасоматитов). Особенности метаморфических изменений различных типов пород толщи детально освещены при их петрографической характеристике. В данном разделе они в обобщенном виде приведены в табл. VII.

Метаморфические изменения пород толщи происходили с разной интенсивностью, что прежде всего зависело от их гранулометрического

Таблица VII

Типы метаморфических пород игарской толщи и их минералого-петрографическая характеристика

Метаморфические образования		Исходная порода	Реликтовые структурные и текстурные признаки	Вторичные структурные и текстурные признаки	Парагенезис вторичных минералов
группа пород	тип пород				
Зеленокаменные породы		Подушечные спилиты	Отчетливая спилитовая, апоинтерсертальная, реже аповитрофировая структуры и миндалекаменная текстура	Лепидо-нематобластовая или грано-немато-лепидобластовая структуры основной ткани	Зеленый хлорит+сфен+лейкоксен+эпидот (цоизит+тремолит) актинолит+кальцит
	Метаморфизованные лавокластические породы	Фрагментированные пузыристые лавы, переходящие в гиалокластиты	Обломочная (кристаллолито-кластическая) структура, массивная текстура	Лепидобластовая структура литокластики, грано-лепидобластовая или лепидо-гранобластовая структуры цемента. Интенсивное развитие эпигенетических (крустификационных и регенерационных) каемок кварца, альбита, реже серицита. Слабая рассланцовка пород	Зеленый хлорит+серицит+кальцит+альбит+кварц+эпидот (цоизит+лейкоксен)+сфен
	Метаморфизованные туфобрекчии	Туфобрекчии и ксенотуфобрекчии	Обломочная (литокластическая, реже кристалло-литокластическая) структура, массивная или примитивно полосчатая текстура	Грано-лепидобластовая структура литокластики, лепидо-гранобластовая структура цемента. Интенсивное развитие эпигенетических (крустификационных, реже регенерационных) каемок кварца, альбита, эпидота, сфена, серицита. Грубая рассланцовка пород по слоистости	Зеленый хлорид (Mg—Fe)+альбит+кальцит+лейкоксен+сфен (анатаз)+эпидот/цоизит+серицит+кварц
		Псефитовые, гравийные и лапиллиево-гравийные туфы	Обломочная (литокристаллокластическая и кристалло-литокластическая) структуры, массивная в меньшей мере слоистая текстура	Интенсивное развитие эпигенетических (крустификационных и регенерационных) каемок альбита, кварца, эпидота, сфена, реже серицита. Сильная рассланцовка пород	Зеленый хлорит (Mg—Fe)+кальцит+эпидот/цоизит+серицит (2M)+лейкоксен+сфен (анатаз)+кварц+окислы железа+моноклинные амфиболы

	Метаморфизованные туфы	Псаммитовые туфы	Обломочная (кристалло-литовитрокластическая) структура, массивная текстура. Отдельные участки имеют микрослоистую текстуру	Лепидобластовая, иногда сноповидная структуры витрокластики. Интенсивное развитие эпигенетических (крустификационных) каемок кварца, серицита, титанистых минералов. Тонкая рассланцовка пород. Отдельные участки пород преобразованы в зеленые сланцы и имеют микрокристаллизационную текстуру	Зеленый хлорит (Mg—Fe)+серицит (2M)+кварц+альбит+ +сфен+лейкоксен+эпидот/цоизит+кальцит
		Агломератовые туффиты, переходящие в туфоконгломераты	Обломочная (кристалло-литокластическая) структура, массивная текстура	Лепидобластовая и немато-лепидобластовая структуры литокластики, лепидо-гранобластовая и гранобластовая структуры цемента. Интенсивное развитие эпигенетических (крустификационных и регенерационных) каемок альбита и кварца. Тонкая рассланцовка туфового матрикса	Зеленый хлорит (Mg—Fe)+альбит+кварц+кальцит+серицит (2 M)+лейкоксен
Зеленые сланцы	Серицит-хлоритовые микрокристаллические сланцы	Туффоиды	Витро-кристалло-литокластическая структура и четкая, градационная слоистость	Лепидобластовая и грано-лепидобластовая структуры и микросланцевая текстура. Интенсивное развитие эпигенетических (регенерационных и крустификационных) каемок кварца, альбита и серицита. Тонкая рассланцовка пород	Зеленый хлорит (Mg—Fe)+серицит (2 M)+бледнозеленый хлорит+альбит+кварц+кальцит
	Серицит-хлорит-карбонатные микрокристаллические сланцы	Вулканотерригенные породы (вулканомиктовые песчаники и гравелиты)	Обломочная (псаммитовая и псефитовая) структура, градационно-слоистая текстура	Лепидо-гранобластовая структура, микросланцеватая текстура. Тонкая рассланцовка пород	Зеленый хлорит (Mg—Fe)+кальцит+серицит (2 M)
Метасоматиты	Вторичные кварциты		Обломочная (псаммитовая, псефитовая) или кристалло-литокластическая структура, реже слоистая текстура	Микрогранобластовая, реже микролепидо-гранобластовая структуры, массивная или микросланцеватая текстура	Кварц+зеленый хлорит+кальцит+пирит+гематит+лейкоксен

Примечание. Минералы выделены в убывающем порядке.

состава. Чем мелкообломочнее породы, тем интенсивнее и глубже протекали процессы их метаморфических преобразований (как минералогические, так и текстурно-структурные). Вышесказанное хорошо подтверждается на примерах зеленых сланцев и зеленокаменных пород, а также при сравнении характера вторичных преобразований лапиллиевых агломератовых обломков с туфовым (пепловым) матриксом в туфобрекчиях. Зеленые сланцы, развивающиеся по алевро-псаммитовым, реже по гравелитовым туфам, туффоидам и вулканотерригенным породам, часто обнаруживают бластоалевро-псаммитовую структуру и реликтовую слоистую текстуру. Обломочный материал в них преобразован в грано-лепидобластовую или лепидобластовую массу, состоящую главным образом из зеленого хлорита, гидрослюды (2М), кальцита и небольшой примеси кварца, альбита и рудного минерала. В результате интенсивного развития кристаллизационной сланцеватости рассматриваемые породы приобретают микросланцеватую текстуру. При пропилитизации обломки порфиритов и стекла замещены волокнистым и чешуйчатым хлоритом и гидрослюдой. При этом гидрослюда (серицит?) в основном сосредоточена в краевых, наружных зонах обломков. Хлоритизированные и серицитизированные обломки пород и стекла частично замещены кальцитом, кварцем и альбитом. Кристаллическая часть пород, представленная почти исключительно плагиоклазом, альбитизирована (№ 0—10) и замещена эпидотом, кальцитом, серицитом, в меньшей мере хлоритом и лейкоксеном. Часть зерен плагиоклаза регенерирована альбитом.

Зеленокаменные породы, развивающиеся по гравелитовым туфам, туфобрекчиям, лавокластическим и эффузивным породам, по сравнению с зелеными сланцами метаморфизованы и рассланцованы менее интенсивно. Система трещин рассланцовки в них не такая густая. Минералогические и особенно текстурно-структурные преобразования в зеленокаменных породах в целом происходили относительно слабее, чем в зеленых сланцах. При этом необходимо указать, что в самих зеленокаменных породах глубина вторичных преобразований в разных фракциях кластики имеет неоднородный характер и также зависит от гранулометрического состава пород. Пепловый туфовый матрикс в туфобрекчиях и фрагментированных пузыристых лавах претерпел более интенсивные минералогические и текстурно-структурные изменения, чем обломки лапиллиевой и агломератовой фракции. Туфовая цементирующая масса в туфобрекчиях и лавокластических породах замещена более разнообразным комплексом аутигенных минералов (хлоритом, серицитом или гидрослюдой (2М), эпидотом, альбитом, кварцем, сфеном, анатазом, лейкоксеном и кальцитом). В отдельных случаях в незначительном содержании по ним развиваются волокна моноклинных амфиболов (тремолит-актинолит) и окислы железа. При этом характерно, что в перечисленной ассоциации вторичных минералов наряду с хлоритом и серицитом заметную роль играют также эпидот, альбит, кварц, сфен, анатаз. Последние в основной массе образуют эпигенетические (крустификационные) каемки вокруг обломочного материала и лишь небольшое их количество метасоматическим путем замещает хлорит и серицит. Туфовый матрикс рассматриваемых пород при метаморфизме часто приобретает грано-лепидобластовую структуру, при которой новообразованные минералы в своем развитии пересекают контуры обломочных зерен.

Лапиллиевые и агломератовые обломки туфобрекчий и фрагментированных пузыристых лав, в отличие от туфового матрикса, претерпели более однообразные и относительно слабые минералогические и текстурно-структурные изменения. Вследствие этих изменений мезостазис в обломках порфиритов замещается хлоритом (чаще тонкодисперсным), по которому иногда развиваются кальцит, альбит, кварц и серицит. Фенокристаллы плагиоклаза в результате деанортизации замещены

альбитом, кальцитом, в меньшей мере серицитом и хлоритом, а микролиты — альбитом и лейкоксеном. Вторичные минералы, замещающие лапиллиевые и агломератовые обломки, в отличие от таковых, развивающихся по туфовому матриксу, при своем росте унаследуют форму обломков и не пересекают их контуры. Указанные обломки, как и зерна алевро-псаммитовой фракции, часто оконтурены эпигенетическими каемками, сложенными кристаллическими альбитами, эпидотом, сфеном, анатазом, реже серицитом и кварцем. В результате метаморфизма лапиллиевой и агломератовой величины обломки теряют свою гиалиновую основу, но реликтовая микролитовая и порфировая структуры в них остаются в хорошей сохранности.

При характеристике степени метаморфизма вулканокластических пород нами учтены только те изменения, которые происходили по пирокластическому матриксу. Это ограничение проводится по той причине, что «чуждые» обломки, слагающие фундамент вулканической постройки в большинстве случаев еще до момента поступления в рассматриваемые образования, были затронуты более глубокими метаморфическими процессами. Учет минералогического состава и текстурно-структурных признаков «чуждых» обломков мог бы исказить действительную картину метаморфизма пород игарской толщи.

Эффузивные породы, представленные подушечными спилитами, при метаморфизме превращены в зеленокаменные породы. Стекловатый базис спилитов замещен зеленым хлоритом, по которому слабо развиваются тремолит-актимолит, эпидот, сфен, кальцит и лейкоксен. Лейсты и микролиты плагиоклазов (№ 0—5) в спилитах частично замещены кальцитом или пронизаны волокнистыми или игольчатыми кристаллами моноклинных амфиболов. При вторичных изменениях мезостазис спилитов приобретает лепидо-нематобластовую или грано-немато-лепидобластовую структуры. Зеленокаменноизмененные спилиты не обнаруживают следов вторичной рассланцовки. Последовательность выделения метаморфических минералов в зеленых сланцах и зеленокаменных породах с учетом порядка выполнения ими пор следующая:

зеленый хлорит → альбит + кварц + серицит → эпидот + сфен + моноклинные амфиболы → кальцит + пирит.

Помимо перечисленных выше изменений, в отложениях игарской толщи наблюдается будинаж даек диабазов и пласта вторичных кварцитов. В результате эти образования разобщены на отдельные линзовидные тела, вовсе отделившиеся или соединенные друг с другом «шейками».

Парагенезис метаморфических минералов и вторичные текстурно-структурные признаки пород игарской толщи, а также будинаж отдельных пластов и даек свидетельствуют о динамо-термальном характере метаморфизма рассматриваемых образований. Незначительное и непостоянное присутствие эпидота и особенно моноклинных амфиболов в составе вторичных минералов, представленных главным образом зеленым хлоритом, альбитом (№ 0—10), кальцитом, в меньшей мере — серицитом, свидетельствует о том, что минералогические изменения пород происходили в условиях среднетемпературной пропилитизации (Коржинский, 1961). Указанный парагенезис вторичных минералов от комплекса минералов, характерных для низкотемпературных зон пропилитизации, отличается полным отсутствием в составе таких компонентов, как основные плагиоклазы, цеолиты, адуляр и т. д., типичных для измененных пород.

Совпадение слоистости, кристаллизационной сланцеватости и рассланцовки свидетельствует о синхронности процессов регионального метаморфизма и формирования складчатых структур. По латерали среднетемпературные пропилиты игарской толщи в северном и южном направлении фациально замещены филлитами лудовской толщи, относящимися к хлорит-мусковитовой субфации фации зеленых сланцев.

ЛУДОВСКАЯ ТОЛЩА

Особенности метаморфических изменений исходных пород лудовской толщи детально освещены при описании их вещественного состава (гл. IV) и в обобщенном виде приведены в табл. VIII. Из изложенного фактического материала следует, что при метаморфизме исходные породы, представленные преимущественно вулканогенно-осадочными и вулканомиктовыми образованиями, преобразованы в кварц-серицит-хлоритовые, кварц-хлорит-серицитовые, кварцевые и серицит-кварцевые микрокристаллические сланцы (филлиты). Основные эффузивы при метаморфизме рассланцованы и превращены в зеленокаменные породы. Состав вторичных минералов в них аналогичен составу вмещающих филлитов. Кварцевые (мономинеральные) песчаники преобразованы в кварцитовидные песчаники, а алевролиты — в серицитово-кварцевые алевролитовые сланцы. В темно-серых филлитах вверх по разрезу отмечается появление и увеличение количества карбонатного материала. Микрокристаллические сланцы с заметно повышенным содержанием карбонатов часто образуют конкреционные тела.

Размеры индивидов метаморфических минералов достигают: у кварца до 0,04—0,06 мм, у серицита и хлорита до 0,09, реже до 0,1—0,13 мм. Преобладают кристаллы величиной 0,03—0,08 мм. Чешуйки и пластинки серицита, обладающие высоким двупреломлением (фиолетовые, синие

Типы метаморфических пород лудовской толщи

Метаморфические образования			Исходные породы (восстановленные)
группа пород	подгруппа	типы пород	
Зеленые сланцы		Зеленые кварц-серицит-хлоритовые микрокристаллические сланцы (филлиты)	Шальштейны, кристаллокластические туфы и туффиты
	Ортосланцы	Голубовато- и зеленовато-серые кварц - хлорит - серицитовые микрокристаллические сланцы (филлиты)	Шальштейны, кристалло-витрокластические туфы
		Желто-зеленые, вишнево-красные (пестроцветные) кварц-хлорит-серицитовые микрокристаллические сланцы (филлиты)	Шальштейны
	Парасланцы	Темно-серые кварц-серицит-хлоритовые, реже карбонат-серицит-хлоритовые микрокристаллические сланцы (филлиты)	Вулканомиктовые песчаники, алевролиты. В незначительном количестве туфовые известняки (?)
		Кварцитовидные и кварцито-песчаники, кварцево-алевритовые сланцы	Мономинеральные кварцевые песчаники, алевролиты
Зеленокаменные породы		Буровато-зеленые метаморфизованные (рассланцованные) основные эффузивы	Миндалекаменные андезито-базальты

Примечание. Минералы расположены в порядке уменьшения их количества в породе.

тона), рентгеноструктурным анализом определены как гидрослюда (2М), а хлорит — как магнезиально-железистый. Микрокристаллические сланцы, слагающие более 90—95% толщи, имеют грано-лепидобластовую, лепидобластовую, в меньшей мере лепидо-гранобластовую и гранобластовую структуры. В рассматриваемых филлитах широко развиты кристаллизационная сланцеватость и тонкая сегрегационная полосчатость, имеющие региональное развитие (прослеживаются вдоль р. Енисея на расстоянии более 100 км). При этом характерно, что кристаллизационная сланцеватость, сегрегационная полосчатость и слоистость в филлитах не совпадают.

Детальными петрографическими исследованиями (Гёлецян, 1969, 1970) восстановлена гетерогенная природа исходного материала в филлитах лудовской толщи. Вулканогенно-осадочная природа первичных пород установлена в зеленых, светло-серых с голубоватым и зеленоватым оттенком, пестроцветных филлитах, приуроченных к нижней части толщи, а осадочная — в преобладающей части темно-серых микрокластических сланцев. Соответственно с этим в филлитах можно выделить орто- и парасланцы. К парасланцам наряду с филлитами следует отнести кварцитовидные и кварцитовые песчаники, а также кварцевые алевролитовые сланцы.

Как показано в табл. VIII, типоморфные минеральные ассоциации в филлитах, развитые по псаммо-алевритовым (вулканомиктовым) и

Таблица VIII

и их минерально-петрографическая характеристика

Реликтовые структурные и текстурные признаки	Вторичные структурные и текстурные признаки	Парагенезис вторичных минералов
Кристаллокластическая, пепловая и шальштейновая структуры, параллельно-линзовая, тонкослоистая текстуры	Грано-лепидобластовая, лепидобластовая структуры и кристаллизационно-сланцеватая, сегрегационно-полосчатая текстуры	Магнезиально-железистый хлорит+серицит (2М)+ +кварц+гидробиотит
Шальштейновая, витрокластическая, кристалловитрокластическая структуры. параллельно-линзовая, тонкослойная текстуры	Лепидобластовая, грано-лепидобластовая структуры и кристаллизационно-сланцеватая, сегрегационно-полосчатая текстуры	Серицит (2М)+магнезиально-железистый хлорит+ +кварц
Шальштейновая, витрокластическая структуры, параллельно-линзовая и тонкослоистая текстуры	Грано-лепидобластовая, лепидобластовая структуры, кристаллизационно-сланцеватая, сегрегационно-полосчатая текстуры	Магнезиально-железистый хлорит+серицит (2М)+ +окислы и гидроокислы (?) железа+кварц
Алевро-псаммитовая структура, тонкослоистая, линзовидно-слоистая текстуры	Грано-лепидобластовая структура, кристаллизационно-сланцеватая, сегрегационно-полосчатая текстуры	Магнезиально-железистый хлорит+серицит+кварц+ +карбонаты+пирит
Алевро-псаммитовая структура	Конформно-регенерационная (бластоалевро-псаммитовая) структура	Кварц+серицит+хлорит
Микропорфировая, аподиабазовая, реже сидеронитовая и апопилотакситовая структуры, миндалекаменная текстура	Бластопорфировая, грано-лепидобластовая структуры	Серицит (мусковит)+ +кварц+хлорит+окислы титана и железа

вулканогенно-осадочным образованиям, однотипны. Это объясняется тем, что ассоциация вторичных минералов обусловлена наряду с интенсивностью метаморфизма, близким составом исходных пород. Основная масса серицита в филлитах развивается по плагиоклазу, масса хлорита — по вулканическому стеклу. Существующие генетические отличия между филлитами, развитыми по вулканомиктовым и вулканогенно-осадочным образованиям, проявляются при распределении малых элементов и органического углерода в породах. Перечисленные разновидности орто- и парасланцев переслаиваются в отложениях лудовской толщи.

Отложения лудовской толщи интенсивно дислоцированы, кливажированы и пересечены рядом разрывных нарушений. Они осложнены крутопадающими, иногда лежачими складками различных амплитуд (от сотен метров до первых метров), а также плойчатостью. Образование складок в некоторых случаях связано с подводнооползневыми явлениями.

Характерной особенностью метаморфизма пород лудовской толщи является однообразие минералогического состава и метаморфических структурно-текстурных признаков пород, выдержанных на больших площадях. Характерная минеральная ассоциация в орто- и парасланцах представлена серицитом, хлоритом, кварцем. Перечисленные структурно-текстурные особенности и минеральные ассоциации филлитов и зеленокаменных эффузивов позволяют отнести их к флоритовой (Harker, 1932) или мусковит-хлоритовой (Тернер, 1951; Логвиненко, 1968), или альбит-эпидотовой (Packham, Crook, 1960), или кварц-альбит-мусковит-хлоритовой (Тернер, Ферхуген, 1961; Винклер, 1969) субфации фации зеленых сланцев регионального метаморфизма.

Сходные образования Б. Я. Хорева (1966) выделяет в составе филлитовой фации, которую она помещает между фацией зеленых сланцев и эпигенезом. Филлитовая фация, согласно Б. Я. Хоревой и Б. А. Блюману (1966), относится к наиболее низким ступеням регионального метаморфизма.

Процессы регионального метаморфизма в отложениях лудовской толщи начинаются одновременно с формированием складчатых структур (в стадии частной инверсии геосинклинальной системы), но завершаются в более поздние этапы, на что указывает несовпадение кристаллизационной сланцеватости, полосчатости и слоистости в филлитах.

Четкость границ регионального метаморфизма низких ступеней определяется характером геологических границ.

ГУБИНСКАЯ ТОЛЩА

Постседиментационные изменения пород губинской толщи заключаются в том, что песчаники и крупнозернистые алевролиты преобразуются в кварцитовидные песчаники и алевролиты высокой твердости и крепости. Мелкозернистые алевролиты и алевролитовые аргиллиты изменяются в тонкорассланцованные породы, представляющие по существу метаморфизованные алевролиты и алевролитовые аргиллиты (алевролито-глинистые сланцы). Эти изменения сопровождаются преобразованием первичных текстурных и структурных признаков пород. Песчаники приобретают плитчатость, а метаморфизованные алевролиты и аргиллиты — сланцеватость. Более существенно изменяются первичные структуры мелкозернистых алевролитов и алевролитово-глинистых сланцев, которые приобретают бластоалевритовую, бластоалевропилитовую и лепидобластовую структуры. В песчаниках и крупнозернистых алевролитах обломочные структуры замещаются конформно-регенерационными, что вызвано массовым растворением обломочных зерен.

Эпигенетические (конформно-регенерационные) структуры формируются при массовом растворении, а иногда также при пластической деформации. Обломочные зерна характеризуются плоскими или удлиненными, конформными или выпукло-вогнутыми, инкорпорационными, в меньшей мере микростилолитовыми или сутурными типами контактов. Перечисленные типы контактов обломочных зерен развиваются при соприкосновении как минералогически однородных зерен (удлиненные, конформные, микростилолитовые), так и разнородных минералов, отличающихся разной сопротивляемостью к внутрислойному растворению (инкорпорационные, конформные).

Рассматриваемые типы контактов между обломочными зернами наблюдаются в зернистых породах, содержащих небольшое количество седиментогенного цементирующего глинистого вещества. При повышенных количествах последнего обломочные зерна характеризуются тангенциальным или «свободным» типом контактов зерен (Савкевич, 1965; Тейлор, 1950).

Наряду с растворением под давлением обломочные зерна подверглись воздействию механической деформации и частичной перекристаллизации. Механическая деформация обломочных зерен выражается в их катаклазировании с нарушением сплошности трещинами, иногда приводящими к полному расчленению зерен на отдельные части (турмалин, полевые шпаты и другие минералы). С пластической деформацией связано возникновение микротрещин, следы которых четко фиксируются в кварце в форме линейно расположенных скоплений пузырьков жидкости и газа (полоски Бёма), а также вееро- и дугообразных изгибов двойниковых швов в плагиоклазах и пластинок слюд (обесцвеченный биотит и мусковит). Наиболее широко механические деформации проявляются в виде микротрещин в кварце, впервые описанных в 1883 г. Бёмом (Böhm, 1883) и известных под названием «полосок Бёма». Механизм их образования описывается в работах Г. Г. Леммлейна и М. О. Клия (1952), которые установили, что они возникают путем переотложения вещества со стенок микротрещин, в результате чего последние залечиваются, и на их месте остаются только отшнурованные включения жидкости или газа. Эти полоски в некоторых случаях прослеживаются в регенерационных каемках кварца, сохраняя первичную ориентировку. Эпигенетическая природа «полосок Бёма» в измененных отложениях древних толщ Русской платформы обосновывается в работах А. В. Копелиовича (1965). И. М. Симанович (1963) при исследовании структурных дефектов кварца рассматриваемые образования (полоски Бёма) связывает с его пластической деформацией, являющейся результатом наложенных динамометаморфических процессов на первичнокристаллический кварц. Некоторые сходные особенности развития «полосок Бёма» в обломочном и регенерационном кварце позволяют рассматривать их как результат эпигенетических изменений обломочного кварца при формировании губинской толщи.

Перекристаллизация обломочного материала в рассматриваемых породах имела ограниченное развитие и происходила по отдельным зернам кварца и плагиоклаза. Перекристаллизованный кварц наблюдается в виде тонких гранулированных каемок в местах контакта его зерен. Перекристаллизация плагиоклаза особенно интенсивна на деформированных кристаллах и сопровождается процессами деанортитизации. Так, в обломках плагиоклаза, характеризующихся вееро- и дугообразным изгибанием двойниковых швов, в местах максимального изгиба зерно приобретает высокие интерференционные окраски и низкое светопреломление, что является результатом его альбитизации.

Кроме того, встречаются обломки кислых эффузивов и кремнистых пород, в которых также происходит раскристаллизация стекловатой

массы и кремнистого вещества. При каких условиях изменялись эти обломки, остается неясным. Растворение обломочных зерен под давлением, их механическая деформация и перекристаллизация интенсивно происходят в зернистых породах, содержащих небольшую примесь седиментогенного цементирующего вещества.

Наряду с перечисленными изменениями обломочный материал претерпел интенсивное минералогическое преобразование, вызванное разнообразными вторичными минеральными замещениями. Особенности вторичных замещений зерен обусловлены исходным составом обломочного материала и постседиментационными изменениями пород.

Необходимо указать, что минералогические преобразования обломочного материала обусловлены как постседиментационными, так и гипергенными изменениями. При этом, как справедливо отмечает А. В. Копелиович (1965), состав вторичных минералов, сформировавшихся в начальных стадиях постседиментационных изменений, аналогичен таковому при гипергенных изменениях.

Гипергенное преобразование обломочного материала приводит к глинизации полевых шпатов (гидрослюдизация и каолинизация плагиоклазов, микроклинов), к ожелезнению основных эффузивов и т. д. и охватывает незначительное количество вторичных минералов.

Постседиментационные минералогические преобразования обломочного материала более разнообразны. Эти изменения по отдельным минералам и обломкам пород происходили следующим образом (табл. IX).

Кварц при постседиментационных превращениях частично корродируется железистым (окислы и гидроокислы железа) и глинистым (гидрослюда — серицит) цементом, в некоторых случаях также кальцитом. Отдельные зерна кварца участками замещены гидрослюдисто-серицитовым веществом.

Особенности постдиагенетических изменений отложений губинской толщи. Зоны

Стадия эпигенеза	Этап эпигенеза	Изменение обломочного материала	
		минералы замещения	физические изменения
Начальная		Гидрослюда (1 М), сассюрит, пелит, хлоритизированный глауконит, гидроокислы железа, вермикулитоподобная слюда	
	Развитие хлорита, цеолитов, альбита	Хлорит, несдвойникованный альбит, шахматный альбит, кальцит, обесцвеченный биотит	Частичная перекристаллизация и растворение мелкообломочного материала под гравитационным давлением
Глубинная	Массивное растворение и регенерация породообразующих компонентов	Гранулированный кварцит, несдвойникованный альбит, кальцит	Механическая деформация, интенсивное растворение в местах контактов зерен при их сопряжении под воздействием гравитационного давления, частичная перекристаллизация

Плагиоклазы замещаются гидрослюдой (серицитом), соссюритом, альбитом, кальцитом, тонкоагрегатным альбит-кварцевым веществом, реже каолинитом и диккитом. В основном постседиментационные изменения плагиоклазов характеризуются серицитизацией и альбитизацией. В некоторых случаях вдоль трещин спайности по плагиоклазу развиваются хлоритизированный глауконит и гидроокислы железа.

Микроклин замещается «шахматным» альбитом. Возможно, что частично с постседиментационными изменениями связана и его пелитизация (побурение).

Обломки основных эффузивов в туффоидах интенсивно разложены. При девитрификации стекловатая масса полностью замещена тонкоагрегатным хлоритом и кристаллическим кальцитом.

Стекло в результате девитрификации замещается тонкочешуйчатым серицитом и светлой тонкоагрегатной массой (кварц-альбит?). Биотит обесцвечивается и, по-видимому, замещается гидромусковитом.

Минералогические изменения обломочного компонента в основном происходили под воздействием поровых растворов, характер которых в целом обусловлен исходным составом пород. Поровые растворы в начальных стадиях постседиментационных изменений имеют щелочный характер (Копелиович, 1965; Логвиненко, 1968), образуются такие минералы, как серицит, хлорит, кальцит и соссюрит.

В некоторых случаях минералогические преобразования обломочного материала происходят путем его перекристаллизации, интенсивно развивавшейся в деформированных зернах плагиоклазов и других минералов, а вторичные — в упрощении его минералогического состава. Эти изменения, приводящие к физико-химическому уравновешиванию обломочного вещества, согласно Л. В. Пустовалову (1940), А. Г. Коссовской (1957а) и Н. М. Страхову (1962), обусловлены как внутренними, присущими породе противоречиями, связанными со слож-

Таблица IX

постдиагенетических изменений выделены в понимании А. В. Копелиовича (1965)

Формирование эпигенетического цемента		Факторы эпигенеза	Контакты обломочных зерен
за счет сингенетического и диагенетического цемента	за счет обломочного материала		
Унаследованный состав гл. минералов (каолинит, гидрослюда). Слабая перекристаллизация, гидрослюдизация глинистого вещества, дегидратизация окислов железа	Образование гидробиотита и гидроокислов железа при разложении биотита и частично зеленой роговой обманки (?)	Поровые растворы. Давление	
Хлоритизация и гидрослюдизация глауконита. Дегидратизация гидроокислов железа, гидрослюдизация (серицитизация 1 М) глинистого вещества. Диккитизация и серицитизация каолинита	Образование гидрослюдисто-серицитового цемента при разложении и растворении обломочного (особенно мелкообломочного) вещества	Поровые растворы. Давление	
Гематитизация и гетитизация гидроокислов железа, серицитизация (мусковитоподобная) глинистого вещества	Образование регенерационного кварца, микроклина (без двойниковой структуры), альбита (с двойниковой структурой), роговикового кварца и кварц-серицитового вещества, кальцита	Давление. Поровые растворы	Удлиненные конформные, инкорпорационные, реже микростилолитовые

Таблица X

Особенности постседиментационных изменений отложений губинской толщи

Стадия и этап изменения	Тип пород	Исходные породы	Первичные структурные и текстурные признаки	Вторичные структурные и текстурные признаки	Парагенезис вторичных минералов
Глубинный эпигенезис — ранний метагенез	Кварцитовидные песчаники и алевролиты, очень плотно сцементированные песчаники	Олигомиктовые, мономинеральные, в меньшей мере аркозовые и гравелитовые песчаники и крупнозернистые алевролиты	Псаммитовая и алевритовая структуры, массивная, неясно-слоистая, реже косослоистая текстуры	Конформно-регенерационная крустификационная, в меньшей мере микростилолитовая структуры (структуры растворения). Плитчатость и слабая расслан-цовка	Кварц (регенерационный и роговиковый)+альбит+ +гидрослюда (1М и 2М)+ +гематит+гетит+микроклин+гидробиотит+диккит + хлоритизированный глауконит+кальцит+анатаз+рутил
	Метаморфизованные алевролиты и алевритовые аргиллиты (алевролитово-глинистые сланцы)	Алевролиты и алевритовые глины	Алевритовые и алевропелитовые	Бластоалевритовая, бластоалевропелитовая, лепидобластовая структуры. Микрослан-цеватая тонкоплитчатая текстура	
	Пропилиты	Пироксеновые базальтовые порфириты и туфоиды	Толентовая. интерсертальная, гломеропорфировая в эффузивах и обломочная в туффоидах	Апотолентовая, апонитерсертальная и в эффузивах	Альбит+хлорит+кальцит +гидрослюда

ным, реакционноспособным составом обломочных компонентов, так и противоречиями, существующими между вещественным составом породы в целом и теми термодинамическими условиями среды, в которые она попадает.

Стадийность изменения обломочных компонентов зернистых пород и смена факторов воздействия отражены в табл. IX и X.

Цемент в отложениях губинской толщи представлен окислами (гематит) и гидроокислами железа (гетит), глауконитом, гидрослюдой (серицитом?), кварцем, хлоритом, диккитом (?), серицитизированным каолинитом, альбитом и микроклином. Цемент формировался в результате постседиментационных изменений пород, обусловленных перекристаллизацией седиментационного и диагенетического цемента, разложением и растворением обломочных зерен с последующим переходом в цементирующую массу. Формирование отдельных компонентов эпигенетического цемента несет стадийный характер. Механизм и последовательность формирования цемента показаны в табл. X.

Седиментогенный и диагенетический цемент представлен гидроокислами железа, каолинитом, глинистым материалом и глауконитом, которые при эпигенетических изменениях преобразуются соответственно в гетит и гематит, диккит (?) и серицитизированный каолинит, гидрослюдисто-серицитовый материал, желе-

зистый мусковит и хлорит. Эти минералы образуют пленочный, реже поровый тип цементации.

Диккит (?) наблюдается в «запечатанных» порах между регенерационными каемками. Каолинит под давлением преобразуется в серицитизированный каолинит (Копелиович, Коссовская, Шутов, 1961). По мнению В. Д. Шутова и Т. В. Долматовой, диккит формируется при видоизменении каолинита без привноса вещества со стороны (Шутов, 1961, 1962).

Основная масса эпигенетического цемента образуется при разложении и растворении обломочного компонента, с чем связано возникновение гидрослюдисто-серицитового и кварцевого цемента. Частично эпигенетическая цементация возникает за счет большей пластичности одних обломков (глинистые сланцы, глинизированные полевые шпаты, эффузивы и т. д.) по отношению к другим (кварц, кварциты и т. д.). При этом обломки, характеризующиеся повышенной пластичностью, теряют обломочные контуры, приспосабливаясь к формам более устойчивых зерен, и частично в виде вытянутых языков заполняют поровые пространства.

Разложению и растворению обломочного материала с переходом в цементирующую массу в начальные этапы постседиментационных изменений подвергаются только мелкозернистые обломки, и лишь при глубоких изменениях (глубинный эпигенез — метагенез) — также и крупнозернистые.

Количество цемента и роль отдельных компонентов в нем в рассматриваемых породах весьма непостоянны. Повсеместное развитие в цементе пород имеют окислы и гидроокислы железа, регенерационный кварц и гидрослюдисто-серицитовый материал.

Минералогический состав эпигенетического цемента обусловлен исходным составом обломочных зерен и седиментационного цементирующего вещества и глубиной эпигенетического преобразования породы. Наблюдается следующая последовательность формирования цемента пород: окислы и гидроокислы железа, глауконит → гидрослюда → регенерационный кварц, кварц-серицитовые и кварцевые роговики, альбит, микроклин → кристаллический кальцит. Цемент имеет гетерогенную природу при некоторых структурных особенностях.

Окислы и гидроокислы железа встречаются почти во всех петрографических типах пород губинской толщи и участвуют в формировании пленочного и порово-пленочного типов цемента. Ими в основном плотно обрастают обломочные зерна кварца, полевых шпатов и других минералов с образованием цемента типа «железистой рубашки» в песчаниках и алевролитах; они тесно ассоциируют с глинистыми минералами (гидрослюда-серицит) в алевритово-глинистых сланцах и метаморфизованных алевролитах, а также частично развиваются по цементирующей глинистой массе песчаников и обусловлены возникновением отрицательных зарядов на поверхности песчинок при перемещении относительно их поровых растворов, характеризующихся положительным зарядом (Думанский, 1948; Яницкий, 1960).

Образование «железистой рубашки» вокруг песчинок, согласно исследованиям А. В. Думанского (1948), А. Л. Яницкого (1960) и др., представляется следующим образом. При соприкосновении песчинок с растворами на поверхности песчинок, представляющей границу раздела твердой и жидкой фаз, возникает отрицательный заряд, в то время как дипольные молекулы воды и растворенные в воде вещества, находящиеся в виде молекул, ионов, коллоидных частиц и суспензий, характеризуются положительным зарядом. В результате совместного нахождения в растворе противоположно заряженных частиц «на отрицательно заряженной поверхности песчинки адсорбируются положительно заряженные коллоидные частицы гидрата окиси железа, частич-

но алюминия, ионы Ca^{2+}, Mg^{2+}, K^{+}, Na^{+} и др.» (Яницкий, 1960, с. 185).

Иначе говоря песчинки кварца и других минералов и пород «являются адсорбционными катализаторами, которые могут осаждать, адсорбировать и наслаивать на себя выпадающие из растворов коллоидные частицы и суспензии» (Яницкий, 1960). Как показали исследования А. Д. Архангельского (1937), Н. М. Страхова (1954, 1962), Б. П. Кротова (1959), М. П. Нагорского, В. П. Казаринова (1967), Ю. П. Казанского (1960) и других авторов, гидроокислы железа образуются в стадию седиментогенеза путем осаждения суспензий, коллоидных и истинных растворов, приносившихся с суши, или в начальный окислительный этап диагенеза за счет перераспределения кларковых содержаний железа при частичном разложении и внутрислойном растворении железосодержащих минералов (Страхов, 1960; Копелиович, 1965; и др.) при невысоком исходном содержании в осадках органического вещества. Наличие в зернистых породах цемента типа «железистой рубашки» заметно замедляет и притормаживает постседиментационные изменения обломочных зерен. При эпигенетических изменениях гидроокислы железа переходят в гетит и гематит.

Глауконит, согласно работам Н. М. Страхова (1953, 1960), А. Г. Коссовской (1957а), А. В. Копелиовича (1961, 1965) и других исследователей, является диагенетическим минералом, образовавшимся в начальные окислительные стадии диагенеза. Он в отложениях губинской толщи встречается спорадически и в незначительных количествах, образуя мелкие светло-зеленые тонкоагрегатные зерна округлой формы (до 0,4—0,5 мм), или развивается вдоль трещин спайности по полевым шпатам. В ряде случаев глауконит в качестве цемента окаймляет терригенные зерна или заполняет отдельные поры. При эпигенетических изменениях глауконит замещается хлоритом и зеленовато-желтой тонкочешуйчатой гидрослюдой (железистый мусковит?).

Гидрослюдисто-серицитовый цемент широко развит в рассматриваемых породах и отличается генетической неоднородностью. Образование гидрослюдисто-серицитового цемента обусловлено как перекристаллизацией первичного глинистого вещества, так и разложением и растворением обломочного материала, особенно его мелкообломочной части, обогащенной полевыми шпатами. Для этого минералогического типа цемента характерна тесная пространственная связь с породами, содержащими повышенное количество аркозового материала. Основная масса гидрослюдисто-серицитового вещества оформлялась в стадию начального эпигенеза в результате разложения обломочного компонента и предшествовала появлению регенерационных кварцевых каемок. Гидрослюдисто-серицитовый цемент, образовавшийся в стадию начального эпигенеза, характеризуется пленочным типом цементации и располагается между «железистой рубашкой» и регенерационным кварцем, с которым имеет неровный контакт. В некоторых случаях чешуйки гидрослюды или серицита нарастают перпендикулярно к краям зерен или трещин и напоминают крустификационный тип цементации. Иногда при соприкосновении полевых шпатов и кварца в местах сопряжения контактов образуется гидрослюдистый цемент контактного типа, механизм образования которого показан А. Г. Коссовской (1967). Образование гидрослюдисто-серицитового цемента продолжалось также при более глубоких эпигенетических изменениях пород (этап глубинного эпигенеза по А. В. Копелиовичу) и, по-видимому, было в основном обусловлено процессами растворения полевых шпатов и кварца, обогащающих интерстиционные растворы необходимыми компонентами (K, Al, Si). В последнем случае они заполняют пространство между регенерационными каемками, частично замещая их, или заполняют отдельные поры, в которых чешуйки серицита (мусковита) развиваются перпендикулярно к стенкам пустот, выполненных

зачастую регенерационным кварцем. В некоторых случаях чешуйки серицита, заполняющие пространство между регенерационными каемками кварца, тесно срастаются с мелкозернистым кварцем, образуя серицитовые роговики, в которых серицит характеризуется более совершенной (мусковитовидной) структурой.

Если в начальном эпигенезе основная масса гидрослюдисто-серицитового цемента обусловлена процессами разложения и растворения в основном мелкообломочного материала под воздействием поровых щелочных растворов с их переходом в цементирующую массу, то в стадию глубинного эпигенеза основным фактором при их формировании является процесс интенсивного растворения обломочного материала, включающий также более крупнозернистую фракцию последних (Копелиович, 1965; Коссовская, 1957а, 1963).

Регенерационный и роговиковый кварцевый цемент. Новообразованный кварц в отложениях губинской толщи особенно часто встречается в олигомиктовых и мономинеральных кварцевых песчаниках и алевролитах, где слагает основной компонент цемента. Он реже распространен в аркозовых породах и почти полностью отсутствует в туффоидах. Аутигенный кварц встречается в виде регенерационных каемок, нарастающих на обломочные зерна, часто корродированные, претерпевшие механические деформации (трещины, микротрещины) и минералогические преобразования, а также в виде роговиковых агрегатов, которые заполняют поры между обломочными зернами или регенерационными каемками. Часто регенерационный и роговиковый кварц замещает хлоритовый (по глаукониту) и гидрослюдисто-серицитовый цемент ранней генерации, предшествовавшей формированию генерационных каемок кварца, и находится между последним и обломочными зернами. Они в свою очередь корродируются, замещаются серицит-гидрослюдистым цементом более поздней генерации, иногда срастаются с мелкозернистым кварцем, образуя кварц-серицитовый роговиковый цемент, размещенный между регенерированными зернами или в свободных порах, стенки которых иногда покрыты мусковитоподобной тонкочешуйчатой слюдой. В некоторых случаях аутигенный кварц заполняет трещины в полевых шпатах, залечивая последние.

При заметном количестве гидрослюдистого цемента регенерационные каемки приобретают прерывистый характер. Почти повсеместно развитие регенерационного и роговикового кварца сопровождается возникновением эпигенетических структур типа конформных, линейных, инкорпорационных, стилолитовых, обусловленных интенсивным растворением как мелкообломочного, так и более крупнозернистого терригенного материала. Оптическая ориентировка регенерационного кварца строго совпадает с ориентировкой обломочных зерен. В ряде случаев регенерационный кварц «загрязнен» многочисленными мелкими включениями жидкости и газов. Роговиковые агрегаты кварца, характеризующиеся мозаичной структурой, состоят из выделений неправильной, реже лапчатой формы, в которых иногда присутствует примесь мелкообломочного корродированного кварца и полевого шпата. Роговиковые агрегаты кварца, заполняющие поровые промежутки между регенерированными зернами, иногда корродируют регенерационный кварц и являются продуктом более поздней генерации. Максимальные концентрации аутигенного (эпигенетического) кварца присущи отложениям с высоким содержанием обломочного кварца, в которых обломочный материал хорошо отсортирован. По мнению А. Г. Коссовской (1957а) и А. В. Копелиовича (1965), такие породы содержат минимальные примеси глинистого вещества, которое не мешало соприкосновению зерен, приводящему к их активному растворению при повышении давления, и свободному перераспределению кремнезема.

Формирование аутигенного кварца является результатом активного растворения и, возможно, частичной перекристаллизации (при образовании роговиков) обломочного кварца и полевых шпатов, происходящей в стадию глубинного эпигенеза, на этапе массового растворения и регенерации кварца и полевых шпатов (Копелиович, 1965). Этот процесс повсеместно сопровождается широким развитием в породе конформно-регенерационных структур, напоминающих бластокристаллические структуры метаморфических пород.

Новообразованный альбит в рассматриваемых отложениях формировался на разных этапах глубинного эпигенеза. Он представлен двумя генерациями, отличающимися формой выделения и структурными особенностями. Альбит ранней генерации формировался в этап развития хлорита, цеолитов и деанортитизации плагиоклазов и развивался по плагиоклазу, образуя чистые кристаллы, лишенные двойниковой структуры. Видимо, с этим этапом связано возникновение «шахматного» альбита по микроклину. Альбит поздней генерации обусловлен процессами растворения обломочных зерен под давлением. Сформировался он в этап массового растворения и регенерации кварца и полевых шпатов, в стадию глубинного эпигенеза (по А. В. Копелиовичу, 1965) и в виде прерывистых лоскутных регенерационных каемок и наростов окружает дианортитизированные зерна плагиоклазов. Альбит поздней генерации, в отличие от альбита ранней генерации, часто характеризуется четкой двойниковой структурой, которая обычно совпадает с оптической ориентировкой двойниковой структуры регенерированных обломков плагиоклаза. Альбит поздней генерации в рассматриваемых отложениях имеет акцессорное значение и наблюдается в породах, характеризующихся повышенным содержанием аркозового материала и широким развитием конформно-регенерационных структур. Такой альбит полностью отсутствует в мономинеральных кварцевых песчаниках.

Новообразованный микроклин в виде прерывистых регенерационных каемок обрастает зерна обломочного микроклина или заполняет отдельные поры и интерстиции между регенерированными обломочными зернами. В некоторых случаях трещины в катаклазированных обломках микроклина залечены аутигенным полевым шпатом. Аутигенный калиевый полевой шпат, регенерирующий обломочные зерна микроклина, лишен решетчатой двойниковой структуры, характерной для обломочного микроклина. Оптическая ориентировка каймы совпадает с ориентировкой одной из систем микроклиновых двойников обломочного зерна. Возникновение аутигенного калиевого полевого шпата тесно связано с процессами растворения обломочного материала, интенсивно проявившимися в этап массового растворения кварца и калиевых полевых шпатов в стадию глубинного эпигенеза, поэтому наличие аутигенного микроклина почти всегда наблюдается в отложениях с повышенным содержанием калиевых полевых шпатов, претерпевших интенсивное растворение под давлением с возникновением конформно-регенерационных структур. Формирование аутигенного микроклина и альбита поздней генерации, по-видимому, происходило в близких интервалах или одновременно, при глубинном эпигенезе. Новообразованный микроклин, так же как и альбит поздней генерации, в отложениях губинской толщи присутствует лишь как акцессорный минерал.

Новообразования кальцита в отложениях губинской толщи встречаются в незначительном количестве. Приурочены они к аркозовым грубозернистым разностям. Исключение составляют туффоиды среднеосновного состава, в которых кальцит иногда служит одним из главных компонентов цемента. Кальцит в цементе пород губинской толщи представлен крупнокристаллическими сдвойникованными обра-

зованиями, которые заполняют поровые пространства в породе, а также образует псевдоморфозы по обломочным зернам и частично замещает цементирующее вещество пород всех вышеперечисленных минералогических разновидностей и генераций. Это свидетельствует о том, что кальцит в рассматриваемых породах в общем является минералом самой поздней генерации. Однако не исключено, что он частично формировался и в более ранние стадии изменения пород, когда образуются метасоматические заполнения в обломочных зернах, впоследствии оконтуренных регенерационными каемками кварца или при заполнении отдельных миндалин в обломках основных эффузивов и туффоидах. Выделению кальцита в некоторых случаях предшествовало формирование гидрослюдисто-серицитового вещества, которое заполняло ядра миндалин. В некоторых случаях полисинтетически сдвойникованный кальцит образует пойкилитовые участки в песчаниках.

Отложение кальцита в рассматриваемых породах происходило в начальный этап глубинного эпигенеза в результате дианортитизации плагиоклазов и хлоритизации обломков среднеосновных эффузивов и продолжалось в более поздние этапы.

Переработка кластогенных компонентов обломочных пород, подвергнутых интенсивному растворению и механической деформации, а также минералогические преобразования седиментогенного цементирующего вещества обусловливают существенную перестройку текстур и структур пород.

Постседиментационные изменения в губинской толще имеют стадийный характер. Каждая стадия определяется специфическим набором аутигенных минералов, а также структурно-текстурными признаками (см. табл. X).

Наиболее характерные и распространенные преобразования в отложениях губинской толщи выражены в следующем:

1. Глубокая переработка кластогенных компонентов обломочных пород, подвергнутых интенсивному растворению и механической деформации, а также частичной пластической деформации.

2. Широкое развитие в зернистых породах эпигенетических структур, представленных конформным, линейным, инкорпорационным, реже микростилолитовым типами контактов обломочных зерен при небольшом содержании седиментогенного цемента. Мелкозернистые алевролиты и алевритовые аргиллиты приобретают бластоалевритовую, бластоалевропелитовую и лепидобластовую структуры.

3. Замещение обломочных минералов альбитом, серицитом, соссюритом, хлоритом.

4. Глубокое минералогическое преобразование седиментогенного и диагенетического цементирующего вещества с преобразованием в гематит, гетит, диккит (?), серицитизированный каолинит, гидрослюду (1М и 2М), хлорит и ожелезненный мусковит.

5. Присутствие характерной ассоциации эпигенетических минералов цемента, формировавшихся при растворении обломочных зерен: регенерационный кварц, альбит, микроклин, а также кварцевый и кварц-серицитовый роковиковый цемент.

6. Появление плитчатости в песчаниках и сланцеватости в алевролитах и аргиллитах.

В результате перечисленных изменений песчаники приобретают кварцитовидный облик, а алевритовые аргиллиты превращаются в метаморфизованные породы типа алевритово-глинистых сланцев (см. табл. X).

Вышеперечисленные эпигенетические структурно-текстурные признаки и ассоциация вторичных минералов характерны для пояса глубинного эпигенеза — раннего метагенеза (Копелиович и др., 1961; Коссовская и др., 1963; Логвиненко, 1968).

Интенсивность вторичных преобразований пород губинской толщи помимо внешних факторов (давление, температура и т. д.) определяется их исходным составом, текстурно-структурными особенностями и коллекторскими свойствами (проницаемость и т. д.). При этом роль каждого из этих факторов меняется в широких пределах. Вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования, встречающиеся в составе толщи, изменены в стадию раннего метагенеза. Парагенезис вторичных минералов в них представлен хлоритом, альбитом и кальцитом при непостоянном присутствии гидрослюды. Отличительной особенностью этих изменений является полное отсутствие цеолитов (как в вулканитах, так и в осадочных породах) при массовой альбитизации плагиоклазов. Это обстоятельство при указанном составе вторичных минералов свидетельствует о том, что изменения вулканитов происходили в более глубинных условиях, чем цеолитовая фация, которая названными исследователями сопоставляется со стадией глубинного эпигенеза.

Кратко остановимся на некоторых отличительных особенностях постседиментационных изменений пород губинской толщи. Наряду с аутигенным кварцем, альбитом, гидрослюдой и т. д. в рассматриваемых отложениях встречается аутигенный микроклин. По мнению А. П. Копелиовича, А. Г. Коссовской, В. Д. Шутова (Копелиович и др., 1961) и Н. В. Логвиненко (1968), аутигенные калиевые шпаты в силу своей неустойчивости при интенсивном стрессе являются как бы «запрещенными» для стадии глубинного эпигенеза в геосинклинальных отложениях, тем более что интенсивное развитие в этих условиях диоктаэдрической гидрослюды и серицита не оставляет запаса калия для возможного формирования аутигенного ортоклаза и микроклина. Кроме того, в породах губинской толщи широкое развитие получили структуры растворения, что, согласно заключению М. М. Симановича (1966), также является признаком глубинного эпигенеза в платформенных условиях.

С другой стороны, большие мощности отложений, однородность их состава и следы катаклаза свидетельствуют о том, что осадконакопление губинской толщи происходило в геосинклинальных условиях. Такое противоречие, существующее между составом и строением толщи, с одной стороны, и характером метаморфизма — с другой, на наш взгляд, можно объяснить условиями формирования толщи в зоне перехода от платформенных областей к геосинклинальным и аллохтонным происхождением толщи.

ЗОНАЛЬНОСТЬ ВТОРИЧНЫХ ИЗМЕНЕНИЙ

Зональность вторичных изменений, обусловленная последовательной сменой термодинамических условий существования пород, в разрезах осадочных, вулканогенных и вулканогенно-осадочных толщ отмечена многими исследователями. Для докембрийских отложений Игарского района работа такого рода нами предпринимается впервые (см. табл. II). Здесь выделяется три зоны стадийного изменения пород, характеризующиеся определенным парагенезисом аутигенных минералов и вторичными структурно-текстурными особенностями. Смена зон сверху вниз по разрезу отражает усиление степени изменения пород.

Верхняя зона вторичных изменений отличается широким распространением коррозионных, конформно-регенерационных, в меньшей мере — крустификационных структур в песчаниках и крупнозернистых алевролитах. Мелкозернистые алевролиты и алевритовые аргиллиты в этих условиях приобретают бластоалевритовую, бластоалевропелитовую, реже лепидобластовую структуры. Текстурные преобразования пород менее значительны и подчеркиваются широким распростра-

нением плитчатости в песчаниках, микросланцеватости и тонкоплитчатости — в метаморфизованных мелкозернистых алевролитах и алевролитово-глинистых сланцах.

Парагенезис вторичных минералов в терригенных породах представлен кварцем, альбитом, гидрослюдой (1М, 2М), окислами железа, калиевыми полевыми шпатами. Эпизодически присутствуют кальцит, хлорит, серицитизированный каолинит, гидробиотит, диккит (?). В небольших количествах встречаются аутигенный анатаз и рутил. Названная ассоциация вторичных минералов и текстурно-структурных признаков позволяет судить о том, что степень изменений в верхней зоне находится на стадии глубинного эпигенеза — раннего метагенеза. Вулканиты в пределах указанной зоны пропилитизированы, их первичные минеральные ассоциации замещаются хлоритом, альбитом, кальцитом, реже гидрослюдой. Полное отсутствие цеолитов в составе этого парагенезиса свидетельствует о преобразовании рассматриваемых пород в условиях раннего метагенеза.

Интенсивность вторичных преобразований, помимо термодинамических условий существования пород, в значительной мере зависит от вещественного состава, структурных особенностей и проницаемости исходных пород. С увеличением проницаемости, удельной поверхности и неустойчивости состава исходного материала происходит интенсификация его минералогических преобразований. Это обстоятельство было причиной более глубокого минералогического преобразования мелкообломочного цементирующего вещества в песчаниках по сравнению с изменением аналогичной фракции в алевролитах и алевритовых аргиллитах.

Следовательно, интенсивность вторичных преобразований всех типов пород верхней зоны соответствует стадии глубинного эпигенеза — раннего метагенеза. Стадия раннего метагенеза А. Г. Коссовской и В. Д. Шутовым (1963) сопоставляется с пренит-пумпеллиитовой (Эсколы) или пумпеллиит-пренит-кварцевой (Винклер, 1969) фацией метаморфизма. В изученных нами разрезах только отложения губинской толщи изменены в условиях верхней зоны.

Вторая зона вторичных изменений характеризуется широким развитием бластических структур — в псаммитовых и более мелкообломочных породах и крустификационных, в меньшей степени регенерационных — в крупнообломочных (туфобрекчиях, псефитовых туфах). Бластические структуры представлены лепидобластовыми, гранолепидобластовыми и гранобластовыми разновидностями. В этой зоне большинство мелкообломочных пород нацело утрачивают первичные структурные особенности. В отличие от первой зоны здесь явления коррозии и конформизма имеют весьма ограниченное развитие. Впервые в этой зоне появляются и широко развиваются сегрегационная полосчатость и плойчатость при массовом развитии кристаллизационной сланцеватости. Породы здесь интенсивно рассланцованы. В результате перечисленных изменений мелкообломочные породы часто полностью теряют первичные текстурно-структурные признаки, и реконструкция их в таких случаях очень затруднительна.

Ассоциация вторичных минералов в этой зоне представлена магнезиально-железистым хлоритом, серицитом (2М), альбитом, кварцем и кальцитом. Впервые здесь (в незначительном количестве) появляются моноклинные амфиболы и эпидот. Во второй зоне полностью исчезают гидрослюда (1М), диккит. Наблюдается тенденция к постепенному замещению окислов железа пиритом, анатаза и рутила — сфеном. Породы, находящиеся в рассматриваемой стадии изменения, собраны в микроскладки, пересечены множеством мелких разрывных нарушений, а также кальцитовыми и кварцевыми прожилками. Как и в предыдущей зоне, здесь также интенсивность текстурно-структур-

ной перестройки пород обусловлена величиной удельной поверхности слагающих обломков. Перечисленный парагенезис вторичных минералов и текстурно-структурных особенностей указывает на соответствие этой зоны хлорит-мусковитовой субфации регионального метаморфизма.

Необходимо отметить, что если в целом указанные изменения в рассматриваемой зоне обусловлены термодинамическим метаморфизмом, то вблизи вулканических аппаратов и в околотрещинных зонах существенную роль приобретают поствулканические растворы. Под активным воздействием последних в околожерловых зонах вулкана интенсивно проявляются метасоматические процессы, приведшие к возникновению пропилитов. Согласно Д. С. Коржинскому (1961), поля пропилитизации приурочены к крупным тектоническим зонам, а процесс происходит на небольших глубинах. По мере удаления от вулканических центров воздействие восходящих постмагматических растворов ослабляется, происходит постепенная смена среднетемпературных пропилитов филлитами, относящимися к хлорит-мусковитовой субфации зеленых сланцев. В условиях второй зоны изменены отложения лудовской и игарской толщ.

Третья зона вторичных изменений, охватывающая отложения староигарской толщи, соответствует биотитовой субфации зеленых сланцев. Здесь происходили еще более ощутимые текстурно-структурные перестройки исходных пород. Первичные текстурно-структурные признаки осадочных и пепловых, частично также псефитовых вулканогенно-осадочных образований полностью стираются. Они в той или иной сохранности наблюдаются в туфобрекчиях и апогипокристаллических разновидностях эффузивов. Породы третьей зоны характеризуются широким развитием кристаллизационной сланцеватости, плойчатости и сегрегационной полосчатости. В отличие от второй зоны здесь сегрегационная полосчатость, помимо мелкообломочных пирокластических образований, развивается также по эффузивным породам.

Парагенезис метаморфических минералов в третьей зоне образован альбитом, кварцем, магнезиально-железистым хлоритом, кальцитом, сфеном, пиритом, моноклинными амфиболами, эпидот-цоизитом. Эпизодически встречаются мусковит (2M), биотит, зеленая роговая обманка. Для этой зоны характерно почти полное отсутствие окислов железа, анатаза, рутила, но существенное содержание тремолит-актинолита и эпидот-цоизита. В отличие от второй зоны в составе бластических структур здесь значительную роль приобретают грано-лепидонематобластовые разновидности, обусловленные интенсивной кристаллизацией моноклинных амфиболов и эпидот-цоизита. Прожилки, пересекающие породы, помимо кальцита и кварца, сложены также моноклинными амфиболами и эпидот-цоизитом. Вторичные изменения в пределах третьей зоны обусловлены как динамотермальным метаморфизмом, так и автометасоматозом.

Из вышесказанного следует, что в изученных нами отложениях интенсивность вторичных преобразований меняется от глубинного эпигенеза — раннего метагенеза до биотитовой субфации фации зеленых сланцев, и эти изменения имеют прогрессивный характер. Сочетание интенсивных пликативных и дизъюнктивных дислокаций с широким площадным развитием описанных зон метаморфизма свидетельствует о региональном термодинамическом характере вторичных изменений. Совпадение зон вторичных преобразований с границами литостратиграфических подразделений (толщ) и почти повсеместное совпадение кристаллизационной сланцеватости со слоистостью пород указывают на почти полное совпадение во времени вторичных преобразований и формирования складчатых структур.

Основные структурно-минералогические черты, характерные для каждой из выделенных зон, формировались в определенные фазы

тектогенеза, а глубина этих преобразований обусловлена интенсивностью и протяженностью соответственной фазы. Четкость границ зон вторичных изменений определяется характером геологических границ — согласным или несогласным залеганием разновозрастных толщ. Во многих случаях при наличии скачкообразной смены интенсивности вторичных изменений различных толщ это может быть использовано для восстановления скрытых несогласий и перерывов в процессе их накопления (Хаин, 1964). Окончательное химико-минералогическое уравновешивание систем в выделенных зонах происходит, по-видимому, при завершении складкообразования.

ВОЗРАСТ ВТОРИЧНЫХ ИЗМЕНЕНИЙ

К настоящему времени имеется несколько определений калий-аргоновым методом абсолютного возраста различных осадочных и вулканогенных пород верхнего докембрия Игарского района (Вотах, 1968). Ниже приводим результаты этих исследований в том виде, как это дается О. А. Вотахом (1968) (табл. XI).

Знаменательно, что, согласно полученным данным, эффузивы и туфобрекчии игарской толщи имеют более молодой возраст (669—776 млн лет), чем секущие их дайки порфиритов (887 млн лет). Такое противоречие, по В. Н. Крымскому (1965), вызвано тем, что глауконитовые совместно с вмещающими породами подвергались интенсивным динамометаморфическим и гидротермальным воздействиям, а порфириты, внедрившиеся значительно позже формирования самой игарской толщи, не несут на себе следов сколько-нибудь существенных изменений. По мнению названного исследователя, цифра абсолютного возраста 887 млн. лет соответствует или близка к действительной и может быть принята как верхний возрастной предел игарской толщи. Такое предположение в настоящее время подкрепляется результатами геологических и палеонтологических исследований, согласно которым чернореченская свита относится к среднему рифею, и, следовательно, возраст игарской толщи должен быть древнее 950 млн. лет.

С целью выяснения значений данных абсолютного возраста нами в изверженных породах докембрийских толщ района произведен дополнительный отбор образцов. Необходимо указать, что вторичные изменения в собранной коллекции образцов проявились с различной интенсивностью.

Определение абсолютного возраста собранной коллекции по валовому составу пород производилось в лаборатории геохронологии

Таблица XI

Возраст осадочных и эффузивных пород Игарского района по данным аргонового метода (Вотах, 1968)

Лабораторный номер	Порода, минералы	Место взятия образца	Содержание K, %	Ar^{40}/K^{40}	Возраст, млн лет
272	Глауконит	Игарская свита, г. Игарка, устье Игарской протоки	2,7	0,0447	669±33
273	Порфирит	Игарская свита, мыс Кармакулы	0,7	0,0620	887±44
274	Песчаник (микроклин+кварц)	Сухарихинская свита, р. Сухариха, 3 км выше устья	2,7	0,0356	550±27
275а	Песчаник	Там же	2,2	0,0368	563±29
275	Аркозовый песчаник	»	2,2	0,0390	596±30
739	Миндалекаменный базальт	Игарский профиль, скв. 3-Е-17	1,88	0,0534	776

ИГиГ СО АН СССР. Результаты калий-аргоновой датировки 10 проб приведены в табл. XII.

По мнению Л. В. Фирсова (сообщение № 539), полученные даты отвечают скорее всего моментам глубоких вторичных изменений пород, а не времени их образования.

В пользу такого предположения может свидетельствовать наблюдаемое несоответствие геологического положения рассматриваемых пород их абсолютному возрасту, а также некоторая связь, существующая между цифрами абсолютного возраста пород и их вторичными изменениями. Так, более интенсивно преобразованные эффузивы, присутствующие в староигарской (№ 4164, 4165), игарской (№ 4166), лудовской (№ 4171) и губинской (№ 4168, 4169) толщах, характеризуются относительно низкими значениями абсолютного возраста (400—500 млн. лет), чем секущие их дайки и интрузивы (№ 4162, 4163, 4167, 4170), слабо затронутые метаморфическими изменениями (600—700 млн. лет).

С другой стороны, обращает на себя внимание то обстоятельство, что в метаморфизованных породах интенсивность вторичных изменений не отражается на полученных значениях абсолютного возраста. Эффузивы, присутствующие в разновозрастных толщах и отличающиеся разной интенсивностью вторичных преобразований (от стадий раннего метагенеза до условий биотитовой субфации сланцев), характеризуются близкими величинами абсолютного возраста. Указанные обстоятельства при учете тесной связи вторичных изменений с формированием складчатых структур дают возможность провести параллель между значениями абсолютного возраста поздних орогенных движений и последней стадией глубокого вторичного изменения пород.

Иначе говоря, в интенсивно измененных породах значения абсолютного возраста, полученные калий-аргоновым методом, отражают не возраст формирования пород, а скорее всего время их последних глубоких вторичных преобразований, которые являются, вероятно, функцией поздней складчатости.

Указанную связь довольно четко можно проследить на примерах проб № 4164 и 4165, взятых из одного штуфа. Здесь участок

Таблица XII

Определения абсолютного возраста изверженных пород Игарского района по данным аргонового метода

Лабораторный номер	Порода	Место взятия образца	Содержание, K_2O, %	Возраст, млн лет	Предполагаемый геологический возраст (толща)
4164	Спилит	Левый берег р. Енисея в районе г. Игарки	0,69±0,02	483±14	Староигарская
4165	Спилит (сильный метасоматоз)	Там же	0,48±0,02	306±3	»
4166	Спилит (зеленокаменный)	Мыс Кармакулы	0,285±0,015	426±10	Игарская
4167	Диабаз (силл минимально измененный)	»	2,58±0,01	484±9	»
4162	Диабаз (силл)	Р-н р. Плахинского	0,15±0,02	690±35	Лудовская
4163	»	Там же	0,165±0,01	595±18	»
4170	Долерит (интрузия, силл)	Правый берег р. Енисея, р-он о-ва Мал. Медвежий	2,54±0,04	728±5	»
4171	Базальтовый порфирит (кальцитизированные эффузивы)	Там же	0,09±0,00	Более 500	»
4168	Базальтовый порфирит	О-в Мал. Медвежий	2,72±0,02	434±14	Губинская
4169	То же	»	2,25±0,01	404±10	»

породы (4165), подвергшийся более поздним изменениям, а именно Na — Si-метасоматозу, характеризуется более заниженной величиной абсолютного возраста, чем другой участок (4164), претерпевший более ранние изменения (автометаморфизм и термодинамометаморфизм).

Все вышесказанное относится только к образованиям, подвергшимся значительным вторичным изменениям.

Аналогичные явления (несоответствие геологического положения пород их абсолютному возрасту, определенному по аргоновому методу) ранее были отмечены в протерозойских магматических и метаморфических формациях Западного Таймыра (Равич, Чайка, 1962), Мамского района, Камчатки и других областей (Обручев, 1958). На Таймыре, по свидетельству М. Г. Равича и Л. А. Чайка (1962), любые породы, залегающие в пределах срединного протерозойского массива, вне зависимости от их геологического положения и характера метаморфизма, даже такие, как протерозойские гранитоиды, попадающие в гальку базальных конгломератов синия, и явно послесилурийские субщелочные гранитоиды дают одинаковые значения абсолютного возраста (с. 712).

Такое несоответствие геологического положения магматических и метаморфических пород их абсолютному возрасту они объясняют наложенными тектоническими процессами — поздними орогенетическими движениями, существенно воздействовавшими на исследуемые образования. Аналогичное мнение еще раньше высказывал С. В. Обручев (1958), считавший, что определение по аргоновому методу докембрийских горных пород дает в послепротерозойских геосинклиналях возраст значительно более молодой и чаще всего свидетельствующий о последней складчатости.

Если с позиции С. В. Обручева (1958), М. Г. Равича и Л. А. Чайки (1962) подойти к трактовке определенных значений абсолютного возраста в метаморфизованных эффузивах, то можно допустить, что последние складчатые (орогенетические) движения в Игарском районе происходили 400—500 млн. лет назад, ко времени завершения байкальской складчатости. По-видимому, именно с этими движениями связано окончательное химико-минералогическое уравновешивание систем в метаморфизованных образованиях.

Полученные выводы близки к результатам геологических наблюдений, свидетельствующих о том, что в Игарском районе завершение стадий байкальского тектогенеза в основном происходило в середине майского века, среднего кембрия (примерно 530 млн. лет) (Савицкий и др., 1967), но отдельные его отголоски продолжались до ордовика. В нижне- и ранне-среднекембрийских образованиях, согласно данным В. Е. Савицкого и др. (1967), следы тектонической активизации на данной территории фиксируются в виде серий угловых несогласий, перерывов в осадконакоплении, охватывающих значительные интервалы времени (до двух веков), резкого сокращения мощностей отложений и т. д. В позднем кембрии тектоническая активизация проявляется в виде оползневых движений (Марковский, 1963). На завершение байкальской складчатости в среднем кембрии указывал Н. С. Шатский (1932).

Е. В. Павловский (1956) считает, что завершение геосинклинального режима в Байкало-Саяно-Енисейской области связано с эпохой каледонской складчатости на изученных площадях в конце кембрия (салаирская фаза).

Итак, можно считать, что значения возраста метаморфизованных пород, установленного К/Ar методом, характеризуют собой время поздней тектонической активизации, существенно влиявшей на вторичные преобразования пород.

Глава VII

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ РИФЕЙСКИХ ТОЛЩ ИГАРСКОГО РАЙОНА

Вопросы реконструкции палеогеографических обстановок в ранне- (?) и среднерифейское время на данной площади до настоящего времени в литературе детально не рассматривались. На имеющихся палеогеографических картах (Демокидов и др., 1967; Келлер и др., 1968), построенных для обширных территорий и длительных отрезков времени, условия формирования позднедокембрийских отложений в Игарском районе показаны весьма схематично. Краткие сведения по отдельным сторонам проблемы мы находим также в работах Т. Н. Спижарского (1961), С. П. Микуцкого (1963), В. И. Драгунова и др. (1964), И. С. Грамберга (1967), А. М. Ивановой (1970), и др.

Различные, порой диаметрально противоположные взгляды указанных авторов на условия формирования рассматриваемых образований объясняются, на наш взгляд, слабой изученностью их вещественного состава, отсутствием единого мнения о стратиграфии верхнего докембрия в данном районе, а также фациальной изменчивостью отдельных толщ на коротких расстояниях.

Полученные в последние годы новые материалы по стратиграфии литологии и петрографии изученных отложений (Савицкий и др., 1967; Вотах и др., 1964; Гёлецян, 1968, 1969, 1970; Казанский и др., 1969) позволяют более детально подойти к решению вопросов палеогеографии в ранне- (?) и среднерифейское время в Игарском районе. На палеогеографических схемах, разработанных нами для различных толщ (или их частей) — староигарской, игарской, лудовской, губинской и чернореченской — показаны отдельные стадии развития бассейна седиментации в раннем (?) и среднем рифее, а также этапы вулканической деятельности, имевшей место в это время.

СТАРОИГАРСКОЕ ВРЕМЯ

Прежде чем перейти к выяснению условий формирования пород староигарской толщи, вкратце перечислим основные результаты, полученные при изучении ее вещественного состава. Они сводятся к следующим:

1. Спилиты в рассматриваемой толще тесно ассоциируют с нормально-осадочными и вулканогенно-осадочными образованиями. Нормально-осадочные породы, преобразованные в парасланцы кварцевого и кварц-серицитового состава, обогащены органическим веществом, которое присутствует в рассеянном виде или сконцентрировано в отдельных микропластках. Органическое вещество контролирует распределение пиритного железа, придает породе темно-серую или черную окраску. Нормально-осадочные образования формируют тонкие прослойки или маломощные слои с горизонтально-слоистой текстурой и залегают на неровной поверхности спилитов или переслаиваются с вулканогенно-осадочными образованиями.

Вулканогенно-осадочные породы имеют зеленую или серовато-зеленую окраску и образуют выдержанные по простиранию прослойки и слои, для которых характерны горизонтально-слоистая текстура и отчетливая сортировка. Окраска, а также отмеченные текстурные и структурные признаки вулканогенно-осадочных образований, по мнению Е. Ф. Малеева (1963), М. А. Петровой (1967), А. Г. Дзоценидзе (1965, 1969) и других исследователей, характерны для продуктов подводного вулканизма.

2. Широкое развитие шаровых и подушечных экзогенных текстур в спилитах, которое, по данным А. Н. Заварицкого (1946, 1961), А. Ритмана (1964), К. А. Андерсона (Anderson, 1933), М. А. Гиляровой (1959), Г. С. Дзоценидзе (1965, 1969) и других исследователей, возникает при подводном излиянии лав или при сползании основной лавы в водный бассейн. Причину появления шаровых и подушечных отдельностей А. Н. Заварицкий (1961) объясняет сфероидальным состоянием лавы, которая при соприкосновении с водой распадается на отдельные гигантские капли, окруженные слоем пара. Эти выводы подтверждаются экспериментальными данными (Гуринова, 1960); в ходе опыта струя расплава, близкого по составу к ультрабазитам, при погружении в воду распадалась на мелкие тела. К. А. Андерсон на о-ве Саван наблюдал случай образования пиллоу-лав в природных условиях при втекании наземных лавовых потоков в море. Наиболее детально условия и механизм образования шаровых лав даны в работе М. А. Гиляровой (1959).

3. Резко подчиненное содержание пирокластических образований в сравнении с лавовыми обусловлено слабой эксплозивной деятельностью вулкана в период формирования староигарской толщи. Такое соотношение эффузивных образований с пирокластическими характерно для многочисленных древних геосинклинальных отложений глубоких морей. Причину этого явления А. Ритман (1964), К. К. Зеленов (1967) и другие исследователи объясняют специфическими особенностями подводного вулканизма глубоководных зон. А. Ритман указывает, что уже на глубине 2000 м давление воды превосходит критическое давление паров воды, что исключает разделение газовой фазы, сопровождающейся взрывами *. В тех случаях, когда в глубоководных зонах бассейна происходит разделение газовой фазы, взрывы не сопровождаются выбросами пирокластического материала или количество последнего весьма незначительно (Зеленов, 1967). Отсутствие или незначительное содержание пирокластического материала в продуктах подводного вулканизма, происходившего в глубоководных условиях, в отличие от вулканизма наземного или мелководных зон, сопровождавшегося обильным поступлением пирокластического материала, К. К. Зеленов объясняет резким отличием физических свойств водной среды от атмосферы. По его мнению, водная среда тормозит расширение газов, в результате чего их максимальный объем и соответственно сила взрыва в глубоких слоях воды ограничена.

4. Смена спилитов в кровле толщи спилитизированными базальтами с несколько повышенной основностью плагиоклазов сопровождается повышением количества пирокластического материала в продуктах вулканизма.

Смена спилитов спилитизированными базальтами в вертикальном направлении, по мнению Г. С. Дзоценидзе (1969), обусловлена изменением глубины бассейна седиментации. По концепции Г. С. Дзоценидзе, спилитизация основных лав в морском водоеме может происходить только на больших глубинах, так как уменьшение давления морской воды может вызвать относительно быстрое выделение газов из лавы, и спилитизация будет иметь частичный характер или может совсем не проявиться. Д. С. Коржинский (1960, 1961, 1962) считает, что спилитизация, вызванная постмагматическими процессами, может происходить на глубине не менее 1 км. Из сказанного следует, что с увеличением глубины бассейна соответственно возрастает интенсивность спилитизации, в то время как содержание пирокластики в продуктах подводного вулканизма уменьшается.

---

* А. Р. Мак Бирней (Mc. Birney, 1963) считает, что образование эксплозивного пепла базальтового состава маловероятно на глубинах более 500 м.

Спилитизированные базальты сопровождаются значительным объемом пирокластического материала в кровле толщи.

Обобщая вышеизложенное, можно сделать некоторые выводы об условиях формирования староигарской толщи.

Образования староигарской толщи отлагались в водной среде, на что указывают подушечная и шаровая текстуры спилитов и их ассоциация с осадочными и вулканогенно-осадочными отложениями.

Вулканизм в рассматриваемое время имел подводный характер и происходил в глубоководных зонах бассейна. Об этом свидетельствуют горизонтально-слоистая текстура осадочных и вулканогенно-осадочных образований, хорошая сортировка и выдержанность мощностей в последних, низкий эксплозивный индекс (менее 5—10) вулканизма для толщи в целом, а также полная спилитизация основных лав в значительной части толщи. Судя по приведенным выше данным, бассейн седиментации при формировании значительной части толщи имел глубину не менее 0,5—2 км. Лишь в период формирования кровли толщи наблюдается некоторое уменьшение глубины бассейна, что вызывает относительно обильное поступление пирокластического материала и сравнительно слабую спилитизацию основных лав.

Контуры бассейна седиментации в рассматриваемый отрезок времени реконструированы по присутствию докембрийских эффузивов (спилитов), выявленных геофизическими наблюдениями, по материалам бурения и изучения коренных выходов. По данным В. И. Драгунова и Е. Б. Смирнова (1964), рассматриваемые образования в виде узкой зоны, шириной 50—80 км, прослеживаются с юга на север, северо-запад на расстоянии более 300 км. В южной части района выходы эффузивов тянутся до широты устья р. Курейки, а в северной ограничиваются Угдэкагирским блоком. Таким образом, бассейн седиментации при формировании староигарской толщи имел линейно-вытянутую форму (шириной более 50—80 км и протяженностью более 300 км) и характеризовался глубиной не менее 0,5—2 км. Береговая линия в восточном направлении в низовьях р. Енисея, по данным В. И. Драгунова (1964), проходит восточнее р. Енисея примерно на 30—50 км, а в западном — к западу от г. Игарки не менее чем на 20—30 км.

Полученные нами результаты хорошо согласуются с общепринятыми представлениями об условиях формирования спилито-диабазовых образований, согласно которым эти породы, являющиеся продуктом подводного вулканизма трещинного типа, отлагались в начальные стадии развития геосинклинального цикла на фоне общего прогибания бассейна (Stille, 1940; Хаин, 1964; Обуэн, 1967; Косыгин, 1970; и др.).

Некоторую активизацию эксплозивной деятельности вулкана в период формирования кровли толщи можно объяснить сменой трещинного типа вулканизма центральным. Вулканизм центрального типа происходил в подводных (относительно мелководных) условиях; вулканические аппараты были размещены на возникших подводных выступах, появление которых обусловливалось началом частной инверсии тектонического режима (Хаин, 1964).

Ниже вкратце остановимся на генезисе спилитов, поскольку формирование последних в какой-то мере зависит от условий среды осадкообразования. Как известно, генетические вопросы для спилитов, несмотря на многочисленные исследования в этом направлении, остаются одними из наиболее проблематичных и дискуссионных в области палеовулканологии. Наиболее полный перечень работ, посвященных генезису спилитов, можно найти в работах В. И. Лебединского (1964) и В. В. Велинского (1965). В настоящее время генезис спилитов объясняют с нескольких точек зрения.

1. Магматический генезис — W. Benson (1913); O. K. Wells (1922—1923); N. Sandius (1930); E. Lehmann (1941, 1952); K. Meriläinen (1961), M. Бетти (1963), Р. Дачатко, В. А. Полдерварт (1963).

2. Позднемагматический (автометасоматический) генезис — I. Flett and H. Dewey (1911); I. Gilluly (1935); А. А. Чумаков (1940); М. А. Гиляров (1941); Н. А. Заварицкий (1946, 1955); Г. С. Дзоценидзе (1948, 1965, 1969); Г. Д. Николс (1963) и др.

3. Метаморфический генезис — N. Sandius (1915); М. А. Усов (1925, 1935); Д. С. Коржинский (1962); Т. Барт (1965) и др.

Большинство исследователей спилито-диабазовые образования рассматривают как дериваты базальтовой магмы (Левинсон-Лессинг, 1931; Кузнецов, 1964; Wells, 1922, и др.).

Существующие разногласия между сторонниками различных гипотез касаются в основном источника натрия. В последнее время широкое распространение получила гипотеза «трансвапоризации», согласно которой обогащение магмы натрием происходит за счет поглощения магмой воды непосредственно из морского бассейна или же влажных осадков, в которых внедрялись основные лавы. Эта гипотеза, выдвинутая Р. О. Дэли (Daly, 1919), в настоящее время развивается Е. Садецки-Кардашем (1964, 1966). Г. С. Дзоценидзе в последних своих работах (1965, 1969) выдвигает новую гипотезу происхождения спилитов, которая занимает промежуточное положение между существующими гипотезами по этому вопросу. Он, как и сторонники гипотезы «трансвапоризации», источником натрия в спилитах считает морскую воду. В отличие от них Г. С. Дзоценидзе допускает, что обогащение магмы натрием в результате ассимиляции из морской воды может происходить также на некоторых глубинах земной коры. Однако возникновение из такой магмы спилитов, по мнению Г. С. Дзоценидзе, возможно только при автометаморфизме лав в глубоководных зонах бассейна, так как уменьшение давления морской воды может вызвать относительно быстрое выделение газов из лавы, очень слабую спилитизацию. На примере вулканогенных формаций Грузии он достаточно убедительно показал справедливость основных положений своей гипотезы, согласно которой спилитизация происходит не после излияния, а в самом очаге, еще до начала извержения, а в дальнейшем контролируется глубиной морского бассейна. Именно этой гипотезой наиболее успешно можно объяснить те особенности состава пород и строения разреза, которые наблюдаются в отложениях староигарской толщи.

Итак, учитывая весь вышеизложенный материал, можно сказать, что отложения староигарской толщи формировались в результате подводного вулканизма в глубоководных бассейнах. Для значительного периода времени вулканизм был трещинного типа и лишь в самые поздние его этапы сменился центральным типом вулканизма (рис. 6). Бассейн седиментации в рассматриваемый период имел линейно-вытянутую форму шириной более 50—80 км и по простиранию прослеживался на расстоянии более 300 км.

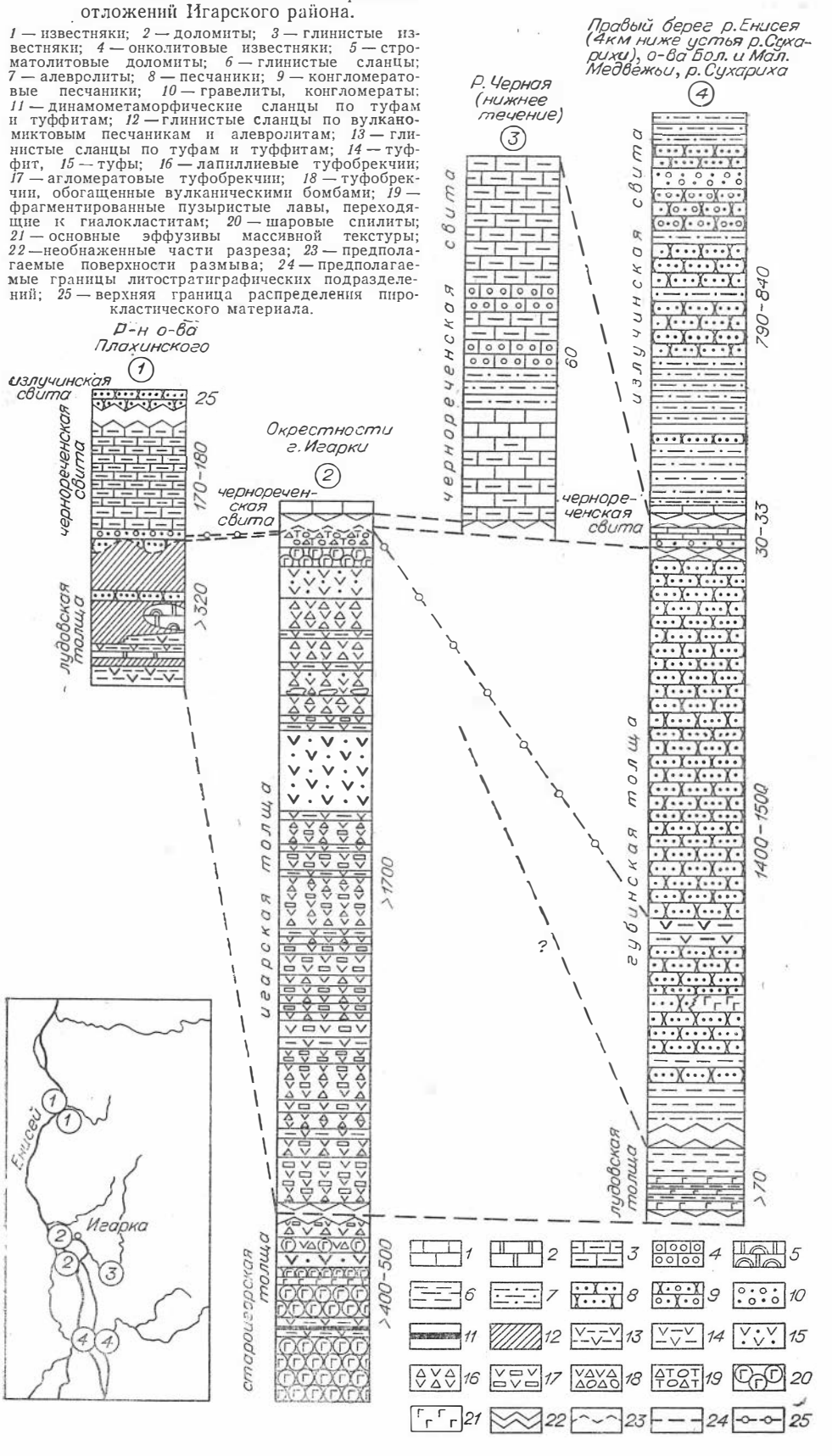
ИГАРСКОЕ И ЛУДОВСКОЕ ВРЕМЯ

В это время в районе г. Игарки формировалась мощная (более 1500 м) толща порфиритов, имеющая почти исключительно эксплозивное происхождение. Этот район был окружен зоной накопления тонкообломочного пеплового материала (рис. 7).

Для игарской толщи характерны следующие особенности состава и строения, которые дают возможность восстанавливать условия ее формирования.

Рис. 6. Схема сопоставления докембрийских отложений Игарского района.

1 — известняки; *2* — доломиты; *3* — глинистые известняки; *4* — онколитовые известняки; *5* — строматолитовые доломиты; *6* — глинистые сланцы; *7* — алевролиты; *8* — песчаники; *9* — конгломератовые песчаники; *10* — гравелиты, конгломераты; *11* — динамометаморфические сланцы по туфам и туффитам; *12* — глинистые сланцы по вулканомиктовым песчаникам и алевролитам; *13* — глинистые сланцы по туфам и туффитам; *14* — туффит, *15* — туфы; *16* — лапиллиевые туфобрекчии; *17* — агломератовые туфобрекчии; *18* — туфобрекчии, обогащенные вулканическими бомбами; *19* — фрагментированные пузыристые лавы, переходящие к гиалокластитам; *20* — шаровые спилиты; *21* — основные эффузивы массивной текстуры; *22* — необнаженные части разреза; *23* — предполагаемые поверхности размыва; *24* — предполагаемые границы литостратиграфических подразделений; *25* — верхняя граница распределения пирокластического материала.



1. Игарская толща сложена основными вулканогенными образованиями, в составе которых резко преобладают пирокластические породы. Коэффициент эксплозивности ($K_э$) рассматриваемой толщи равняется 95—97.

В составе пирокластических пород в значительном количестве (порой более 50%) присутствуют «чуждые» обломки. По размерности кластолитов в них выделяются глыбово-агломератовые, лапиллиевые туфобрекчии и ксенотуфобрекчии, в меньшей мере туфы. Среди вулканокластических образований периодически встречаются маломощные (1—5, реже до 10 м) прослои слоистых туффоидов и вулканомиктовых пород.

2. Снизу вверх по разрезу толщи происходит убывание количества «чуждых» обломков и уменьшение размерности кластолитов в пирокластических образованиях. В результате этого в указанном направлении ксенотуфобрекчии и эруптивные брекчии постепенно сменяются туфобрекчиями и туфами. У кровли толщи пирокластические породы сменяются подушечными спилитами и фрагментированными пузыристыми лавами, переходящими в гиалокластиты.

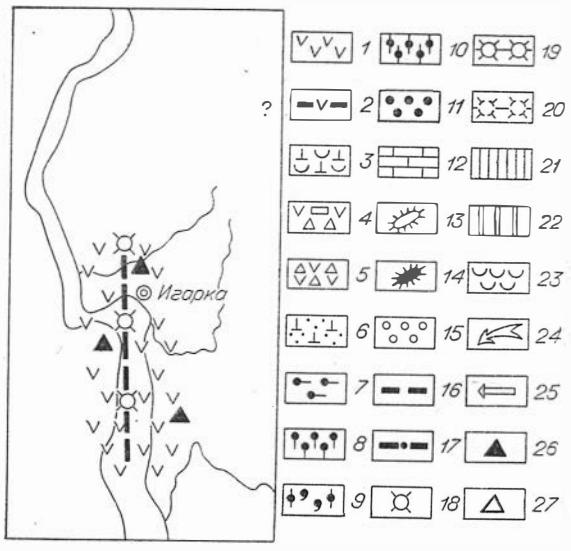


Рис. 7. Лито-палеогеографическая схема времени формирования староигарской толщи.

Усл. об. к рис. 7—11: *1* — излившиеся основные эффузивы; *2* — примерные границы распространения эффузивных (возможно частично дайковых) образований; *3* — фрагментированные пузыристые лавы, переходящие к гиалокластитам; *4* — вулканический агломерат; *5* — лапилли; *6* — вулканический песок и пыль; *7* — вулканомиктовые пески и алевролиты. *Пески: 8* — аркозовые; *9* — аркозово-кварцевые; *10* — олигомиктовые кварцевые; *11* — мономинеральные кварцевые; *12* — известняки; *13* — зоны развития рифовых массивов; *14* — рифы одиночные; *15* — примесь вулканического пепла к осадочной породе в количестве менее 25%. *Тектонические зоны, контролирующие: 16* — трещинный тип излияний; *17* — трещинный и центральный типы излияний. *Типы вулканов: 18* — подводные трещинного типа; *19* — надземные центрального типа (предполагаемые вулканы). *Типы пород в областях размыва древней суши: 21* — кислые изверженные и метаморфические породы; *22* — основные вулканогенные образования; *23* — области вероятного распространения коры выветривания в прошлом (по кислым изверженным и метаморфическим породам). *Направления сноса обломочного материала; 24* — главные; *25* — второстепенные. *Точки наблюдения: 26* — изученные автором; *27* — по литературным данным.

3. По петрографическим признакам толща разделена на три пачки (снизу):

1) глыбово-агломератовые, агломератовые, лапиллиевые туфобрекчии и ксенотуфобрекчии, туфы с маломощными прослоями туффоидов и вулканомиктовых пород. К основанию разреза приурочены резко выклинивающиеся слои агломератовых туффоидов и туфоконгломератов. Породы пачки имеют зеленую и зеленовато-серую окраску и обнаруживают заметную слоистость, обусловленную субпараллельным расположением уплощенных обломков пород фундамента вулканического аппарата. Обломочный материал слегка отсортирован по крупности кластолитов. Рассматриваемые отложения имеют ритмичное строение. Мощности горизонтов и слоев в них весьма невыдержаны. Мощность пачки около 1100 м;

2) лапиллиевые, в меньшей мере агломератовые туфобрекчии, обогащенные вулканическими бомбами, кристаллокластические туфы, реже туффиты с примесью метасоматических кварцитов красновато-бурого, красновато-черного цвета. Рассматриваемые породы имеют темно-зеленую окраску. Слоистость, сортировка обломочного материала и

ритмичность в отложениях толщи отсутствуют или проявлены очень слабо. Мощность пачки более 400 м;

3) спилиты и породы, переходные от пузыристых фрагментированных лав к гиалокластитам. Спилиты имеют подушечную текстуру. Мощность пачки более 65—75 м.

4. Туфогенный комплекс игарской толщи имеет ритмичное строение (см. рис. 2). В нем нами выделены 11 крупных микроритмов, в свою очередь состоящих из нескольких (до 6) мезоритмов. Укрупнение кластолитов происходит в центральных частях ритмов. Границы макроритмов проводятся по маломощным прослойкам (1,5, реже до 10 м) слоистых туффоидов и вулканомиктовых пород. В средней части туфогенного комплекса наблюдается наращивание мощностей макро- и мезоритмов.

5. По направлению на запад (юго-запад), наряду с увеличением мощностей горизонтов и слоев туфобрекчий, происходит также укрупнение пирокластического материала. Мощности слоев туффитов и перемещенного туфового материала возрастают в диаметрально противоположных направлениях по сравнению с мощностями туфобрекчий.

6. Ореол распространения агломератовых и лапиллиевых туфобрекчий имеет близкую к кругу форму диаметром до 20 км. Образованиям игарской толщи свойственно ограниченное площадное распространение.

Из приведенного выше фактического материала видно, что формирование игарской толщи происходило под воздействием интенсивных и длительных вулканических процессов. Вулканическая деятельность в рассматриваемое время проявлялась в различных формах, а продукты извержения отлагались в разных условиях. Наиболее существенные смены типов вулканизма и среды осадконакопления при образовании игарской толщи зафиксированы трижды. Они находили свое отражение в формировании пачек, отличающихся вещественным составом, текстурными признаками, окраской пород и т. д.

Первый этап извержения, во время которого отлагалась нижняя пачка толщи, характеризовался большой эксплозивной деятельностью. Вулканизм проявлялся в субаэральных или мелководных условиях и имел цикличный, пульсационный характер. Вулканические аппараты были размещены на островах. Судя по зеленоватой или зеленовато-серой окраске пород, их грубой слоистости, заметной сортировке кластолитов по крупности, ритмичному строению разреза и периодическому появлению в них прослоек слоистых туффоидов и вулканомиктовых образований, породы пачки отлагались в водной среде на склоне вулканических конусов. Последнее обстоятельство подтверждается также наличием в основании разреза образований аллохтонной фации, состоящей из глыбово-агломератовых туффитов и туфоконгломератов, которые фациально замещаются отложениями автохтонной фации. При этом мощности их резко возрастают в противоположных направлениях.

Если сортировка обломочного материала, слоистость, ритмичность и светлая окраска отложений, наличие слоистых туффоидов и вулканомиктовых пород указывают на водные условия накопления продуктов извержения (Малеев, 1963; Коптев-Дворников и др., 1967, и др.), то резкая фациальная изменчивость и невыдержанность мощностей, а также огромный объем вулканокластики говорят о наземном (или мелководном) типе вулканизма (Малеев, 1963; Ритман, 1964; Петрова, 1967; Зеленов, 1967, и др.).

Совпадение указанных признаков дает основание предполагать островной тип извержения, когда вулканические конуса слегка возвышались над уровнем моря или находились на малых глубинах. При этом основная часть вулканитов отлагалась в водной среде.

Значительный объем (местами более 60—70%) «чуждых» обломков в составе вулканокластики и крупные (до 0,8 м) размеры кластики свидетельствуют о катмайском, плинианском или ультравулканском типах извержений во время формирования нижней части игарской толщи. Вулканизм носил исключительно эксплозивный характер и сопровождался катастрофическими взрывами.

Второй этап извержений, при котором формировалась средняя пачка, как и предыдущая, отличается исключительно эксплозивным вулканизмом. Однако в его продуктах содержание обломков фундамента вулканического аппарата незначительно. Вулканизм в это время имел наземный островной характер и происходил на фоне движений земной коры положительного знака, в результате чего значительная часть вулканических конусов (островов) возвышалась над водным бассейном. В такой обстановке образования околожерловой фации отлагались в наземных условиях. Полученные выводы хорошо подкрепляются особенностями строения, состава, текстурно-структурных признаков и окраской пород пачки. Темная окраска пород, наличие бомбовых горизонтов, отсутствие или очень слабое проявление слоистости, сортировки кластолитов и ритмичности строения свидетельствуют о накоплении рассматриваемой пачки в субаэральных условиях (Малеев, 1963; Коптев-Дворников, 1967; Петрова, 1967; Pettijhon, 1949). Характерно отсутствие слоистости как в туфобрекчиях, так и в крупнообломочных туфах.

Судя по продуктам извержений, вулканизм в рассматриваемый этап был ближе к стромболианскому или вулканскому типу.

Третий, заключительный этап вулканизма протекал на фоне опускания участков земной коры совместно с вулканическими постройками. Вулканизм не сопровождался эксплозиями, а характеризовался спокойными излияниями основных лав, в результате которых формировались подушечные спилиты и фрагментированные пузыристые лавы, переходящие в гиалокластиты.

Широкое развитие шаровых и подушечных отдельностей в спилитах III пачки и наличие фрагментированных пузыристых лав, переходящих в гиалокластиты, согласно исследованиям А. Ритмана (1964), Е. Ф. Малеева (1963), В. С. Коптева-Дворникова (1967), А. Н. Заварицкого (1961) и ряда других авторов, могут быть критериями, свидетельствующими о формировании последней в водной среде. Ассоциация гиалокластитов (палагонитовые брекчии) с пиллоу-лавами и их пространственная связь указаны в работах А. Ритмана, В. С. Коптева-Дворникова и других исследователей. По мнению названных исследователей, формирование гиалокластитов происходит путем раздробления гиалобазальтов, в том числе стекловатых корок пиллоу-лав, при быстром остывании базальтового потока в подводных условиях. Они считают, что подушечные спилиты и гиакластиты могут образовываться как в случае подводного излияния, так и при наземном вулканизме при сползании лавового потока в водный бассейн.

Учитывая, что к началу вулканизма третьего этапа уже существовали возвышающиеся над уровнем моря острова, на которых были размещены вулканические аппараты, можно предполагать, что породы, входящие в состав III пачки, возникли при сползании основной лавы по склонам вулканического аппарата в водный бассейн. Вулканическая деятельность при формировании III пачки была ближе к гавайскому типу, при котором происходит только спокойное излияние основных лав.

По данным В. И. Влодавца (1959), лапилли при взрывах переносятся на расстояние не более нескольких десятков, глыбы — нескольких километров, а грубообломочный материал (Устиев, 1961) — не более чем на 1—2 км. Приведенные цифровые данные с учетом грубо-

обломочного состава вулканокластики, а также присутствия шаровых спилитов и фрагментированных пузыристых лав, переходящих в гиалокластиты в составе толщи, указывают, что породы игарской толщи отлагались в околожерловой зоне вулканических центров. Эти выводы подкрепляются фактом локального площадного развития пород игарской толщи, ореол распространения которой имеет близкую к кругу форму с диаметром окружности до 20—30 км. Судя по наращиванию мощностей и укрупнению размерности вулканокластики, происходящим в западном и юго-западном направлении, можно предполагать, что центр извержений был расположен в нынешнем русле р. Енисея вблизи г. Игарки. Образования, синхронные игарскому вулканизму, сформировавшиеся в промежуточной или удаленной зонах вулкана, известны в районе Плахинских и Медвежинских островов, где они входят в состав лудовской и губинской толщ. Предполагаемые вулканические очаги центрального типа, возможно, существовали также в районе Плахинского острова и за пределами района. Вулканические центры расположены линейно вдоль тектонически ослабленной Енисейской зоны разломов.

Возникновение таких вулканических очагов центрального типа и связанных с ними мощных толщ вулканогенно-осадочных пород обусловлено, по-видимому, инверсией тектонического режима во вторую стадию развития геосинклинального прогиба (Заварицкий, 1961; Малеев, 1963, и др.). В. Е. Хаин (1964) называет ее предорогенной.

Генезис пород лудовской толщи (рис. 8) имеет многие общие черты с условиями формирования игарской, что, прежде всего, обусловлено их синхронностью и единым источником поступления вулканогенного материала. Во время формирования лудовской толщи происходило накопление преимущественно мелко- и тонкообломочных туфов и туффитов и вулканомиктовых алевро-псаммитовых осадков. Разница в строении и составе игарской и лудовской толщ обусловлена тем, что первая формировалась в непосредственной близости, а вторая — на некотором удалении от вулканических очагов.

Вулканогенные и вулканогенно-обломочные породы толщи представлены мелко- и тонкообломочными кристаллокластическими и витро-кристаллокластическими туфами и туффитами (преимущественно шальштейнами), реже эффузивами основного состава, которые залегают в нижней части толщи. Туфы и туффиты отличаются четко выраженной тонкой, градационной слоистостью, ритмичным, микроритмичным строением, хорошей сортировкой по крупности пирокластических частиц и зеленой и серой окраской пород. Рассматриваемые образования отличаются выдержанностью мощностей.

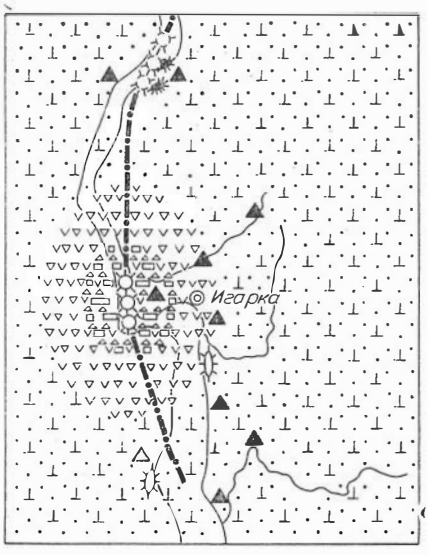


Рис. 8. Лито-палеогеографическая схема времени формирования низов и середины игарской и лудовской толщ.

2. Осадочные породы представлены терригенными, в меньшей мере карбонатными и смешанными образованиями, главным образом приуроченными к верхней половине разреза. Терригенные породы сложены алевролитами и песчаниками, в составе которых выделяются вулканомиктовые и мономинеральные кварцевые разности. Вулканомиктовые алевролиты и песчаники сложены обломками нижележа-

щих основных вулканогенных и вулканогенно-обломочных пород. Мономинеральные кварцевые песчаники, отличающиеся более совершенной окатанностью зерен, чем вулканомиктовые, встречаются изредка в виде единичных прослоев. В них встречены зерна глауконитов.

3. Появление знаков ряби и волнения на поверхностях напластования кварцевых и вулканомиктовых песчаников и алевритов при повсеместных подводно-оползневых движениях.

4. Карбонатные породы представлены линзовидными, выклинивающимися телами строматолитовых доломитов и их конгломератов, приуроченных к горизонтам вулканомиктовых пород. В верхней части толщи встречаются также отдельные прослойки и конкреционные тела известняков.

5. Как вулканомиктовые песчаники и алевролиты, так и терригенно-карбонатные и хемогенно-карбонатные отложения в незначительном количестве содержат пирокластический материал, имеющий послойное распределение.

6. Ритмичное чередование вулканогенно-обломочных пород с осадочными, обусловленное цикличным (пульсационным) характером поступления пирокластического вещества в бассейн седиментации, и постепенное уменьшение его количества вверх по разрезу вплоть до полного исчезновения. В рассматриваемой толще широко развиты флишоидная ритмичность и градационная слоистость вулканогенно-обломочных, а также, видимо, терригенных отложений.

7. Синхронность лудовской толщи с игарской и ее широкое географическое распространение. Она прослеживается вдоль р. Енисея на расстоянии более 250—300 км.

Из приведенного материала ясно, что при формировании лудовской толщи значительную роль играли вулканические процессы, в ходе которых поставлялся в больших объемах пирокластический материал, особенно во время формирования нижней ее части. Извержение в это время носило эксплозивный характер и происходило пульсационно. При этом по мере накопления осадков толщи наблюдается постепенное ослабление вплоть до полного прекращения вулканических процессов.

В периоды затухания вулканических извержений происходило массовое переотложение ранее накопившихся вулканогенных образований, в результате чего сформировались вулканомиктовые песчаники и алевролиты, относительно обогащенные органическим веществом, содержащие прослои и линзы строматолитовых доломитов и их конгломератов. Накапливались последние в мелководных участках бассейна, видимо, на подводных (частях) выступов.

Судя по тесной ассоциации вулканогенных и вулканогенно-обломочных образований с осадочными, а также учитывая четкую тонкослоистую структуру, ритмичное строение, фациальную выдержанность, хорошую сортировку и окраску туфов и туффитов, отложение последних происходило в водном бассейне.

Наличие в составе толщи прослоев и линз органогенных доломитов и хемогенных карбонатов, а также глауконитовых кварцевых песчаников при широком географическом распространении рассматриваемых отложений позволяет более определенно говорить о морском характере водоема. Значительное (до 0,5%) содержание $C_{орг}$, сопровождаемого пиритным железом в составе вулканомиктовых пород, свидетельствует о восстановительном потенциале донных вод на некоторых участках бассейна. Вместе с тем наличие карбонатов и мономинеральных кварцевых песчаников в составе толщи свидетельствует о том, что осадконакопление происходило в жарком или теплом климате.

Широкое развитие тонкой выдержанной слоистости в лудовской толще позволяет судить о спокойном, относительно глубоководном характере бассейна седиментации. Вместе с тем периодичное появление

таких текстурных признаков, как знаки ряби, волнения и борозды размыва совместно с линзовидными телами строматолитовых доломитов и их конгломератов дает основание предполагать, что в отдельные этапы формирования толщи бассейн имел неспокойный и мелководный характер.

Анализ терригенного материала свидетельствует о существовании двух источников сноса, коренным образом отличающихся друг от друга. Главный источник сноса, поставляющий в бассейн седиментации слабозрелый и окатанный вулканомиктовый материал, был сложен основными эффузивами, их туфами и туффитами, характерными для игарской и нижней части лудовской толщ. Это обстоятельство, совместно со слабой окатанностью зерен, позволяет предполагать размещение главного источника сноса в относительной близости от областей седиментации. Такими источниками сноса могли послужить возникшие к этому времени поднятия (острова), на которых происходил активный эксплозивный вулканизм.

Второстепенный источник сноса существовал в течение всего времени формирования лудовской толщи и поставлял высокозрелый материал (мономинеральные кварцевые пески). Судя по хорошей окатанности зерен последних, этот источник сноса находился на более удаленном расстоянии. Состав обломочного материала показывает, что вторая питающая провинция была сложена главным образом кислыми интрузивными породами и кристаллическими сланцами (гнейсами).

Роль второстепенного источника сноса при поставке обломочного материала весьма незначительна и несколько возрастает в эпоху формирования верхней части толщи, что подтверждается наличием прослоев мономинеральных кварцевых песчаников и алевролитов мощностью до 15 см, редко до 0,8—1,0 м.

Резюмируя сказанное выше, можно считать, что формирование лудовской толщи происходило в морском бассейне (на некотором удалении от действующих вулканов), дно которого характеризовалось интенсивно расчлененным рельефом. Последнее, вероятно, было связано с инверсионным развитием геосинклинального бассейна.

ГУБИНСКОЕ ВРЕМЯ

В губинское время условия осадконакопления существенно меняются. В эту эпоху происходит накопление преимущественно олигомиктовых песчано-алевритовых осадков (рис. 9). Отличительными особенностями их состава и строения являются:

1. Широкое географическое распространение пород губинской толщи.
2. Большие мощности (более 1500 м) и фациальное однообразие рассматриваемых отложений.
3. Обилие гидроокислов железа в цементе пород. В нижней половине толщи встречается глауконит.
4. Отложения губинской толщи представлены песчаниками, реже алевролитами, среди которых преобладают олигомиктовые разности.
5. Многочисленные следы ряби, косая слоистость, прибрежные валы, неясно слоистая или массивная текстура. Лишь в алевритовых аргиллитах, приуроченных к основанию толщи, наблюдается горизонтально-слоистая текстура.
6. Наличие микропропластики рудного вещества, особенно в верхней части толщи.
7. Присутствие в низах толщи вулканогенного материала, обособленного в виде отдельных выклинивающихся пластов эффузивов и слоев туфопесчаников и туффитов основного состава.

8. Снизу вверх по разрезу толщи происходит укрепление кластического материала и обогащение его кварцем, зерна которого в указанном направлении постепенно очищаются от первичных структурных дефектов. В этом же направлении происходит смена аркозовых пород сначала олигомиктовыми, а затем мономинеральными кварцевыми песчаниками и возрастание роли устойчивых акцессорных минералов (турмалин, циркон и т. д.) в тяжелой фракции.

9. Наличие конгломератового горизонта в основании чернореченской свиты, перекрывающей губинскую толщу.

10. Терригенный материал по степени зрелости и окатанности разделен на два минерально-петрографических комплекса, которые, как правило, встречаются совместно:

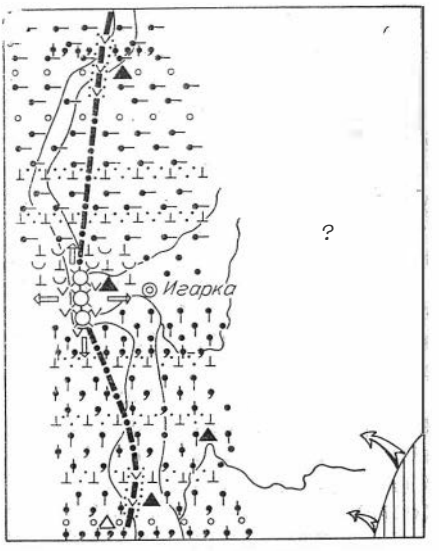


Рис. 9. Лито-палеогеографическая схема времени формирования верхов лудовской и низов губинской толщ.

а) относительно слабо зрелые и окатанные обломки ожелезненных основных эффузивов, метаморфизованных алевролитово-глинистых сланцев, кварц-серицитовых и серицитовых филлитов, кварцитовидных песчаников и алевролитов;

б) зрелые и относительно хорошо окатанные обломки, представленные кварцем, разложенными зернами плагиоклазов и микроклина, кварцитами, кремнистыми породами, а также кислыми вулканогенными породами (микрофельзиты, фельзит-порфиры, кварцевые порфиры, микропегматиты, аплиты, микрограниты, мирмекиты). Последние слагают основную часть пород губинской толщи, в то время как слабозрелые и окатанные терригенные обломки имеют резко ограниченное распространение и присутствуют в виде небольших примесей.

11. Первичные структурные дефекты кварца, наряду с включениями биотита и циркона, указывают, что источниками кварца служили интрузивные кислые породы (граниты, гранодиориты) и кристаллические сланцы (гнейсы).

12. Тяготение рассматриваемых образований к обрамлениям Сибирской платформы.

Приведенные данные позволяют сделать вывод о генезисе толщи. Губинская толща отлагалась в морских условиях, о чем свидетельствует ее широкое географическое распространение, выдержанность фаций на больших площадях, а также наличие глауконита в горизонтах.

Осадконакопление происходило в мелководно-прибрежной зоне морского бассейна, о чем свидетельствует ряд характерных текстурно-структурных признаков пород (грубозернистость осадков, следы ряби, косая слоистость, прибрежные валы и т. д.) и господствующее значение каолинита и гидроокислов железа в составе цемента. Как известно, основная масса каолинита и гидроокислов железа в морских бассейнах отлагается в прибрежных зонах. Такое явление объясняется тем, что глинистые минералы в морском бассейне распространяются по законам механической дифференциации, а минералы железа — по их геохимической подвижности. В результате этого каолинит, обладающий более крупными размерами частиц, чем другие глинистые минералы, и имеющий способность образовывать агрегаты из нескольких зерен, в основном накапливается в прибрежных зонах (Ратеев, 1964; Allen, Johns, 1960, и др.).

Слабая миграционная способность железистых соединений, приводящая к осаждению их в прибрежных зонах бассейна, отмечена многими исследователями: А. Д. Архангельским (1937), Б. П. Кротовым (1958), А. Л. Яницким (1960), Н. М. Страховым (1947, 1962), В. П. Казариновым (1967) и др. Вместе с тем широкое распространение в рассматриваемых отложениях гидроокислов железа и каолинита указывает на то, что формирование толщи происходило в окислительной среде, и лишь иногда, при наличии глауконита,— в слабовосстановительной.

Значительная мощность и фациальная выдержанность отложений дают основание предполагать, что во время формирования губинской толщи происходило длительное и устойчивое прогибание области седиментации.

Известно, что состав обломочного материала, отложившегося в морском бассейне, зависит от петрографического состава и глубины выветривания субстрата в областях сноса. При этом рядом исследователей установлено, что в современных морских бассейнах осадки, состав которых отражает петрографию питающих провинций, отлагались в прибрежных мелководных зонах бассейна. Опираясь на вышеизложенное, а также на данные, свидетельствующие об условиях формирования рассматриваемых отложений в прибрежной мелководной зоне морского водоема, можно на основе петрографо-минералогического анализа обломочного материала (с учетом морфологии зерен) сделать некоторые выводы о петрографическом составе областей размыва, интенсивности их химического выветривания и удаленности от области седиментации.

Установленные петрографо-минералогические комплексы обломочного материала (отличающиеся степенью зрелости и окатанности) позволяют считать, что в губинское время было два источника сноса, один из которых являлся основным поставщиком обломочного материала, второй играл второстепенную роль.

Главный источник сноса находился на более удаленном расстоянии от области седиментации, чем второстепенный, и испытывал глубокое химическое выветривание. Судя по составу обломочного материала, в главном источнике сноса существенную роль играли кислые изверженные породы (граниты, гранодиориты, реже их эффузивные и близповерхностные эквиваленты) и кристаллические сланцы (гнейсы). Это предположение подтверждается также типоморфными особенностями кварца, в котором установлены структурные дефекты, включения биотита и циркона, характерные для интрузивных кислых образований и кристаллических сланцев. Известные выходы губинской толщи как бы окаймляют Сибирскую платформу, указывая место расположения главного источника сноса на территории Сибирской платформы. Увеличение мощностей рассматриваемых образований в южном направлении, по-видимому, вызвано приближением источников сноса к бассейнам седиментации.

Второй источник сноса, играющий второстепенную роль при формировании губинской толщи, находился поблизости от области седиментации и был сложен основными вулканогенными образованиями, филлитами, кварцевыми алевролитами и песчаниками староигарской, игарской, лудовской и низов губинской толщ. Областью размыва для этих образований могли послужить возникшие в игарское время островные архипелаги. Они, по В. Н. Саксу (1951), носили следы глубокого эрозионного расчленения и отличались овражным характером рельефа. Полученные нами данные, свидетельствующие о нахождении главных источников сноса на территории Сибирской платформы, а второстепенных — на внутренних геосинклинальных поднятиях, не противоречат представлениям Н. П. Хераскова (1963), Б. М. Келлера

и др. (1968), указывающих на «устойчивое высокое стояние древних платформ и стабильность контуров обрамляющих их прогибов, которые выполнялись обломочным материалом, сносимым с поднятых частей платформы. Подобные соотношения не повторялись в позднейшей истории Земли, когда питание геосинклиналей происходило за счет внутренних поднятий» (Келлер и др., 1968).

Существующие различия в интенсивности выветривания материнского субстрата на различных источниках сноса скорее можно объяснить их морфотектоническим, чем климатическим отличием, поскольку судя по окатанности обломочных зерен, источники сноса не должны находиться на значительном расстоянии друг от друга.

Смена в вертикальном направлении (снизу вверх) аркозовых пород сначала олигомиктовыми, а затем мономинеральными кварцевыми образованиями, при одновременном очищении кварцевых зерен от первичных структурных дефектов, свидетельствует об усилении химического выветривания в указанном направлении. Выветривание происходило на фоне тектонической активизации, приводящей к регрессии морского бассейна, на что указывает укрупнение зерен в том же направлении. Формирование коры выветривания на регрессивной стадии развития бассейна подтверждается также наличием стратиграфического перерыва между губинской толщей и чернореченской свитой.

Как известно, накопление мощных олигомиктовых и мономинеральных кварцевых образований происходит в специфических условиях при размыве мощных, занимающих обширные площади образований коры выветривания. Особенность формирования пород губинской толщи заключается в том, что переотложение продуктов коры выветривания происходило одновременно с формированием последней. Большие мощности олигомиктовых и мономинеральных кварцевых песчаников, слагающих верхнюю половину толщи (более 900—1000 м), как и красноцветная окраска пород и присутствие каолинита, указывают на длительное и глубокое химическое выветривание кислого типа материнского субстрата в областях сноса в теплом гумидном климате (Рухин, 1948, 1953, 1959; Страхов, 1954, 1962б; Кротов, 1959; Казаринов, 1958; Чайка, 1967; и др.), в условиях выровненного рельефа при низком стоянии уровня грунтовых вод (Херасков, 1964; Перельман, 1966; Чайка, 1967; Красильников, 1968; и др.). Присутствие небольшого содержания вулканогенного материала в основании толщи при его полном исчезновении в вышележащих отложениях свидетельствует о постепенном затухании вплоть до полного прекращения вулканических процессов, начавших свою деятельность еще в староигарское время. Вулканизм в губинское время имел субаэральную природу и происходил на островах, возникших в игарское время (рис. 10).

Обобщая вышеизложенное, можно сказать, что формирование губинской толщи происходило в прибрежной мелководной зоне морского бассейна, преимущественно в окислительной обстановке под влиянием двух источников сноса. Главный источник сноса был размещен за пределами геосинклинального бассейна, на территории соседствующей с ним Сибирской платформы. Второстепенный источник сноса был представлен внутренними геосинклинальными поднятиями (островными дугами). На территории этих областей сноса климат был примерно одинаковый — теплый, гумидный. Однако они отличались характером рельефа. На территории главного источника сноса рельеф был выровненным, а уровень грунтовых вод низким. В областях второстепенных источников сноса рельеф был расчлененным, что не способствовало глубокому химическому выветриванию материнского субстрата. Характерная особенность осадкообразования на рассматриваемой территории заключается в том, что интенсификация корообра-

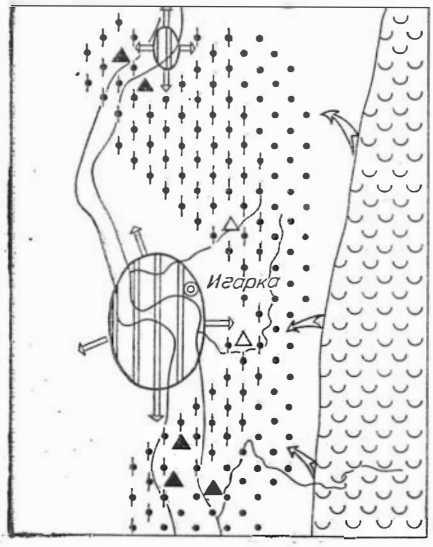


Рис. 10. Лито-палеогеографическая схема времени формирования середины и верхов губинской толщи.

зования с параллельно идущим переотложением продуктов коры выветривания происходила на стадии регрессивного цикла развития на фоне тектонической активизации. Полученные данные подтверждают существующие положения о рельефе (Херасков, 1964; Перельман, 1966, и др.) и климате (Келлер, 1968; Страхов, 1963; Жабин, 1967; Казанский, 1969; и др.) в раннем рифее на территории Советского Союза, в частности, Сибирской платформы и ее обрамления. Во время отложения нижней части губинской толщи некоторую роль играли продукты островного (и, возможно, трещинного) вулканизма.

Учитывая то обстоятельство, что главным источником сноса обломочного материала служат соседние с геосинклинальной системой более древние платформенные (или складчатые) области, отложения губинской толщи можно отнести к аллохтонным геосинклинальным формациям, выделенным Н. П. Херасковым (1967). Начавшаяся в губинское время регрессия приводит к резкому сокращению поверхности морского водоема и появлению на востоке исследуемой территории континентальных условий. Об этом свидетельствует перерыв в осадконакоплении в предчернореченское время и наличие в основании чернореченской свиты базальных конгломератов, с гальками пород губинской, игарской и лудовской толщ.

ЧЕРНОРЕЧЕНСКОЕ ВРЕМЯ

Осадконакопление в чернореченское время происходит на фоне общей трансгрессии при отступлении берегов материковой суши далеко на восток. Роль последних в поставке терригенного материала для рассматриваемой территории водоема вследствие этого резко сокращается. Чернореченская трансгрессия сопровождается погружением ниже уровня моря местных (островных) источников сноса, существовавших в игарское и губинское время (рис. 11).

В рассматриваемую эпоху в Игарском районе отлагаются преимущественно карбонатные, реже глинистые илы. Эти осадки дошли до нас в виде толщи темно-серых и черных известняков с прослоями черных мергелей, аргиллитов, доломитов, реже известняковых песчаников. В породах широко развиты знаки ряби и трещины усыхания. В составе известняков существенную роль играют строматолитовые постройки, что наряду с указанными текстурными признаками свидетельствует о мелководном характере бассейна седиментации. Вещественный состав толщи, а также геохимические особенности ее глинистой фации и, в частности, соотношения в ней содержаний бора и галлия, бора и лития, суммы калий плюс натрий к сумме кальций плюс магний (Акульшина и др., 1970; Казанский, Акульшина, 1972) однозначно указывают на накопление осадков в нормально-морских условиях.

Исследованиями Ю. П. Казанского (1972б) и Б. Б. Шишкина (1970) на примере рифейских карбонатных отложений установлено

тяготение известковых осадков к прибрежным районам и островным архипелагам, а доломитов — к открытоморским зонам, отличающимся более постоянным солевым составом. Такое явление они объясняют воздействием поверхностных вод, приводящим к опреснению прибрежных зон бассейна. В результате изучения содержания жидких включений в кремнистых образованиях сухотунгусинской свиты (одновозрастные разнофациальные аналоги чернореченской свиты) установлены солевой состав и pH рифейских морей (Казанский и др., 1969; 1971).

Полученные данные о концентрациях водородных ионов в этих случаях характеризуют изменение среды от слабокислой до слабощелочной. Концентрация солей в полученных растворах близка к составу вод современных морей.

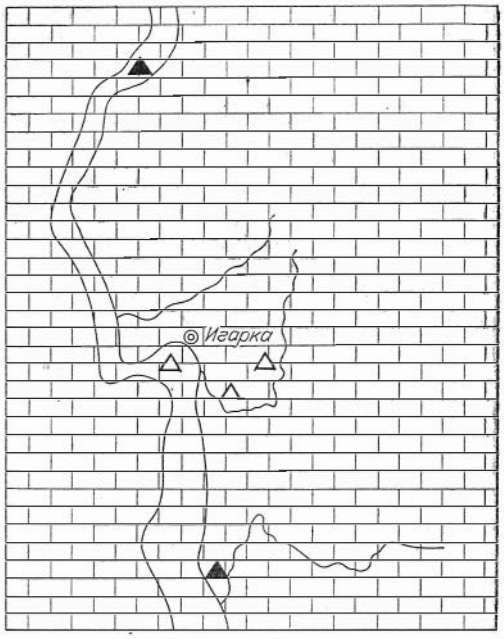


Рис. 11. Лито-палеогеографическая схема времени формирования чернореченской свиты.

Экспериментальным путем доказана также возможность осаждения протодоломита из хлоридно-карбонатных вод нормальной и ниже нормальной солености при температуре 20° С при определенном соотношении кальция и магния (Казанский и др., 1971).

Исходя из вышесказанного, можно предположить, что осадконакопление в чернореченское время происходило в прибрежных мелководных зонах бассейна, воды которого характеризовались слабокислой или слабощелочной реакцией и по количеству солей были ближе к современным морским водоемам.

На формирование пород чернореченской свиты в условиях теплого и влажного (гумидного) климата указывает широкое развитие карбонатных осадков при отсутствии сульфатов и солей. Эти выводы хорошо согласуются с экспериментальными данными, свидетельствующими о том, что осаждение доломитов из вод, отвечающих по составу водам докембрийских морей, может осуществляться при температуре не ниже 20° С.

ИЗЛУЧИНСКОЕ ВРЕМЯ

В излучинское время, отвечающее концу рифейской эры, осадконакопление осуществлялось на фоне значительного усиления привноса терригенного материала. В эту эпоху отлагались аргиллиты, алевролиты, песчаники, в меньшей мере гравелиты и мелкогалечные конгломераты. Излучинская свита В. Е. Савицким и др. (1967) подразделяется на пять пачек: 1) зеленовато-серые известковистые и алевритистые аргиллиты, алевролиты с прослоями глинистых известняков; 2) красноцветные аргиллиты, алевролиты, глинистые алевролиты с прослоями и линзами зеленовато- и красновато-серых песчаников; 3) красноцветные полимиктовые мелко-, среднезернистые песчаники с прослоями аргиллитов и алевролитов; 4) красноцветные гравелиты и мелкогалеч-

ные конгломераты; 5) полимиктовые разнозернистые песчаники, алевролиты, аргиллиты и доломиты. По О. А. Вотаху и др. (1968), нижние три пачки излучинской свиты имеют регрессивное, IV и V — трансгрессивное строение.

В дальнейшем IV и V пачки излучинской свиты в качестве самостоятельного литостратиграфического подразделения Б. Б. Шишкиным (1970) выделены над названием гравийской свиты, в основании которой им установлен региональный перерыв в осадконакоплении.

В рассматриваемых отложениях наблюдаются трещины усыхания и следы ряби течения.

В глинистых фракциях пород излучинской свиты определены соотношения бора к галлию, бора к литию, сумма калия и натрия к сумме кальция и магния (Акульшина и др., 1969, Казанский и др., 1971). Согласно полученным коэффициентам, терригенные породы I и II пачек, карбонатно-терригенные IV и V пачек отлагались в нормально-морской обстановке. Песчаники III пачки формировались в прибрежных условиях весьма опресненного бассейна. Переход от пресноводных и опресненных условий к морским (от III пачки к IV) осуществляется весьма резко.

Вышеприведенный фактический материал позволяет предполагать, что время формирования I, II и III пачек в Игарском районе ознаменовалось новыми устойчивыми поднятиями в областях питания и некоторым сокращением площадей седиментации, что привело к усилению терригенного сноса и возникновению в конце рассматриваемого времени изолированных, отшнурованных опресненных водоемов.

Отдельные участки бассейна в конце регрессивного этапа выходили на дневную поверхность, что подтверждается широким площадным распространением конгломератов IV пачки, содержащих гальки нижезалегающих отложений. Возможность регионального перерыва в осадконакоплении (между временем формирования III и IV пачки) подтверждается геохимическими исследованиями, которые указывают на резкий переход от пресноводных и опресненных условий (от III пачки к IV) к морским. Время формирования IV и V пачек ознаменовалось новой трансгрессией, приведшей к восстановлению морских условий на рассматриваемой территории.

Перечисленные текстурно-структурные признаки, значительное содержание гравийного материала и крупная ритмичность отложений, а также появление в конце регрессивного этапа опресненных водоемов являются критериями (Хаин, 1964), указывающими на формирование излучинской свиты в орогенную стадию развития геосинклинального бассейна.

Глава VIII

О РОЛИ ВУЛКАНИЗМА В ОСАДКОНАКОПЛЕНИИ ПОЗДНЕГО ДОКЕМБРИЯ В ИГАРСКО-ТУРУХАНСКОМ РАЙОНЕ

Вопросы влияния вулканизма на литогенез в последнее время привлекают к себе пристальное внимание большой группы исследователей. Основные положения этой проблемы освещены в трудах Н. М. Страхова (1962, 1963, 1965) и Г. С. Дзоценидзе (1963, 1965, 1969). Большая работа в этой области проделана К. К. Зеленовым (1961, 1963, 1967).

Изучением отдельных вопросов данной проблемы занимались Н. С. Шатский (1954), И. В. Хворова (1963), Л. Н. Формозова (1963), А. А. Куденко и др. (1963), И. В. Лучицкий (1963, 1966), Г. Н. Бровков (1967), А. Л. Яншин (1968) и др.

Названные исследователи отмечают, что влияние вулканизма на формирование осадков происходит путем поступления в них твердого продукта извержения (пирокластика и лавы) или газообразного и жидкого вещества, выносимого из недр Земли при вулканических и поствулканических процессах.

Ниже, на примере рифейского осадконакопления Игарско-Туруханского района, попробуем дать краткую оценку влияния вулканизма на процессы литогенеза при различных формах его проявления (рис. 12). Следует отметить, что на отдельных участках исследуемой площади, в зависимости от их расположения относительно центров извержений, влияние вулканизма на осадкообразование в Игарском районе выразилось в основном в обильном поступлении твердых продуктов извержения, скорость накопления которых значительно превышает скорость накопления осадков других типов.

В Туруханском районе вулканизм проявлен широко развитыми эксгаляционно-гидротермальными процессами. Твердые продукты извержений здесь не зафиксированы.

ЛАВОВЫЕ ИЗЛИЯНИЯ

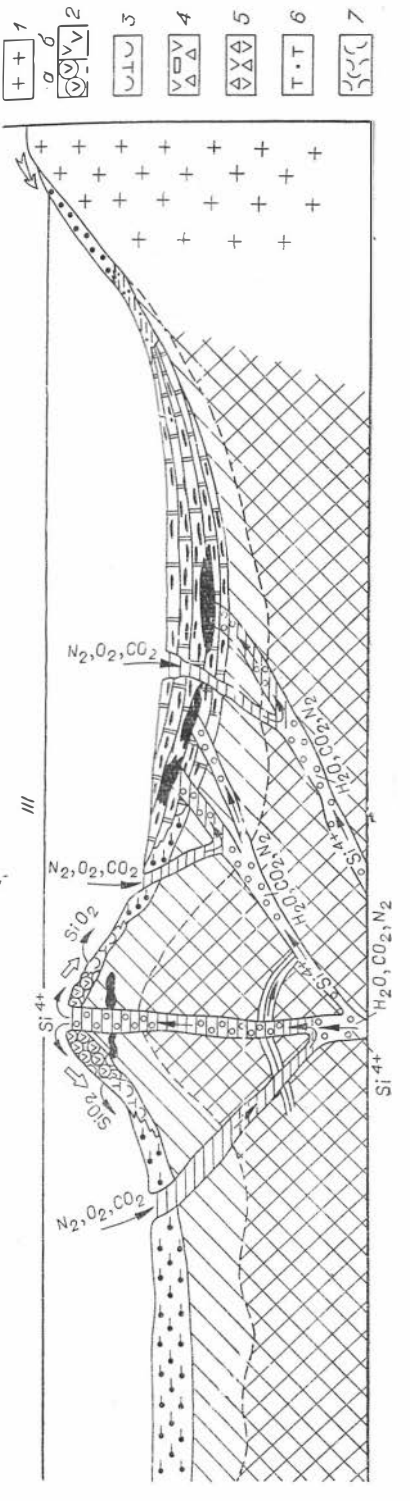
Вулканизм данного типа в основном происходил в подводных условиях и в большинстве случаев на больших глубинах. Поступление огромных масс основных лав, весьма слабо участвовавших в процессе формирования обломочного компонента осадков, оказывает существенное воздействие на химизм морских вод, что в свою очередь контролирует хемогенное осадконакопление. Излияние лав связано главным образом с трещинным типом извержения. В процессе воздействия морской воды на раскаленную лаву высвобождаются значительные массы кремнезема. Вследствие этого концентрация последнего в воде резко возрастает. Часть кремнекислоты в дальнейшем, при создании благоприятной обстановки, осаждается, формируя яшмовидные прослои или заполняя поры и слагая цемент в спилитах и вулканокластических породах. Одновременно с лавовыми излияниями происходит резкое обогащение морских вод ионами HCO_3^- и газообразными продуктами извержений, в том числе углекислым газом. Значительной концентрацией последних в составе морских вод, по-видимому, следует объяснить отсутствие карбонатного осадконакопления в староигарское время.

ЭКСПЛОЗИВНЫЙ ВУЛКАНИЗМ

Эксплозивный вулканизм, сопровождавшийся выбросом огромных масс пирокластического материала, в основном происходил в субаэральных или мелководных условиях. Это обстоятельство послужило причиной рассеивания значительной массы газообразного вещества и летучих компонентов в атмосфере. Лишь часть их, адсорбированная пирокластическим материалом, вовлекается в процессы гидролиза вулканических продуктов и образует огромное количество легко растворимых соединений (Куденко и др., 1963; Дзоценидзе, 1969; и др.).

Влияние эксплозивного вулканизма на осадконакопление наиболее интенсивно проявляется при формировании обломочных компонентов. На первых порах его роль как-будто бы заключается в механическом

смещении вулканокластики с осадочным материалом. Количественные соотношения осадочного и вулканического вещества определяются силой выбросов и удаленностью территории от вулканов. В районах, расположенных на небольших расстояниях от центральных вулканов, осадочный компонент присутствует в резко подавленном значении. По мере удаления от вулканических аппаратов его роль постепенно возрастает. Процессы механической дифференциации обломочного материала при эксплозивном вулканизме осуществляются в соответствии с его размерами. В околожерловой зоне вулкана накапливаются глыбово-агломератовые и агломератовые туфобрекчии. Радиус их рассеивания не превышает первых километров. По мере удаления от вулканов они сменяются лапиллиевыми туфобрекчиями. Выбросы последних происходили на расстоянии не далее 15 км от центра извержения. Агломератовые и лапиллиевые туфобрекчии локализованы главным образом в околожерловой зоне вулкана, на его склонах. Смена указанных разновидностей пород осуществляется на коротком расстоянии. В промежуточной зоне происходит переход лапиллиевых туфобрекчий в гравийные и псаммитовые туфы. Радиус распространения последних превышает 60 км. В промежуточной зоне господствовал режим морского осадконакопления. Здесь накапливались главным образом лито- и кристаллокластические туфы. В более удаленные зоны, характеризовавшиеся морскими условиями осадконакопления, продукты эксплозивного вулканизма поступали в виде вулканической пыли. Накопление ее происходило в районах, удаленных более чем на 100 км от вулканов. Такие пирокластические образования прослеживаются в рифейских отложениях вдоль р. Енисея на расстоянии более 300 км. В дальнейшем они через туффоиды переходят сначала в вулканомиктовые, а потом в терригенные или карбонатные осадки.



Перечисленные образования связаны фациальными переходами. Смена названных пород осуществляется как по латерали, так и в вертикальном направлении. Рыхлость вулканических продуктов способствует их быстрому размыву в периоды затухания вулканической деятельности.

В околожерловой, промежуточной и удаленной зонах вулканов в периоды активизации эксплозивного вулканизма хемогенная и биогенная садка не происходила. В это время наблюдаются массовая

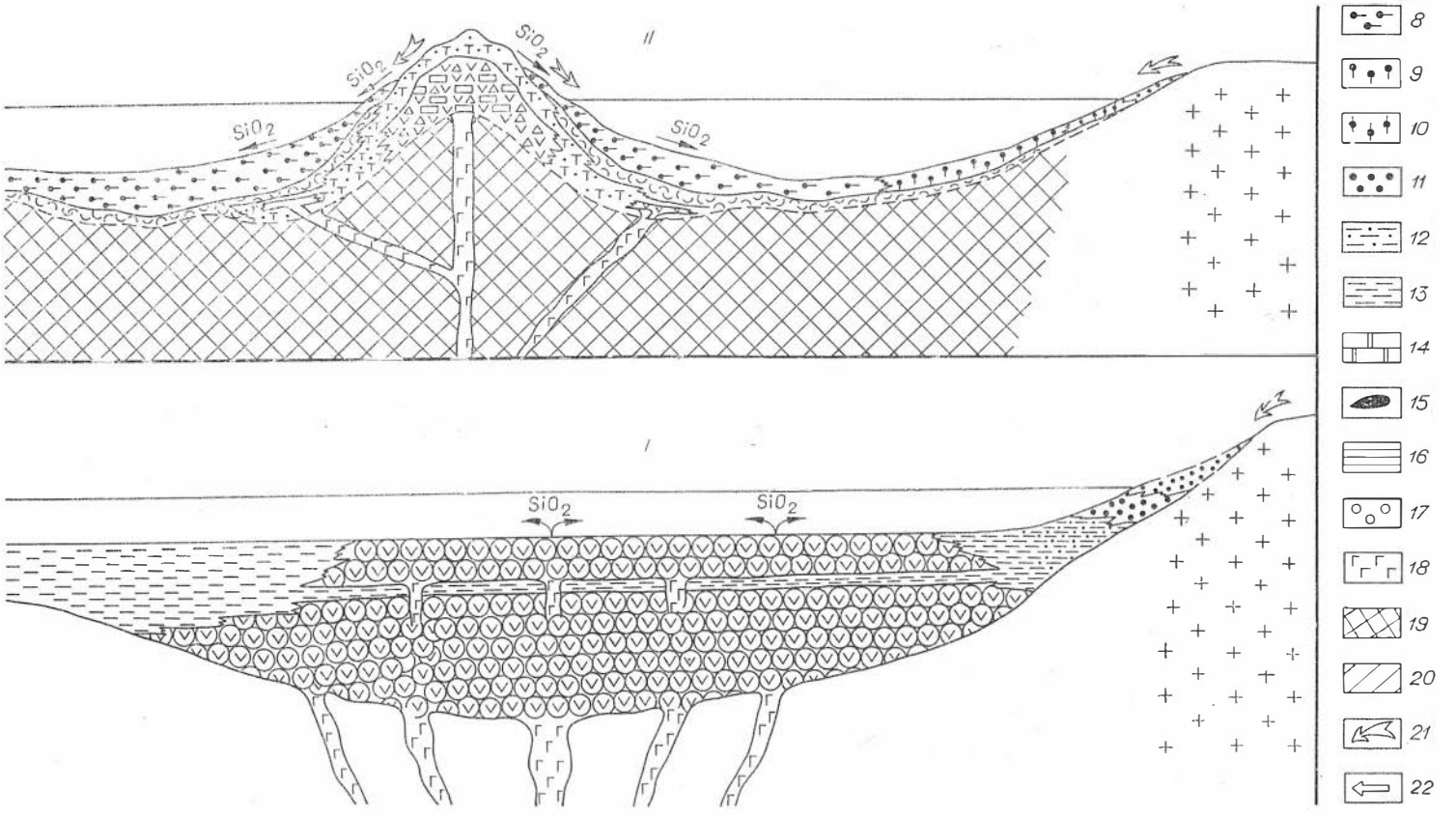


Рис. 12. Схема развития основных этапов проявления докембрийского вулканизма в Игарско-Туруханском районе.

I — старогарское время (стадия начального прогибания геосинклинали); *II* — начало и середина игарского времени (стадия частичной инверсии с широким развитием эксплозивного вулканизма); *III* — конец игарского времени (стадия внедрения силлитов и поствулканической деятельности). *1* — граниты, гнейсы; *2* — основные лавы: *а*) подушечные и шаровые, *б*) массивные; *3* — фрагментированные пузыристые лавы, переходящие к гиалокластитам; *4* — вулканический агломерат; *5* — лапилли; *6* — вулканический гравий и песок; *7* — вулканическая пыль; *8* — вулканомиктовые пески и алевролиты. Пески: *9* — аркозовые; *10* — олигомикговые, *11* — пески. *12* — алевролиты; *13* — глины; *14* — доломиты; *15* — кремнистые породы; *16* — жидкая фаза; *17* — паровая фаза; *18* — магмоподводящий канал; *19* — продукты предыдущего трещинного вулканизма; *20* — продукты предыдущего эксплозивного вулканизма. Направления сноса обломочного материала: *21* — главные; 22 — второстепенные.

гибель организмов, обогащение морских вод углекислым газом и ионом HCO_3, вовлеченных в бассейн седиментации твердыми и жидкими частицами аэрозолей, что препятствует карбонатному осадконакоплению. В результате реакции пирокластики с морской водой высвобождаются большие массы кремнезема, который далеко уносится течениями и часто отлагается по периферии вулканических областей в зонах карбонатного осадконакопления. Повышенная концентрация в морской воде магния и кальция способствует выпадению из растворов кремнекислоты. Ю. П. Казанским экспериментально доказано, что обогащение воды магнием и кальцием понижает предел насыщения ее кремнеземом (Казанский и др., 1968). В периоды вулканического покоя происходит массовый расцвет органического мира, что сильно действует на окислительно-восстановительный потенциал морских вод и контролирует химическое осадконакопление. С таким периодом связано формирование хемогенных карбонатов в промежуточной и удаленной зонах, которые встречаются в пачках вулканотерригенных пород и отсутствуют в горизонтах туфогенных. На склонах вулканических аппаратов в это время развиваются рифовые массивы, чему способствует подача глубинного вулканического тепла (Дзоценидзе, 1969).

Интересным представляется поведение вулканических газов и летучих соединений, адсорбированных пирокластическим материалом. Согласно И. И. Гущенко (1965), мелкообломочный пепел, уносящийся на наиболее далекие расстояния, содержит относительно высокие концентрации адсорбированного металла. При этом адсорбционное свойство стекла больше, чем у плагиоклаза. Распределение малых элементов в рифейских вулканогенно-осадочных образованиях Игарского района осуществляется примерно так же, как в современных вулканогенных отложениях на Камчатке (Гущенко, 1965). В частности, витрокластические туфы, отлагавшиеся наиболее далеко от центров извержений, характеризуются более высокой концентрацией титана и кобальта, чем кристалло- и литокластические туфы. В кристаллических туфах концентрировались бор и марганец, а в литокластических — хром и никель. Такие закономерности распределения малых элементов, по-видимому, связаны в одних случаях с их адсорбционной способностью (титан и кобальт), в других — со степенью участия в строении кристаллических решеток минералов (бор и марганец), в третьих — с механической дифференциацией летучих соединений (хром и никель). В вулканотерригенных породах содержание перечисленных элементов, кроме бора и хрома, снижается.

Химизм вод бассейнов седиментации изменяется также в результате гальмиролитического разложения пирокластического материала. Интенсивность гальмиролиза, как и степень адсорбции газового вещества и части летучих компонентов, в целом возрастает по мере увеличения удельной поверхности пирокластического материала. Все это может приводить к тому, что при субаэральном эксплозивном вулканизме в ряде случаев образование химических осадков в относительно удаленных от вулканов зонах происходит интенсивнее, чем вблизи вулканического аппарата. Этим процессы химического осадконакопления при эксплозивном субаэральном вулканизме отличаются от подводного, при котором накопление химических осадков происходит согласно геохимической подвижности этих элементов в водной среде.

ФУМАРОЛЬНО-ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ ПРОЦЕССЫ

Продукты гидротермальной и фумарольной деятельности рифейского вулканизма в Игарско-Гуруханском районе представлены кремнистыми образованиями, размещенными в вулканогенных и осадочных

толщах. Они наиболее широко распространены в Туруханском районе среди карбонатных толщ сухотунгусинской и шорихинской свит. В Игарском районе кремнистые образования фумарольно-гидротермального происхождения имеют весьма ограниченное развитие и известны в составе игарской толщи. В незначительном количестве в виде тонких яшмовидных прослоек и вторичных кварцитов они присутствуют также среди спилитов староигарской толщи.

Кремнистые образования игарской толщи встречаются на нескольких уровнях. Характерно, что во всех случаях они тесно привязаны к зонам сочленения туфобрекчий со слоистыми туффоидами и вулканомиктовыми породами. Кремнистые образования имеют различную окраску (от белых до буровато-черных) и представлены кварцитами, в которых наблюдаются реликты микрококардовой структуры (фиг. 35, 36). Смена окраски в них происходит на коротком расстоянии. Как ранее было отмечено (гл. III), формирование их происходило как в условиях дневной поверхности, так и близ ее — до глубины 1 км. При выяснении генезиса этих образований большой интерес представляет анализ газово-жидких включений, законсервированных в кварцитах (табл. XIII, XIV). Путем их гомогенизации установлен нижний температурный рубеж формирования кварцитов от +160° до +170° С. Такие температуры в современных вулканических областях, по данным Л. А. Башириной (1958), характерны для фумаролей вулканов Шивелуч и Ключевской, выводы которых в преобладающем числе случаев имеют температуру 190—220° С. Полученный температурный режим, согласно В. В. Иванову (1958), характерен также для гидротермальных вод Камчатки, Новой Зеландии, Йеллоустонского парка на некоторой глубине от дневной поверхности. Исходя из вышесказанного, кварциты игарской толщи, по-видимому, являются в одних случаях продуктом разгрузки гидротерм на некоторой глубине от дневной поверхности (при циркуляции растворов из туфобрекчий в слоистые туффоиды), что приводит к изменению физико-химических свойств терм и выпаде-

Таблица XIII

Состав газовых включений в кремнистых породах (кварцит) докембрия Игарско-Туруханского района

№ обр.	Место нахождения	Свита (толща)	Температура гомогенизации, °С	Диаметр пузырька, взятого для анализа, мм	$V_{пуз}/V_{газ.вкл.}$	Концентрация газов, об.%			
						CO_2	O_2	N_2 и редкие газы	N_2/O_2
Г-IV-3148	Мыс Кармакулы	Игарская	160	0,0075	1,82	32,4	13,6	54,0	4,0
Г-IV-3148			170	0,0075	1,72	41,7	11,5	46,8	4,0
Г-II-3664	Р. Шорихa (Туруханский р-н)	Шорихинская	265	0,005	1,89	61,5	8,0	30,5	3,8
Г-II-3664			285	0,013	11,6	72,5	6,0	21,5	3,6
Г-II-3664			310	0,012	15,5	72,5	6,5	21,0	3,2
Г-II-3664			335	0,037	6,17	72,3	0,0	27,7	Бесконечн.
Г-II-3664			350	0,009	7,27	73,5	0,0	26,5	—
Г-II-3664			400	0,010	4,65	78,0	0,0	22,0	—
834	Р. Нижняя Тунгуска	Сухотунгусинская	160	0,0163	—	25,5	15,8	59,7	3,78
840			225	0,019	1,4	32,0	12,13	55,87	4,54
840			215	0,014	1,4	33,5	12,88	53,62	4,17
840			170	0,014	2,65	57,3	11,83	30,87	2,62
840/1			125	0,034	5,25	32,0	12,7	55,3	4,34
840/1			150	0,012	3,6	39,8	14,75	45,45	3,08

Примечание. Анализы выполнялись Н. А. Шугуровой (ИГиГ СО АН СССР). Данные по образцу; 834—840 заимствованы у Ю. П. Казанского (1970). Содержание H_2S, SO_2, NH_3, HCl, HF, CO, H_2 и углеводородов — нулевое.

Состав водных вытяжек из кремнистых пород рифея Игарско-Туруханского

№ обр.	Порода	Место нахождения	Свита (толща)	pH	Кати		
					Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^{+}
1465	Белый кварцит	Мыс Кармакулы (Игарский р-н)	Игарская	6,11	0,00156	0,000015	0,0013
1212	Гейзерит	Р. Нижняя Тунгуска	Сухотунгусинская	7,1	0,003	—	0,0005
834				6,6	0,004	0,0004	0,001
840				7,1	0,05	Не обн.	0,0015
847				6,6	0,029	»	0,001
861	Кварц-халцедоновая порода	Р. Нижняя Тунгуска	Сухотунгусинская	7,8	0,011	0,0033	0,001

Примечание. +++ — преобладание, ++ — большое распространение, + — следы. Данные

нию из них кремнезема, в других — результатом высвобождения кремнекислоты из паров и растворов в условиях дневной поверхности.

Вулканогенное происхождение кварцитов, присутствующих в составе вулканогенных толщ Игарского района, вряд ли вызывает сомнение, поскольку трудно представить обильный привнос в них кремнезема путем химического выветривания в эпохи тектонической и вулканической активизации.

Несколько иначе обстоит дело с кремнистыми образованиями Туруханского района, где отсутствуют прямые признаки, доказывающие их вулканический генезис. Здесь они залегают среди карбонатных отложений сухотунгусинской и шорихинской свит, которые, согласно Ю. П. Казанскому и др. (1969), являются синхронными (или близкими по возрасту) вулканогенным толщам Игарского района. Несмотря на то, что кремнистые образования в Туруханском районе занимают довольно широкие площади, распределение их носит неравномерный пятнистый характер, что, по мнению А. Л. Яншина (1968), является одной из характерных черт отложения кремнезема из местных фумарольных источников, весьма удаленных от основных очагов главной вулканической области. Кремнистые породы обнажаются в бассейнах рек Нижней Тунгуски, Шорихи, Каменки и Мироедихи.

Изучение вещественного состава и условий формирования последних на примере сухотунгусинской свиты, обнажающейся по р. Нижней Тунгуске, произведено Ю. П. Казанским и др. (1969, 1970). Ими в составе кремнистых образований выделены халцедонолиты и кварцевые породы. Халцедонолиты, сложенные тонкокристаллическим халцедоном, кварцем, в меньшей мере доломитом, образуют тонкие (до 5—7 см) прослойки, линзы и лепешковидные тела и характеризуются полосчатой текстурой. Окраска их меняется от светло-серых до коричневато-бурых тонов.

Таблица XIV

района (мг/мл) (по Ю. П. Казанскому, В. Н. Катаевой, Н. А. Шугуровой, 1969)

оны			Анионы					Количественные соотношения катионов и анионов
K^+	Li^+	NH_4^+	Cl^-	F^-	SO_4^{2-}	HCO_3^- и CO_3^{2-}	Ca^{2+}/Mg^{2+}	
0,0004	—	—	—	0,0053	Не обн.	0,0055	100,0	$Ca^{2+} \geqslant N^+ > K^+ > Mg^{2+}$ $HCO_3^- \geqslant F$
0,0003	0,00003	+	+	+	»	—	—	$Ca^{2+} > Na^+ > K^+ >$ $> Li^+ > Mg^{2+} (Ca^{2+} >$ $> Na^+ + K^+ + Li^+ +$ $+ Mg^{2+}) Cl^- > F^- >$ $> SO_4^{2-} > HCO_3^-$ и CO_3^{2-} (Присутствие вероятно)
0,0006	Не обн.	+	+++	0,0004	+	—	10,0	
0,001	0,00001	+	+++	0,0004	+	—	—	
0,0006	0,00003	+	++	+	+	—	—	
0,0006	Не обн.	+	++	Не обн.	Не обн.	—	3,64	$Ca^{2+} > Mg^{2+} > Na^+ >$ $> K^+ (Mg^{2+} > Na^+ +$ $K^+)$ $Cl^- > F > HCO_3^-$ и CO_3^{2-} (Присутствие вероятно)

по образцу № 1465 заимствованы у В. Н. Катаевой.

Второй тип кремнистых образований состоит из зерен кварца, размер которых возрастает в центральных частях кварцевых тел (достигая 0,4—1,5 мм). В них обнаружены реликты колломорфной структуры. Кварцевые породы формируют тонкие прослойки или крупные уплощенной формы тела мощностью до 0,5—1,0 м. Последние по простиранию иногда прослеживаются на расстоянии 200—250 м и часто по латерали сменяются халцедонолитами (фиг. 49, 50). Кварцевые образования от халцедонолитов отличаются более светлой окраской (преимущественно белой или светло-серой). Характерной особенностью кварцевых тел является то, что в их кровле (в меньшей мере у подошвы) выделяется узкая полоска пористой халцедоново-кварцевой корки (Казанский и др., 1970), напоминающей кремнистую накипь в местах выходов горячих источников в областях современного вулканизма. В бассейне р. Шорихи в составе шорихинской свиты также установлена смена кварцевых пород (прослойки мощностью до 5—7 см) в почве и кровле халцедоном.

Суммарное количество кремнистых образований в сухотунгусинской свите составляет до 7% мощности свиты.

На примере сухотунгусинской свиты Ю. П. Казанским и др. (1970) установлено:

1) халцедоновые породы и кварцевые тела образовались за счет привноса кремнистого материала из одного источника;

2) кремнистые породы формировались практически одновременно с накоплением карбонатных осадков. Они заполняют отрицательные формы древнего микрорельефа и несут следы перемещения под влиянием силы тяжести в пластичном состоянии;

3) кварцевые тела формировались при температурном режиме более высоком, чем в зоне седиментации. Температуры гомогенизации включений в кварце охватывают интервал 70—225° С.

Исходя из вышесказанного, этими авторами кварцевые тела рассматриваются как гейзериты, отлагавшиеся на дне морского водоема, в местах выхода насыщенных кремнеземом горячих паров и вод.

Вулканическое происхождение кремнистых образований Туруханского района еще более убедительно доказывается на примере кварцевых пород шорихинской свиты, обнажающейся по р. Шорихе. Здесь они слагают тонкие (до 5—7 см) прослойки белого кварца, сменяющиеся в почве и кровле полосчатым халцедоном. Методом гомогенизации газово-жидких включений, законсервированных в кварцевых зернах, определено, что кварцевые прослойки образовались при температуре 265—400° С. Такой температурный режим не мог возникнуть при постседиментационных изменениях отложений, поскольку вторичные преобразования в них протекали на стадии эпигенеза (до степени глубокого катагенеза по А. Е. Мирошникову, 1967), при котором температура не превышала 150—200° С (Логвиненко, 1968). Следовательно, полученные цифровые значения характеризуют термическое состояние растворов или паров в момент выделения из них кремнезема, позднее преобразованного в кварцевые породы. Необходимо отметить, что наряду с кварцем в карбонатных отложениях шорихинской свиты широко развиты халцедоновые образования, состав и условия залегания которых аналогичны таковым в сухотунгусинской свите.

Все сказанное выше позволяет кварцевые породы и генетически связанные с ними халцедонолиты рассматривать как продукты фумарольно-гидротермальной деятельности рифейского вулканизма, интенсивно проявленного в Игарском районе.

Процессы современного вулканизма и осадконакопления в морских и океанических областях не противоречат такому выводу. В настоящее время установлено (Зеленов, 1961, 1963; Страхов, 1963; Дзоценидзе, 1969, и др.), что в геосинклинальных областях морские воды резко недосыщены кремнеземом, поступавшим с суши в виде истинного раствора как результат химического выветривания. Это обстоятельство исключает хемогенную садку кремнезема из тех морских вод, питание которых кремнеземом осуществлялось главным образом с суши вследствие химического выветривания.

Вместе с тем обнаружено (Зеленов, 1961, 1963; Дзоценидзе, 1969, и др.), что содержание кремнезема в морской воде по мере приближения к наземным или подводным вулканическим центрам резко возрастает. Это обстоятельство, по мнению Н. М. Страхова (1963), делает возможным хемогенную садку кремнезема из морской воды в районах современных подводных и надводных вулканов. В качестве примера может служить район подводного вулкана «Михаил Ломоносов» (Азорские острова), где установлено, что в результате извержения произошло резкое обогащение морской воды кремнеземом, ощутимое даже в поверхностном слое океанической воды (Лавров, 1966). Содержание кремнезема в поверхностном слое возросло в 20 раз (490—1010 мг/м^3 вместо обычного 25—30 мг/м^3). Учитывая, что в областях современного вулканизма количество кремнезема в морской воде резко возрастает у дна бассейна (Дзоценидзе, 1969), можно предположить возможность химического выпадения кремнезема из данного слоя воды в районе центра подводного извержения. Ряд авторов указывает (Петрова, 1958, и др.), что при поставке вулканического кремнезема господствующее значение принадлежало подводным извержениям. Что касается путей поступления кремнекислоты, то, согласно мнению большинства исследователей (Петрова, 1958; Набоко, 1959, 1963; Иванов, 1961; Дзоценидзе, 1969), основная ее масса выносилась гидротермами, а также морскими течениями, когда в результате взаимодействия раскаленной лавы или пирокластики с водой освобождалась огром-

ная масса кремнезема. Согласно мнению М. А. Петровой (1958), вынос кремнезема вулканическими эксгаляциями был относительно небольшим.

Большая концентрация кремнезема в гидротермах объясняется и высокими давлением и температурой растворов. Экспериментально установлено (Хитаров, 1953), что при 430—460° С и давлении 400—500 атм растворимость кремнезема в воде возрастает до 400 мг/л, причем концентрация кремнезема по мере насыщения раствора бикарбонатом натрия увеличивается, достигая 690 мг/л и более (предел насыщения кремнеземом морской воды 120—140 мг/л). В природных условиях высокотемпературные гидротермы с большим содержанием кремнекислоты, превышающим предел их насыщения, известны в Паужетке (Аверьев, 1961), Новой Зеландии, в Йеллоустонском парке (Иванов, 1958) и других вулканических областях. Для выяснения природы и химического состава гидротерм и паров особый интерес представляет изучение остаточных растворов и газов, сохранившихся в кварцевых породах в виде газово-жидких включений. Наиболее полно нами изучен газовый компонент включений (см. табл. XIII). В составе газовых включений обнаружено присутствие только углекислого газа, азота и кислорода. Наблюдается некоторая связь между количественным распределением состава газов и температурой гомогенизации включений. В частности, установлено увеличение содержания углекислого газа (от 25 до 78%) по мере возрастания температуры гомогенизации включений. При количественном распределении азота и кислорода имеет место обратный процесс. Анализ жидкой фазы включений, а также определение концентрации водородных ионов в них указывают, что термы относились к слабокислым или слабощелочным гидрокарбонатно-фтористому, натриево-кальциевому и кальций-хлоридному типам. Нейтрализация и ощелачивание растворов осуществлялись по мере удаления от вулканических центров. В этом же направлении происходило уменьшение количества фтора и натрия в растворах при одновременном увеличении содержания хлоридов кальция и магния. Вертикальная и латеральная дифференциации гидротерм по концентрации в них водородных ионов в вышеуказанном направлении являются одной из отличительных особенностей гидротерм современных вулканических областей (Иванов, 1958; Страхов, 1963; Уайт, 1965; Дзоценидзе, 1969; и др.).

Отсюда можно заключить, что термы и пары, служившие источником кремнезема в вулканогенно-осадочных толщах Игарско-Туруханского района, отличались слабокислой и щелочной реакциями, имели гидрокарбонатно-фтористый, натриево-кальциевый и кальций-хлоридный состав и содержали в основном углекислый газ и азот. Воды близкого состава в современных вулканических областях известны как щелочные, хлоридные, азотно-углекислые гидротермы (Страхов, 1963), отличающиеся высокой температурой (Иванов, 1958) и большой концентрацией кремнекислоты (Шатский, 1954; Страхов, 1963; Уайт, 1965; Дзоценидзе, 1969; Набоко, 1970; и др.). Названными исследователями отмечена приуроченность слабокислых и щелочных терм к периферийным зонам современных вулканических областей. Разгрузка этих терм осуществлялась главным образом в депрессионных участках, куда они проникали по тектоническим нарушениям (Страхов, 1963; и др.). Локализация выходов гидротерм (обнаруженных по остаткам гейзеров) в Туруханском районе обусловлена, по-видимому, сочетанием низкого гипсотермического положения местности с зоной повышенной проницаемости вдоль Стрельногорского и Вороновского разломов, ответвляющихся от глубинного Енисейского разлома. В настоящее время установлено, что гидротермы в основном образуются в результате растворения вулканических эманаций в холодных инфильтрационных водах,

циркулирующих в толще пород (Иванов, 1958; Уайт, 1965; Набоко, 1970; Аверьев, 1961; Махинин и др., 1970; Кононов и др., 1970; и др.). Согласно данным Д. Е. Уайта (1965), глубина проникновения инфильтрационных вод достигает 3 км. По его мнению, вблизи поверхности термальные воды вулканических областей на 90—95% состоят из вод атмосферного происхождения. На непосредственное участие морских вод в составе гидротерм современных складчатых областей Тихоокеанского и Альпийского поясов указывается В. И. Кононовым и др. (1970). Отмечена связь между температурой и минерализацией гидротерм и степенью смешения в них инфильтрационых вод и вод другого генезиса. Рядом исследователей (Виноградов, 1970; и др.) установлено, что в гидротермах и фумаролах наиболее чувствителен к загрязнению газовый компонент, что объясняется конвективной циркуляцией воздуха в теле вулканической постройки. В связи с этим, естественно, возникает вопрос: какие газы, анионы и катионы имеют эндогенное происхождение и какие атмосферное или морское? Только установив взаимоотношение между ними, можно оценить роль эндогенного процесса при эксгаляционно-осадочном литогенезе, наиболее полно проявившемся в Туруханском районе. В связи с этим следует отметить, что в составе газовых включений, законсервированных в кварцевых зернах, только углекислому газу можно уверенно приписывать ювенильное происхождение (Шеньо, Тазиев, 1965; Уайт, 1965; Башарина, 1958; и др.). Согласно названным исследователям, содержание углекислого газа в термах и фумаролах высокое и уступает только парам воды. Атмосферное происхождение кислорода в составе газового компонента эксгаляции, гидротерм и лав у исследователей (Уайт, 1965; Шеньо и др., 1965; и др.) сомнений не вызывает. Следовательно, присутствие кислорода в газовых включениях кремнистых образований следует рассматривать как следствие атмосферного загрязнения гидротерм и фумаролей. Атмосферным загрязнением названными учеными объясняется также наличие азота в гидротермах и эксгаляциях. Однако М. Шеньо (1965), изучая вулканические газы Этны, пришел к выводу, что азот имеет частично магматическое происхождение. В связи с этим представляется интересной закономерность количественного распределения азота в разнотемпературных газово-жидких включениях кварцевых пород (см. табл. XIII). Установлено, что его содержание в газовых включениях в целом возрастает по мере усиления атмосферного загрязнения (что фиксируется количеством кислорода). С другой стороны, во включениях (обр. № 3664), лишенных кислорода (и следовательно, не претерпевших или весьма слабо подвергшихся атмосферному загрязнению), отмечено значительное (более 20%) содержание азота. Это обстоятельство, на наш взгляд, говорит о существовании двух источников азота (ювенильном и атмосферном) в гейзерах и фумаролах изученной территории. Такое предположение подтверждается также цифровыми значениями объемных отношений азота к кислороду, установленных во включениях. Это отношение в современных океанических водах равно 2,02:1. Во включениях оно во всех случаях более высокое, чем в морских водах (см. табл. XIII). Атмосферное загрязнение подводных гейзеров и фумаролей перечисленными газами вполне допустимо, поскольку морские и океанические воды — это воды, хорошо вентилируемые вплоть до дна, с высоким содержанием кислорода и азота (Страхов, 1960).

Установив соотношение эндогенного и экзогенного фактора при формировании газового компонента, попробуем оценить роль каждого из них в процессе возникновения анионного и катионного состава жидкой фазы гидротерм и фумаролей. Одним из основных методов получения информации о химическом составе последних могут служить жидкие включения, законсервированные в гидротермальных породах.

Катионный и анионный состав водных вытяжек из кремнистых образований, а также соотношение компонентов в них, как показано в табл. XIV, имеют изменчивый характер. На примере кварцевых и кварц-халцедоновых пород рифейского и кембрийского возрастов Ю. П. Казанским и др. (1969) выявлена связь, существующая между составом и соотношением компонентов жидких включений с генезисом пород. В частности, ими отмечено почти полное отсутствие магния, а также более разнообразный набор анионов в кварцевых породах (гейзеритах) в отличие от кварц-халцедоновых, характеризующихся постоянным распространением магния, которого чаще больше, чем щелочей (в кварцевых породах количество щелочей по отдельности превышает содержание магния). Указано также на отсутствие сульфат-иона в последних. Исходя из того, что в современных океанах средний состав грунтовых растворов кремнистых илов характеризуется резко пониженным значением отношения кальция к магнию, равным 0,2 (Алекин, 1966), Ю. П. Казанский и др. (1969), кварц-халцедоновые тела, отличающиеся от кварцевых высоким содержанием магния, рассматриваются как осадочные образования.

Следует отметить, что отношение кальция к магнию в изученных нами кремнистых породах возрастает как при переходе кварц-халцедоновых образований к кварцевым (гейзеритам), так и по мере приближения к вулканическим центрам (см. табл. XIV). При этом пространственная связь проявляется более ярко и сопровождается повышением концентрации фтора, имеющего, по мнению исследователей, ювенильное происхождение. Это обстоятельство, на наш взгляд, свидетельствует об ослаблении загрязнения гидротерм и фумаролей морскими водами. Роль морской воды при формировании состава гидротерм и фумаролей прежде всего проявляется в привносе магния. Содержание последнего по мере повышения температуры в термах резко сокращается. Аналогичным образом ведет себя магний в гидротермах и фумаролях в областях современного вулканизма. Относительно высокая концентрация Mg в водах поверхностных источников по сравнению с глубинными термами исследователями объясняется загрязнением гидротерм морскими и поверхностными водами. Таким образом, магний, присутствующий во включениях, имеет экзогенное происхождение, и его концентрация обусловлена интенсивностью воздействия морской воды на состав гидротерм. По мере понижения температуры количество магния в горячих термах повышается.

В противоположность магнию, концентрация лития, натрия, калия, кальция и аммония в термах и фумаролях в основном обеспечивается за счет глубинных частей термального потока. Эндогенное происхождение этих элементов в составе терм и фумаролей областей современного вулканизма установлено многими исследователями (Башарина, 1958; Иванов, 1958, 1961; Зеленов, 1961, 1963; Уайт, 1965; Уайт и др., 1965; Эллис и др., 1965; Томпсон, 1965; Карпов, 1970; Ворожейкина и др., 1970; Трухин и др., 1970; и др.). Показано, что если концентрация лития в гидротермах и фумаролах обеспечивается из ювенильного источника, то часть натрия, калия, кальция и аммония заимствована из вмещающих пород.

Набор анионов, обнаруженных в жидкой фазе включений, согласно мнению названных авторов, имеет вулканическое происхождение. Ими выявлена прямая корреляционная зависимость концентрации анионов, как и перечисленных выше катионов (за исключением магния), от глубины и температуры терм. Однако, учитывая значительное содержание хлорида и сульфит-иона в морской воде, а также существенную роль последних при формировании гидротерм (иногда до 90—95% общего объема терм — Уайт, 1965), можно предположить, что анионный состав гидротерм формировался под непосредственным воз-

действием как эндогенного, так и экзогенного (морского) источника. Аналогичным путем в состав терм и паров из морской воды могла поступить также часть натрия, кальция, в меньшей мере — калия. Из анализа состава газовых и жидких фаз включений кварцевых и кварц-халцедоновых пород вытекает следующее: глубинные термы и пары по мере продвижения в близповерхностные зоны, а также при перемещении по дну морского бассейна разбавлялись морской водой. В результате этого нарушалась ассоциация и соотношение в ней компонентов, которыми характеризовались термы в глубинных условиях. Из терм исчезают такие элементы ювенильного происхождения, как литий и фтор, сульфат-ион. Одновременно с этим возрастает значение магния, которого чаще больше, чем щелочей (в глубинных и высокотемпературных термах и парах содержание щелочей в отдельности резко превышает количество магния). В результате в низкотемпературных, сильно загрязненных термах возникает новая ассоциация элементов, которая занимает промежуточное положение между составом морской воды и высокотемпературных терм и паров (см. табл. XIV). В роли такой переходной ступеньки между гейзеритами и нормально-осадочными образованиями выступают относительно низкотемпературные кварц-халцедоновые породы.

Роль эндогенного фактора в процессе осадконакопления в поствулканическую эксгаляционно-гидротермальную стадию, помимо поставки огромных масс кремнезема, проявилась также в виде обогащения морских вод щелочами, кальцием, литием, аммонием, фтором и другими анионами. Одновременно морская вода обогащалась углекислотой и азотом, что могло играть определенную роль при карбонатном осадконакоплении.

Итак, исходя из вышеизложенного, кремнистые породы Туруханского, а также Игарского районов рассматриваются нами вслед за Ю. П. Казанским и др. (1969) как вулканогенно-осадочные образования. Существенно большая их часть отлагалась из местных горячих источников. Однако не исключено, что часть кремнекислоты, высвободившаяся в процессе взаимодействия раскаленной лавы и пирокластики с морской водой при подводном вулканизме, могла быть унесена течениями из центров извержений и отложена в периферийных зонах вулканических областей, одной из которых являлся в рифее Туруханский район. Возможность миграции кремнекислоты морскими течениями на расстояния в несколько сот километров допускается Н. С. Шатским (1954), А. Л. Яншиным (1968), Г. С. Дзоценидзе (1969) и другими исследователями, выделившими «отдаленные кремнистые формации». Это предположение в настоящее время доказывается прямыми геологическими наблюдениями в районе подводного вулкана «Михаил Ломоносов». Здесь поток ювенильной воды из кратера вулкана был прослежен по высокому содержанию кремния на 200 км от центра извержения (Дзоценидзе, 1969).

Основные результаты проведенных исследований сводятся к следующему:

1. Рифейский литогенез на рассматриваемой территории проходил на фоне интенсивного проявления вулканических процессов, продукты которых приняли широкое участие в формировании обломочных и хемогенных пород.

2. Вулканиты в Игарском районе слагают около 50% рифейских отложений. При этом эксплозивный материал составляет 70—80% объема вулканогенных пород.

3. Извержение в рассматриваемое время контролировалось Енисейским глубинным разломом, вдоль которого были размещены вулканические аппараты.

4. Продукты извержения представлены спилито-диабазовым и порфиритовым комплексами пород, в которых обнаружено повышенное содержание титана, составляющее иногда до 5% породы.

5. Вулканогенно-осадочные толщи Игарского района изменены в условиях регионального метаморфизма, включая зону фации зеленых сланцев.

Таким образом, можно заключить, что в Приенисейской зоне Игарского района в рифейское время существовали геосинклинальные прогибы фемического профиля (Кузнецов, 1970). Ранне-, среднерифейский период в этих бассейнах ознаменовался интенсивным проявлением вулканических процессов, в продуктах которых отсутствовали кислые дериваты магмы. Это обстоятельство, а также повышенная концентрация титана в вулканогенных породах являются одной из отличительных черт рифейского вулканизма геосинклинальных областей, обрамлявших Сибирскую платформу.

ЛИТЕРАТУРА

Абдулла М. И. Окислы железа и титана в метаморфических породах.— В кн.: Природа метаморфизма. М., «Мир», 1967.

Аверьев В. В. Условия разгрузки Паужетских гидротерм на юге Камчатки.— В кн.: Труды Лабор. вулканологии АН СССР, вып. 19. М., 1961.

Акульшина Е. П., Евтушенко В. М., Писарева Г. М., Шишкин Б. Б. Глинистые минералы в древнейших осадочных толщах Игарского района и бассейна реки Оленек.— В кн.: Литология и геохимия докембрия Сибири. Новосибирск. «Наука», 1970.

Алексина И. А. Минералогия крупноалевролитовых фракций донных осадков Кронецкого и Авачинского заливов.— В кн.: Труды Ин-та океанол. АН СССР, вып. 61. М., 1962.

Архангельский А. Д. Типы бокситов СССР и их генезис.— В кн.: Труды конференции по генезису рудного железа, марганца и алюминия. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1937.

Атертон М. П. Состав гранитов в регионально-метаморфизованных породах.—В кн.: Природа метаморфизма. М., «Мир», 1967.

Баженова Т. К., Высоцкий В. И. Геотектоническая природа приенисейской части Сибирской платформы.— «Вестн. МГУ», 1965, № 3.

Барт Т. Проблемы геохимии. М., «Наука», 1965.

Батлер Б. К. Состав в метаморфических породах.— В кн.: Природа метаморфизма. М., «Мир», 1967.

Батти М. Х. Петрогенезис Новозеландской спилитовой серии.— В кн.: Проблемы палеовулканизма. М., ИЛ, 1963.

Башарина Л. А. Фумарольные газы вулканов Ключевского и Шивелуч.— В кн.: Труды Лабор. вулканологии АН СССР, вып. 13. М., 1958.

Башарина Л. А. Вулканические газы на различных стадиях активности вулканов.— В кн.: Труды Лабор. вулканологии АН СССР, вып. 19. М., 1961.

Беммелен Ван. Геология Индонезии. М., ИЛ, 1957.

Блюман Б. А. Петрология метаморфических комплексов восточной части Горного Алтая. (Автореф. канд. дисс.). Л., 1968.

Бровков Г. Н. Общие особенности строения и состава среднепалеозойского вулканогенно-осадочного комплекса.— В кн.: Литология среднепалеозойского вулканогенно-осадочного комплекса впадин востока Саяно-Алтайской складчатой области. М., «Наука», 1967.

Бровков Г. Н., Могилев А. Е. Постседиментационные изменения отложений и особенности поствулканических процессов.— В кн.: Литология среднепалеозойского вулканогенно-осадочного комплекса впадин востока Саяно-Алтайской складчатой области. М., «Наука», 1967.

Ван А. В. Эпигенез и метагенез угленосных отложений Кузнецкого бассейна. Постседиментационные преобразования осадочных пород Сибири. М., «Наука», 1967.

Белинский В. В. Кембрийский вулканизм Западного Саяна. (Автореф. канд. дисс.). Новосибирск, 1965.

Вильямс Х. В., Тернер Ф. Д., Гильберт Ч. М. Петрография. М., ИЛ, 1957.

Винклер Г. Генезис метаморфических пород. М., «Мир», 1969.

Влодавец В. И. Процессы, порождающие пирокластический материал и его первичное перемещение.— В кн.: Проблемы вулканизма. Ереван, (Изд-во АН Арм. ССР). 1959.

Ворожейкина Л. А., Манухин Ю. Ф., Краевой Ю. А. Химизм и условия формирования вещественного состава Паратунских гидротерм.— В кн.: Тезисы докладов симпозиума «Современные минералообразующие растворы». Петропавловск-Камчатский, 1970.

Вотах О. А. Тектоника докембрия западной окраины Сибирской платформы. М., «Наука», 1968.

Вотах О. А., Дмитриев В. Н. Соотношение докембрийских свит Игарского и Туруханского районов по данным абсолютного возраста.— «Геол. и геофиз.», 1963, № 7.

Вотах О. А., Ивлев Н. Ф., Микуцкий С. П. Докембрий Игарского района.— «Докл. АН СССР», 1964, т. 154, № 6.

Вотах О. А., Козлов Г. В., Шишкин Б. Б. Строение докембрийского этажа в Игарском районе.— «Геол. и геофиз.», 1968, № 3.
Гёлецян Г. Г. Строение игарской свиты.— В кн.: Материалы к конференции молодых ученых и аспирантов Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР (апрель 1968 г), Новосибирск, «Наука», 1968.
Гёлецян Г. Г. Распределение вулканического материала в отложениях верхнего докембрия Игарского района.— В кн.: Труды СНИИГГиМС, вып. 91. Новосибирск, 1969.
Гёлецян Г. Г. Некоторые данные о вещественном составе и строении нижней части туфогенного комплекса игарской свиты.— В кн.: Литология и геохимия верхнего докембрия Сибири. Новосибирск, «Наука», 1970.
Гёлецян Г. Г. Некоторые вопросы стратиграфии и состава верхнедокембрийских отложений Игарского района.— «Геол. и геофиз.», 1970, № 3.
Гилярова М. А. Спилиты Конгезерского района Карело-Финской ССР. Л., Изд. ЛГУ, 1941.
Гилярова М. А. Шаровые лавы Сужарского района Южной Карелии и проблемы генезиса шаровых лав.— «Уч. зап. ЛГУ», серия геол. наук, 1959, № 268, вып. 10.
Грамберг И. С. Общие закономерности палеогеографического развития.— В кн.: Труды НИИГА, т. 150. Л., 1967.
Гуринова Е. П. Геологические условия формирования шаровых лав среднего течения реки Нижней Тунгуски.— «Известия АН СССР», серия геол., 1960, № 6.
Гущенко И. И. Пеплы Северной Камчатки и условия их образования. М., «Наука», 1965.
Данбар К., Роджерс Д. Основы стратиграфии. М., ИЛ, 1962.
Даценко В. А. Стратиграфия докембрийских и кембрийских отложений северо-запада Сибирской платформы.— В кн.: Труды НИИГА, вып. 13. Л., 1963.
Даценко В. А. Геологическое строение и минеральные ресурсы северо-запада Сибирской платформы.— В кн.: Геология и полезные ископаемые. Норильск, 1968.
Дачатко Р. В., Полдерварт А. Спилитовая интрузия вблизи горы Ландрон, округ Сокорро, штат Нью-Мексико.— В кн.: Проблемы палеовулканизма. М., ИЛ, 1963.
Демокидов К. К., Погребецкий Ю. Е. Позднепротерозойский этап палеогеографического развития.— В кн.: Палеогеография центральной части Советской Арктики. Л., «Недра», 1967. (Тр. НИИГА, т. 150).
Дербиков И. В. и др. Элементы тектоники Западно-Сибирской низменности и вопросы методики их исследования. М., Гостоптехиздат, 1960.
Дзоценидзе Г. С. Домиоценовый эффузивный вулканизм Грузии. Тбилиси, Изд-во АН ГрузССР, 1948.
Дзоценидзе Г. С. Влияние вулканизма на образование осадков. М., «Недра», 1965.
Дзоценидзе Г. С. Роль вулканизма в образовании осадочных пород и руд. М., «Наука», 1969.
Добрецов Н. Л. Изохимический характер метаморфизма. Химический состав метаморфических пород.— В кн.: Фации метаморфизма. М., «Недра», 1970.
Драгунов В. И. Материалы по геологии Сибирской платформы.— В кн.: Труды ВСЕГЕИ, сб. 2. М., 1960.
Драгунов В. И. Туруханский и Игарский районы.— В кн.: Стратиграфия СССР. Верхний докембрий. М., Госгеолтехиздат, 1963.
Драгунов В. И., Смирнова Е. Б. Особенности тектонического строения северо-западной окраины Средне-Сибирского плоскогорья.— В кн.: Труды ВСЕГЕИ, новая серия. Т. 97. Л., 1964.
Думанский А. В. Учение о коллоидах. М., Гостехиздат, 1948.
Елисеев Н. А. Метаморфизм. М., «Недра», 1963.
Жабин В. В. К оценке бокситоносности докембрийских отложений Енисейского кряжа и приенисейской части Сибирской платформы.— В кн.: Труды СНИИГГиМС, вып. 58. Новосибирск, 1967.
Заварицкий А. Н. Введение в петрохимию изверженных горных пород. М., Изд-во АН СССР, 1946.
Заварицкий А. Н. Изверженные горные породы. М., Изд-во АН СССР, 1956.
Заварицкий А. Н. Изверженные горные породы. М., Изд-во АН СССР, 1961.
Зегебарт Д. К. Основные черты тектонического строения правобережья реки Енисея между устьями рек Подкаменной Тунгуски и Дудинки.— В кн.: Труды НИГРИзолото. Вып. 21. М., 1957.
Зеленов К. К. Подводные и наземные гидротермальные процессы и их роль в осадочном рудообразовании.— В кн.: Труды Лабор. вулканологии АН СССР. Вып. 19. М., 1961.
Зеленов К. К. Подводный вулканизм и его роль в формировании осадочных пород.— В кн.: Вулканогенно-осадочные и терригенные формации. М., 1963. (Тр. ГИН АН СССР, вып. 81).
Зеленов К. К. Подводный вулканизм и его геологическое значение.— В кн.: Вулканизм и геохимия его продуктов. М., «Наука», 1967. (Труды Ин-та вулканологии СО АН СССР, вып. 24).
Зотов А. В., Ткаченко Р. И. Алехинские источники на о-ве Кунашир как пример образования «щелочных» гидротерм путем нейтрализации первичных кислых раство-

ров.— В кн.: Тезисы докладов симпозиума «Современные минералообразующие растворы». Петропавловск-Камчатский, 1970.
Иванова А. М. К вопросу о тектоническом строении западной окраины Сибирской платформы.— В кн.: Труды НИИГА. Вып. 133. М., 1963.
Иванова А. М. Формационные комплексы осадочных и осадочно-вулканогенных пород на северо-западе Сибирской платформы.— В кн.: Труды НИИГА. Т. 162. М., 1970.
Иванов В. В. Основные стадии гидротермальной деятельности вулканов Камчатки и Курильских островов и связанные с ними типы термальных вод.— «Геохимия», 1958, № 5.
Иванов В. В. Основные геологические условия и геохимические процессы формирования термальных вод областей современного вулканизма.— В кн.: Труды Лабор. вулканологии АН СССР. Вып. 13. М., 1961.
Ильин Б. В. Природа адсорбированных сил. М.— Л., Гостехиздат, 1952.
Казанский Ю. П. Верхнемеловая оолитовая железорудная формация Центрального Прибоя.— В кн.: Доклады сов. геологов на XXI сессии МГК. Проблема 20. М., 1960.
Казанский Ю. П. Факторы осадконакопления.— В кн.: Рифейские отложения Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. Новосибирск, «Наука», 1972а.
Казанский Ю. П., Казаринов В. П., Резапова Н. М. Развитие идей А. Д. Архангельского о происхождении кремнистых пород.— «Геол. и геофиз», 1965, № 9.
Казанский Ю. П., Казаринов В. П., Резапова Н. М. Результаты экспериментов с насыщенными растворами кремнезема и на геологическое значение.— В кн.: Физические и химические процессы и фации. М., «Наука», 1968.
Казанский Ю. П., Катаева В. Н., Шугурова Н. А. Опыт изучения состава газовой и жидкой фаз включений как реликтов древних атмосфер и гидросфер.— «Геол. и геофиз.», 1969, № 11.
Казанский Ю. П., Акульшина Е. П., Гелецян Г. Г., Давыдов Ю. В., Ивановская А. В., Катаева В. Н. Особенности осадконакопления в рифе на Сибирской платформе.— В кн.: Литология и осадочные полезные ископаемые Сибирской платформы. Новосибирск, 1969. (Тр. СНИИГГиМСа, вып. 98).
Казанский Ю. П. Карбонатонакопление.— В кн.: Рифейские отложения Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. Новосибирск, «Наука», 1972б.
Казанский Ю. П., Акульшина Е. П. Континентальные обстановки.— В кн.: Рифейские отложения Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. Новосибирск, «Наука», 1972.
Казаринов В. П. Мезозойские и кайнозойские отложения Западной Сибири. М., Гостоптехиздат, 1958.
Казаринов В. П., Конторович А. Э., Герасимов Л. М. Результаты изучения механической и химической денудации водосборов.— «Сов. геол.», 1967, № 9.
Калугин А. С. О роли вулканизма и рифов в образовании бокситов геосинклинальных областей.— «Литол. и полезн. ископ.», 1967, № 1.
Карпов Г. А. Современные гидротермальные растворы верхней зоны пропилитовой фации.— В кн.: Тезисы докладов симпозиума «Современные минералообразующие растворы». Петропавловск-Камчатский, 1970.
Келлер Б. М., Королев В. Г., Семихатов М. А., Чумаков Н. М. Основные черты палеогеографии позднего протерозоя СССР.— В кн.: Геология докембрия. XXIII сессия МГК, проблема 4. Л., «Наука», 1968.
Келлер Б. М., Кратц К. О., Неелов А. Н. Палеотектоника докембрия СССР. XXIII сессия МГК.— В кн.: Геология докембрия. Л., «Наука», 1968.
Кириченко Г. И. Поздне- и послегеосинклинальные прогибы Енисейского кряжа и смежных областей байкалид.— «Сов. геол.», 1955, № 7.
Кириченко Г. И. Енисейский кряж и Туруханское поднятие.— В кн.: Геологическое строение СССР. Т. 1. Стратиграфия. М., Госгеолтехиздат, 1958.
Кириченко Г. И., Додин А. Л. Енисейско-Восточно-Таянская складчатая область.— В кн.: Геологическое строение СССР. Т. 3. Тектоника. М., Госгеолтехиздат, 1958.
Классификация вулканогенных обломочных горных пород. М., Госгеолтехиздат, 1962.
Кононов В. И., Ткаченко Р. И. Особенности формирования береговых терм.— В кн.: Тезисы докладов симпозиума «Современные минералообразующие растворы». Петропавловск-Камчатский, 1970.
Копелиович А. В. Эпигенез древних толщ юго-запада Русской платформы. М., 1965 (Труды геол. ин-та АН СССР. Вып. 121).
Копелиович А. В., Коссовская А. Г., Шутов В. Д. О некоторых особенностях эпигенеза терригенных отложений платформенных и геосинклинальных областей.— «Изв. АН СССР», серия геол., 1961, № 6.
Коржинский Д. С. Зависимость метаморфизма от глубинности в вулканогенных формациях.— В кн.: Труды Лабор. вулканологии. Вып. 19. М., Изд-во АН СССР, 1961.
Коржинский Д. С. Проблема спилитов и гипотеза трансвапоризации в свете новых океанологических и вулканологических данных.— «Изв. АН СССР», серия геол., 1962, № 9.
Коссовская А. Г. Минералогия терригенного мезозойского комплекса Вилюйской впадины и Западного Верхоянья.— В кн.: Труды ГИН АН СССР. Вып. 63. М., 1962.
Коссовская А. Г., Логвиненко Н. В., Шутов В. Д. О стадиях формирования и изменения терригенных пород.— «Докл. АН СССР», 1957, т. 116, № 2.

Коссовская А. Г., Шутов В. Д. Фации регионального эпигенеза и метагенеза.— «Изв. АН СССР», серия геол., 1963, № 7.

Коссовская А. Г., Шутов В. Д. и Хворова И. В. Элементы стадиального анализа осадочных пород на основе микроскопических исследований.— В кн.: Методы изучения осадочных пород. Т. 1. М., 1957.

Косыгин Ю. А. Тектоника нефтеносных областей. Ч. 1. М., Госгеолтехиздат, 1958.

Косыгин Ю. А., Башарин А. К., Берзин Н. А., Вотах О. Л., Красильников Б. Н., Парфенов Л. М. Основные структурные элементы Сибири в позднем докембрии.— «Геол. и геофиз.», 1962, № 10.

Косыгин Ю. А., Башарин А. К., Берзин Н. А., Вотах О. Л., Красильников Б. Н., Парфенов Л. М. Карта докембрийской тектоники Сибири м-ба 1 : 5 000 000. Объяснит. записка. Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1962.

Косыгин Ю. А., Башарин А. К., Берзин Н. А., Вотах О. Л., Красильников Б. Н., Парфенов Л. М. Докембрийская тектоника Сибири. Новосибирск, 1964.

Косыгин Ю. А., Башарин А. К., Берзин Н. А., Боровиков А. М., Борукаев Ч. Б., Вотах О. А., Парфенов Л. М. Структуры ограничений докембрийских платформ.— В кн.: Геология докембрия. Л., «Наука», 1968.

Косыгин Ю. А., Лучицкий И. В. О принципах выделения древних платформ и положения краевых поднятий в структуре Сибирской платформы.— «Геол. и геофиз.», 1960, № 1.

Красильников Б. Н. Условия возникновения древних прогибов класса передовых.— «Геол. и геофиз.», 1968, № 6.

Кротов Б. П. Дифференциация элементов при выветривании.— В кн.: Труды Ин-та геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии. Вып. 35. М., Изд-во АН СССР, 1959.

Крымский В. М. Стратиграфическое соотношение игарской свиты со стрельногорской и нижнесухарихинскими эффузивами.— «Докл. АН СССР», 1965, т. 164, № 5.

Куденко А. А., Стеценко В. П. О роли вулканизма в формировании осадочных горных пород.— В кн.: Труды Лабор. палеовулканологии. Вып. 2. Алма-Ата, 1963.

Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. М., «Недра», 1964.

Куликов Ю. С., Летов Б. И. Новые данные о верхнепротерозойских образованиях Игарского района.— В кн.: Труды НИИГА. Т. 162. М., 1970.

Лебедев А. П. Юрская вулканогенная формация Центрального Кавказа.— В кн.: Труды ГИН АН СССР. Вып. 113. М., 1950.

Лебединский В. И. Генезис и классификация спилито-кератофировых формаций.— В кн.: XXII сессия МГК. Проблема 16. Докл. сов. геол. М., «Наука», 1964.

Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Андезито-базальтовая формация центральной части Армении.— В кн.: Бассейн оз. Севан (Гокча), 1928.

Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Траппы Тулуно-Уденского и Братского районов в Восточной Сибири.— В кн.: Труды геологической ассоциации АН СССР. Вып. 1. М., 1931.

Леммлейн Г. Г., и Клия М. И. Новые данные об отложении вещественного кристалла на стенках полоски жидкого включения.— «Докл. АН СССР», 1952, вып. 82, № 5.

Лик Б. Э. Соотношение между составом известковых амфиболов и степенью метаморфизма.— В кн.. Природа метаморфизма. М., «Мир», 1967.

Лисицын А. П. Процессы современного осадкообразования в Беринговом море. М., «Наука», 1966.

Логвиненко Н. В. Постдиагенетические изменения осадочных пород. Л., «Наука», 1968.

Лопатин Н. А. Дневник Туруханской экспедиции 1866 г.— «Зап. русского геогр. об-ва», 1897, т. 28, № 2.

Лучицкий И. В. Основные задачи палеовулканологии и проблема вулканогенных формаций.— В кн.: Труды Лабор. палеовулканологии. Вып. 2. Алма-Ата, 1963.

Лучицкий И. В. Цели и задачи палеовулканологических исследований.— В кн.: Сравнительная палеовулканология среднего и верхнего палеозоя юга Сибири и Восточного Казахстана. Новосибирск, «Наука», 1966.

Малеев Е. Ф. Вулканокластические горные породы. М., Госгеолтехиздат, 1963.

Марковский В. А. Подводные размывы в отложениях среднего и верхнего кембрия в районе междуречья Кулюмбе — Ораката.— В кн.: Труды НИИГА. Т. 122. М., 1963.

Мархинин Е. К. Роль вулканизма в формировании земной коры. М., «Наука», 1967.

Мархинин Е. К., Стратула Д. С. Условия формирования гидротерм Курильских островов.— В кн.: Тезисы докладов симпозиума «Современные минералообразующие растворы». Петропавловск-Камчатский, 1970.

Микуцкий С. П. Стратиграфия доверхнепалеозойских отложений приенисейской части Сибирской платформы.— В кн.: Труды СНИИГГиМС. Вып. 13. Новосибирск, 1960.

Микуцкий С. П. Поздний докембрий.— В кн.: Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности северо-запада Сибирской платформы. Новосибирск, 1963. (Труды СНИИГГиМС. Вып. 28).

Микуцкий С. П., Баженова Т. К., Ивлев Н. Ф., Петраков В. У. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности северо-запада Сибирской платформы.— В кн.: Труды СНИИГГиМС. Вып. 28. Новосибирск, 1963.

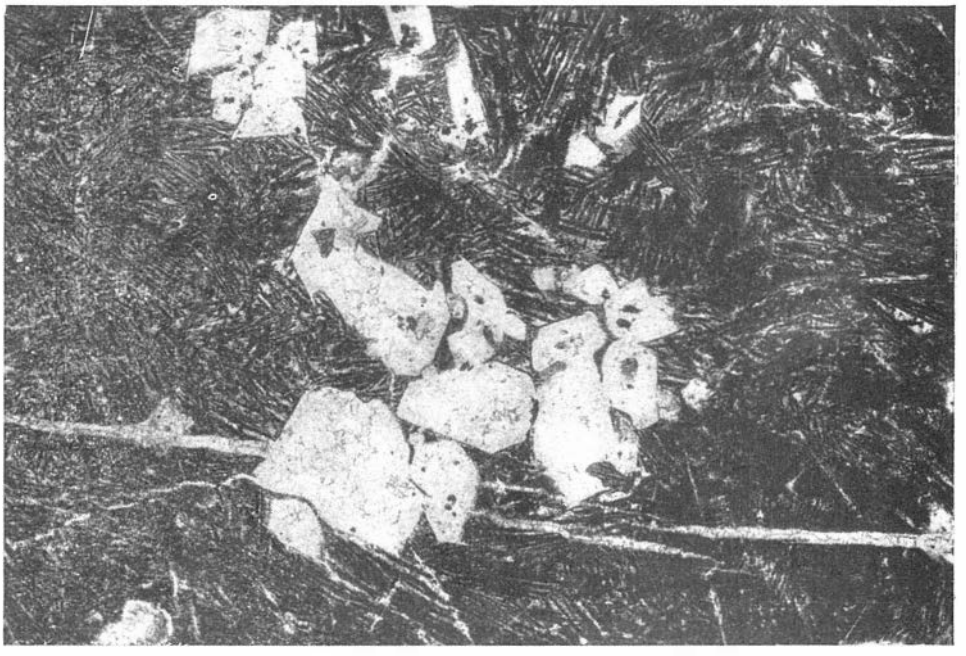
Мильштейн В. Е. О возрасте доломитов медвежьинской свиты докембрия в Игарском районе.— В кн.: Труды НИИГА. Т. 162. М., 1970.

Мирошников А. Е. Литология верхнего докембрия Туруханского района. (Автореф. канд. дисс.). Томск, 1967.
Моор Г. Г. Геологический очерк Сибирской платформы и прилегающих к ней складчатых структур.— В кн.: Труды АНИИ. Л., 1944.
Набоко С. И. Две генетических группы вулканических вод и их минерало- и рудообразующее значение.— В кн.: Тезисы докладов симпозиума «Современные минералообразующие растворы». Петропавловск-Камчатский, 1970.
Накаряков В. Д. Строение домезозойского фундамента Приенисейской полосы Западно-Сибирской платформы.— «Геол. и геофиз.», 1961, № 3.
Наковник Н. И. О «новом взгляде» на вторичные кварциты, о гидротермально измененных породах и вопросах, с ними связанных.— «Изв. АН Арм. ССР», серия геол. и геогр. наук, 1959, т. XII, вып. 1.
Нижний И. В. О двух эпохах выветривания позднего докембрия Восточной Сибири и о возможности бокситообразования.— «Сов. геол.», 1965, № 6.
Николс Г. Д. Автометасоматоз в нижних спилитах билтской вулканической серии.— В кн.: Проблемы палеовулканизма. М., ИЛ, 1963.
Обручев С. В. Возможность применения аргонового метода для определения абсолютного возраста докембрийских пород.— В кн.: Труды Межвед. совещ. по разраб. унифиц. стратигр. схем Сибири. М., Изд-во АН СССР, 1958.
Обуэн Ж. Геосинклинали, проблемы происхождения и развития. М., «Мир», 1967.
Павловский Е. В. Тектоника Саяно-Байкальского нагорья.— «Изв. АН СССР», серия геол., 1956, № 10.
Парк Ч. Ф. Спилиты и проблема марганца Олимпии.— В кн.: Проблемы палеовулканизма. М., ИЛ, 1963.
Перельман А. И. Геохимия ландшафтов. М., «Высшая школа», 1966.
Петрова М. А. Геологическая характеристика вулканогенных пород по фациям.— В кн.: Вулканогенные породы и методы их изучения. М., «Недра», 1967.
Пичамутху К. С. Подушечные лавы Майсур.— В кн.: Проблемы палеовулканизма. М., ИЛ, 1963.
Полькин Я. И. История развития структуры северо-западной части Сибирской платформы.— В кн.: Тектоника Сибири. Т. 2. Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1963.
Пономарев В. Г. Основные особенности субаэральных и субмаринных вулканогенных железных руд Алтая.— В кн.: Материалы к конференции молодых ученых и аспирантов Института геологии и геофизики СО АН СССР. Новосибирск, «Наука», 1968.
Пустовалов Л. В. Петрография осадочных пород Ч. 1. М.— Л. Геосгеолтехиздат, 1940.
Равич М. Г., Чайка Л. А. Протерозойские метаморфические и магматические формации Таймыра.— В кн.: Петрография Восточной Сибири. Т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1962.
Ратеев М. А. Закономерности размещения и генезис глинистых минералов в современных и древних морских водоемах.— В кн.: Труды ГИН АН СССР. Вып. 112. М., 1964.
Ритман А. Вулканы и их деятельность. М., «Мир», 1964.
Ростовцев Н. Н. Западно-Сибирская плита.— В кн.: Тектоника нефтегазоносных областей. Ч. 2. М., Гостоптехиздат, 1958.
Рухин Л. Б. Проблема происхождения красноцветных толщ.— «Вестн. ЛГУ», 1948, № 7.
Рухин Л. Б. Основы литологии. Л., Госгеолтехиздат, 1953.
Рухин Л. Б. Основы общей палеогеографии. Л., Госгеолтехиздат, 1959.
Савельева К. П. Донные отложения северной части Азовского моря.— В кн.: Труды Ин-та океанологии АН СССР. Вып. 68. М., 1964.
Савицкий В. Е., Шишкин Б. Б., Шабанов Ю. Я. О стратиграфическом расчленении докембрийских и кембрийских отложений Игарского района.— В кн.: Труды СНИИГГиМС. Вып. 57. Новосибирск, 1967.
Савкевич С. С. О постседиментационных преобразованиях и их влиянии на коллекторские свойства терригенных осадочных пород.— В кн.: Труды ВНИГРИ. Вып. 242. М., 1965.
Салоп Л. И. Докембрий СССР.— В кн.: Геология докембрия. XXIII сессия МГК. Л., 1968.
Сакс В. Н. Геологический очерк района города Игарки.— В кн.: Труды НИИГА. Т. XIX. Л.— М., 1951.
Сакс В. Н., Ронкина З. З. О возможных размывах Сибирской платформы в мезозое.— Инф. бюлл. НИИГА. Вып. 7. М., 1958.
Семинар по классификации, номенклатуре и диагностике вулканогенно-осадочных пород. Тбилиси, 1968.
Симанович И. М. Типы и разновидности структурных дефектов обломочного кварца.— «Литология и пол. ископ.», 1968, № 6.
Спижарский Т. Н. Сибирская платформа.— В кн.: Геологическое строение СССР. Т. 3. Тектоника. М., Госгеолтехиздат, 1958а.
Спижарский Т. Н. Тектоническая карта Сибирской платформы и прилегающих частей складчатых систем. М., Госгеолтехиздат, 1958б.
Спижарский Т. Н. Геологическое районирование Сибирской платформы и основные закономерности размещения полезных ископаемых на ее территории.— В кн.: Раз-

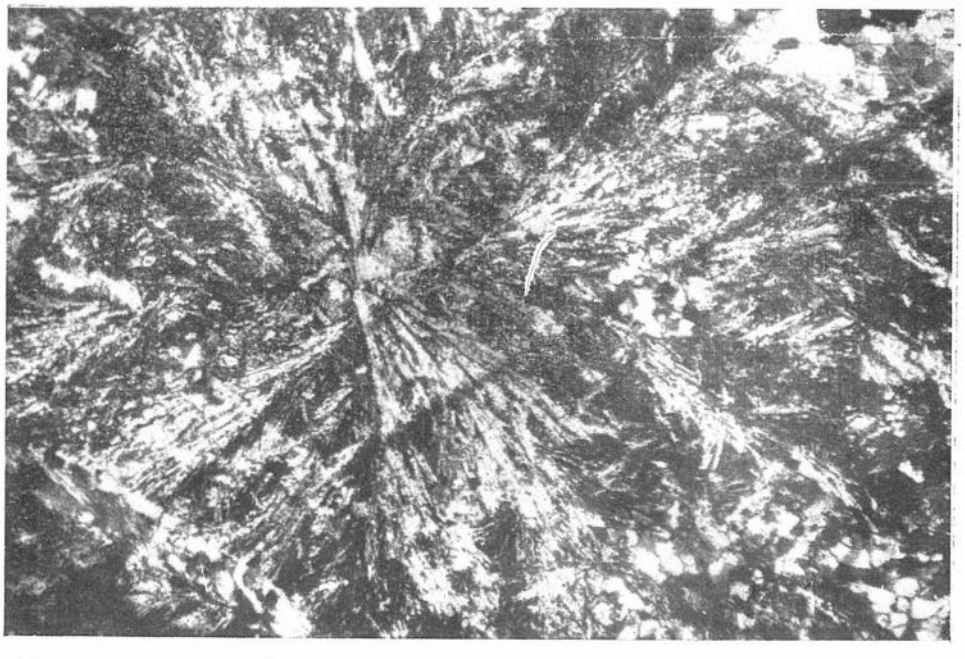
витие производительных сил Восточной Сибири. Т. 3. Геологическое строение. М., Изд-во АН СССР, 1960.
Спижарский Т. Н. Краткий очерк тектоники Сибирской платформы.— В кн.: Чтения памяти В. А. Обручева. Т. V. М., Изд-во АН СССР, 1961.
Спижарский Т. Н., Зотова И. Ф. Байкальская складчатая область.— В кн.: Геологическое строение СССР. Т. 2. Тектоника. М., «Недра», 1968.
Старосельцев В. С., Сулимов И. Н. О структуре фундамента Приенисейской зоны Западно-Сибирской эпигерцинской плиты.— В кн.: Труды СНИИГГиМС. Вып. 89. Новосибирск, 1964.
Стратиграфическая классификация, терминология и номенклатура. Л., «Недра», 1965.
Страхов Н. М. Диагенез осадков и его значение для осадочного рудообразования.— «Изв. АН СССР», серия геол., 1953, № 5.
Страхов Н. М. Основные черты питания современных внутриконтинентальных водоемов осадочным материалом.— В кн.: Образование осадков в современных водоемах. М., Изд-во АН СССР, 1954.
Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. Т. I. М., Изд-во АН СССР, 1960.
Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. Т. II. М., Изд-во АН СССР, 1962.
Страхов Н. М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М., Госгеолтехиздат, 1963.
Сулимов И. Н. Обзор исследований.— В кн.: Труды СНИИГГиМС. Вып. 71. Л., 1969.
Тектоническая карта Евразии м-ба 1 : 5 000 000 (объяснит. записка). М., «Наука», 1966.
Тернер Ф. Дж. Эволюция метаморфических пород. М., ИЛ, 1951.
Тернер Ф. и Фергухен Дж. Петрология изверженных и метаморфическх пород. М., ИЛ, 1961.
Тирелль Г. В. Вулканы. М., ОНТИ, 1934.
Толмачев И. П. Вариолит с реки Енисей.— В кн.: Труды СПб об-ва русских естествоиспытателей. Вып. 5, СПб, 1897.
Томпсон Г. Е. Изменение содержания хлора и интенсивности гидротермальной деятельности в долине гейзеров Вайракея.— В кн.: Геохимия современных поствулканических процессов. М., «Мир», 1965.
Уайт Д. Е. Термальные воды вулканического происхождения.— В кн.: Геохимия современных поствулканических процессов. М., «Мир», 1965.
Уайт Д. Е. и Уоринг Г. А. Вулканические эманации.— В кн.: Геохимия современных поствулканическпх процессов. М., «Мир», 1965.
Урванцев Н. Н. Тектоника северо-западной части Сибирской платформы и перспективы никелевого оруденения и нефтеносности.— В кн.: Труды Ин-та геологии Арктики, № 80. М., 1958.
Усов М. А. Фазы эффузпвов.— «Изв. ТПИ», 1925, т. 46.
Усов М. А. Фации и фазы пород эффузивного облика.— «Проблемы сов. геол.», 1935, № 9.
Уситиев Е. К. Анюйский вулкан и проблемы четвертичного вулканизма Северо-Востока СССР. М., Госгеолтехиздат, 1961.
Формозова Л. Н. Эксгаляционно-осадочные месторождения железных руд типа Лан-Дилль и геологическая обстановка их образования.— В кн.: Вулканогенно-осадочные и терригенные формации. М., 1963. (Тр. ГИН АН СССР, вып. 81).
Фауф У., Тернер Ф., Ферхуген Дж. Метаморфические реакции и метаморфические фации. М., ИЛ, 1962.
Фремд Г. М. Фациальная изменчивость вулканогенных формаций и проблема цикличностп.— В кн.: Труды Лабор. палеовулканологии. Вып. 2. Алма-Ата, 1963.
Хаин В. Е. Главнейшие этапы и общие закономерности развития данной коры.— В кн.: Деформация пород и тектоника. М., Изд-во АН СССР, 1964.
Хаин В. Е. Общая геотектоника. М., «Недра», 1964.
Хворова И. В. Задачи и некоторые результаты изучения литологии формаций.— В кн.: Вулканогенно-осадочные и терригенные формации. М., 1963. (Труды ГИН АН СССР, вып. 81).
Хворова И. В. О происхождении подушечных брекчий и связанных с ними туфов.— «Лптология и пол. ископ.», 1966, № 4.
Херасков Н. П. Некоторые общие закономерности в строении и развитии структуры земной коры.— М., Изд-во АН СССР, 1963. (Труды ГИН АН СССР, вып. 91).
Херасков Н. П. О качественных различиях геосинклинальных систем разного возраста.— В кн.: Деформация пород и тектоника. М., «Наука», 1964.
Херасков Н. П. Тектоника и формации. М., «Наука», 1967.
Холмянский М. А., Летов Б. И. Геологические результаты геодезических исследований в Игарском районе.— «Уч. зап. НИИГА», 1966, вып. 8.
Чумаков А. А. О происхождении натрия в спилитах.— «Изв. АН СССР», серия геол., 1940, вып. 2, т. 40.
Шатский Н. С. Основные черты тектоники Сибирской платформы.— «Бюлл. МОИП», отд. геол., 1932, № 3, 4.
Шатский Н. С. О марганценосных формациях и о металлогении марганца.— «Изв. АН СССР», серия геол., 1954, № 4.

Шатский Н. С. Принципы стратиграфии позднего докембрия и объем рифейской группы.— В кн.: Стратиграфия позднего докембрия и кембрия. М., Изд-во АН СССР, 1960.
Шеньо М. Вулканические газы Этны (Сицилия).— В кн.: Геохимия современных поствулканических процессов. М., «Мир», 1965.
Шеньо М., Тазиев Т., Фабр Р. О составе вулканических эманаций архипелага. Новые Гебриды.— В кн.: Геохимия современных поствулканических процессов. М., «Мир», 1965.
Шишкин Б. Б. Стратиграфия, литология и фации верхнедокембрийских и кембрийских отложений Игарского района. (Автореф. канд. дисс.). Новосибирск, 1970.
Шутов В. Д., Долматова Т. В. Характер изменения каолинита в терригенных породах при глубинном эпигенезе.— "Acta univer carolinae geol. supplementum 1". Praga, 1961.
Эллис А., Уилсон С. Геохимия ионов щелочных метанов в гидротермальной системе Вайракси.— В кн.: Геохимия современных поствулканических процессов. М., «Мир», 1965.
Яковлева Е. Б., Петрова М. А. Пример групповых описаний пород основного состава.— В кн.: Вулканогенные породы и методы их изучения. М., «Недра», 1967.
Яницкий А. Л. Олигоценовые оолитовые железные руды Северного Тургая и их генезис. М., Изд-во АН СССР, 1960 (Труды Ин-та геол. рудн. м-ний, петрограф. минерал. и геохим., вып. 37).
Яншин А. Л. Вулканизм и осадочное рудообразование (о книге Г. С. Дзоценидзе «Влияние вулканизма на образование осадков.».— «Бюлл. МОИП», 1966, вып. 4.
Anderson C. A. The Ruscan formation of Northern California with a discussion concerning the origin of volcanic breccias.— "Univ. of Calif. Publ. Geol. Sci.", 1933, v. 23, 7.
Böhm A. Uber die Gesteine des Weshsels.— "Tschermak mitt.", 1883, 5 (204).
Barrow G. On the Geology of lower Dee — Side and the southern Highland border.— "Geol. Assoc. Proc.", 1912, XXIII.
Benson W. N. Spilite lavas and radiolarian rocks in New South Walls.— "Geol. Mag.", ser. S, 1913, v. 10.
Beskow G. Sodra storfjaallet im sudlichn Lapland. Sver. "Geol.", ser. C., 1927, v. 351.
Blatt H., Christie J. M. Undulatory extinction in guart of igneous and methamorphic rocks and its significance in provenance studies of sedimentary rocks.— "Bull. Geol. Soc. Am.", 1966, v. 71, № 12 pt. 2.
Coombs D. S. The nature and alternation of some Triassic sediiments from Southland, New Zealand.— "Trans. Roy.", N. Z., 1954, v. 82, pt. 1.
Coombs D. S., Ellis A. J., Fyte W., Toylor A. The zeolite facies. with comments on the interpretation of hydrothermal synthesis.— "Geochim. et Cosmochim. Acta", 1959, v. 17, № 1. 2.
Daly R. A. Igneous rocks and their origin. New. Jork, 1914.
Eskola P. On the petrology of eastern Fennosandia, 1.— "Fennia", 1925, v. 45, № 19.
Fyfe W. S., Turner F. J.— "Contr. Min and Petrol.", 1966, 12, 354—364.
Elett J. S., Dewey H. Some Britich pillow-lavas and the rocks associated with them.— "Geol. Mag.", 1911, v. 8, № 5.
Gilluly J. Keratophyres of Eastern Oregon and the spilite problem.— "Amer. J. Sci.", 1935, v. XXIX, № 171—172.
Harker A. Metamorphism, 1932.
Jnostranzew A. Untersuchungen von Kalksteinen und Dolomiten als Beitrag zur Kenntnis des Metamorphismus.— "Tsch. Min. Petr. Mitt.", 1872.
Lehman E. Eruptivegesteine und Eisenerze im Mittel- und Oberdevon der Lahnumlde. Wetzlar, 1941.
Lehman E. The signification of the hydrothermal stage in the formation of igneous rocks.— "Geol. Mag.", 1952, v. 89.
Merilainen Kauko. Albite diabases and albitites in Enontekio and Kittla, Finland.— "Bull. de Commission geologique". De Finland. Helsinki, 1961, № 195.
Packham G. H., Grook K. A. W.— "J. Geol.", 1960, v. 68, № 4.
Pettijohn F. J. Sedimentary rocks.— N.— Y., 1949.
Sandius N. Beitrage zur Geologic des sudlichen. Teils deskirunagebietes. Vetenskapliga och praktiska. Undersotningar 1. Lapland, 1915.
Sandius N. On the spilitic rocks.— "Geol. Mag.", 1930, v. 67.
Szandeczky — Kardoss E. A genetical system of igneous rocks.— "Report of the XXI ses. J. g. e.", 1960, part XIII.
Szandeczky — Kardoss E., Pesty L. Complex experimental petrologic investigations on the interchange of rocks and magma.— "Acta Geol. Hung.", 1964, v. 1—4.
Szandeczky — Kardoss E. On the migration of volatiles and the chemical changes at igneous contacts.— "Acta Geol. Hung.", 1966, t. X.
Turner F. J.— "Amer. J. Sci.", 1935, v. 29, № 173.
Wells A. K. The nomenclature of the spilitic rocks.— "Geol. Mag.", 1922—1923, p. I, II, v. 59, 60.

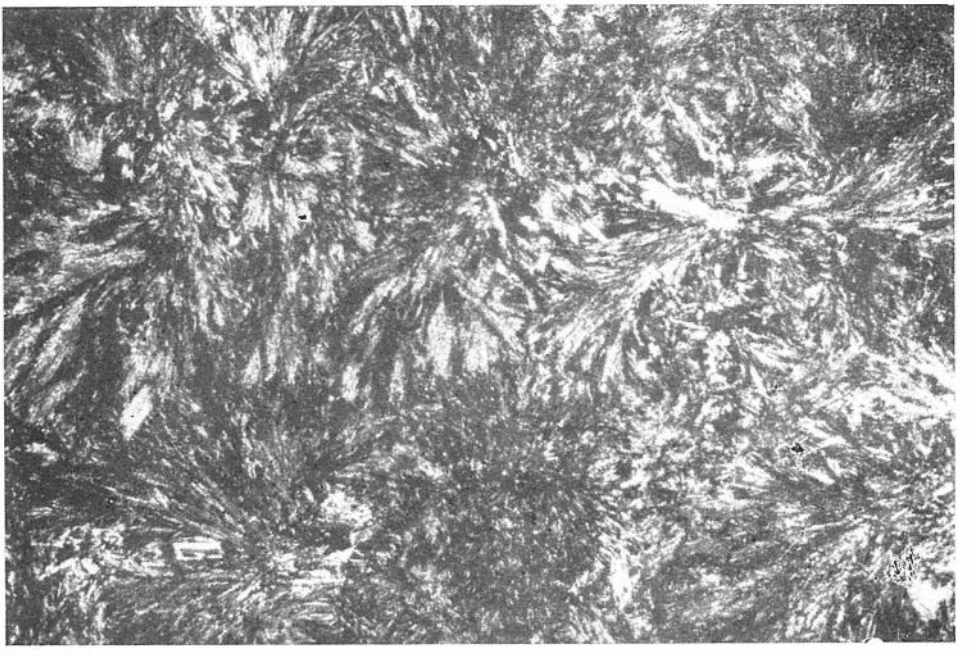
ФОТОИЛЛЮСТРАЦИИ И ОБЪЯСНЕНИЯ К НИМ



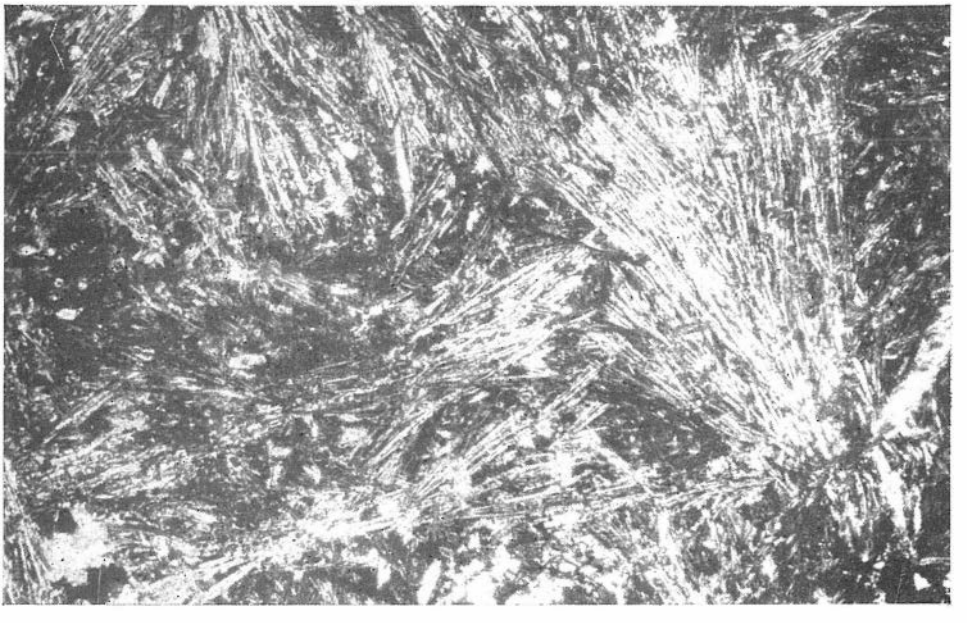
Фиг. 1. Гломеропорфировая структура в спилите. Левый берег р. Енисея у дер. Старая Игарка. Без анализатора. Ув. ×115, обр. № 3351.



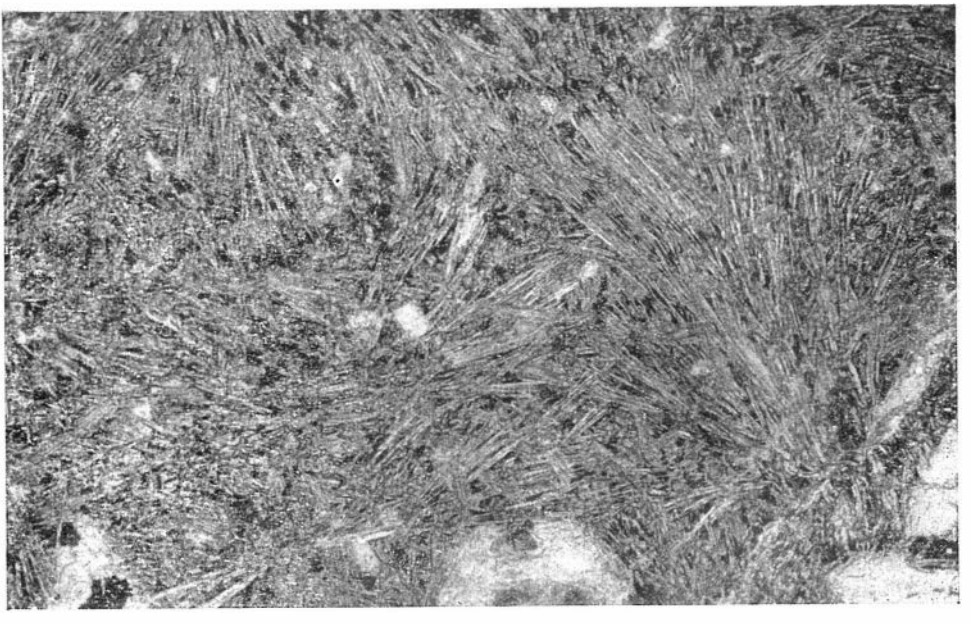
Фиг. 2. Радиально-лучистая (вариолитовая) структура в спилите. Там же. Николи+. Ув. ×220, обр. № 3347.



Фиг. 3. Радиально-лучистая (переходящая местами в метельчатую) структура в спилите. Там же. Николи +. Ув. ×115, обр. № 3347.



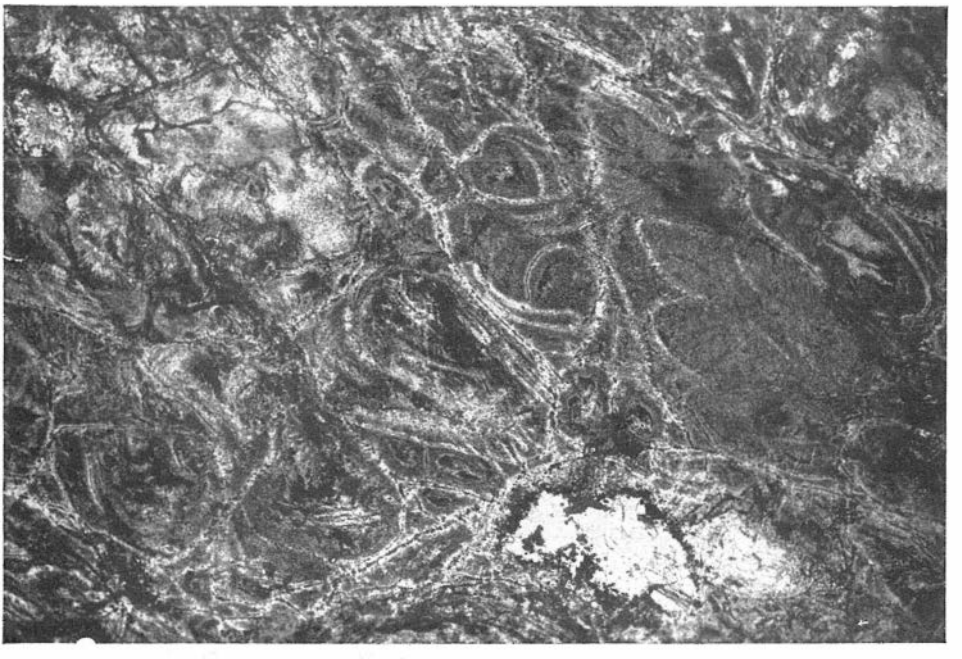
Фиг. 4. Метельчатая разновидность вариолитовой структуры в спилите. Там же. Николи +. Ув. ×160, обр. № 3344.



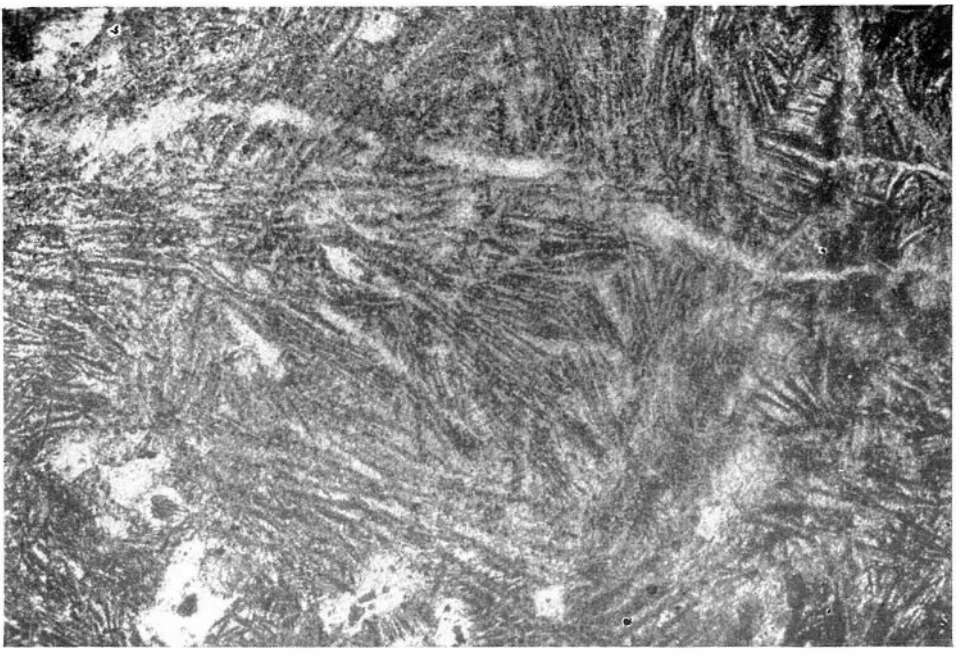
Фиг. 5. То же. Без анализатора.

Фиг. 6. Вариолито-стекловатая структура спилита (вариолита) в наружной зоне шаровых отдельностей. Микролиты плагиоклаза собраны в радиально-лучистые сростки, погруженные в раскристаллизованную стекловатую массу, которая пересечена отдельными трещинами растрескивания. Левый берег р. Енисея у дер. Старая Игарка. Николи+. Ув. ×115, обр. № 3333.

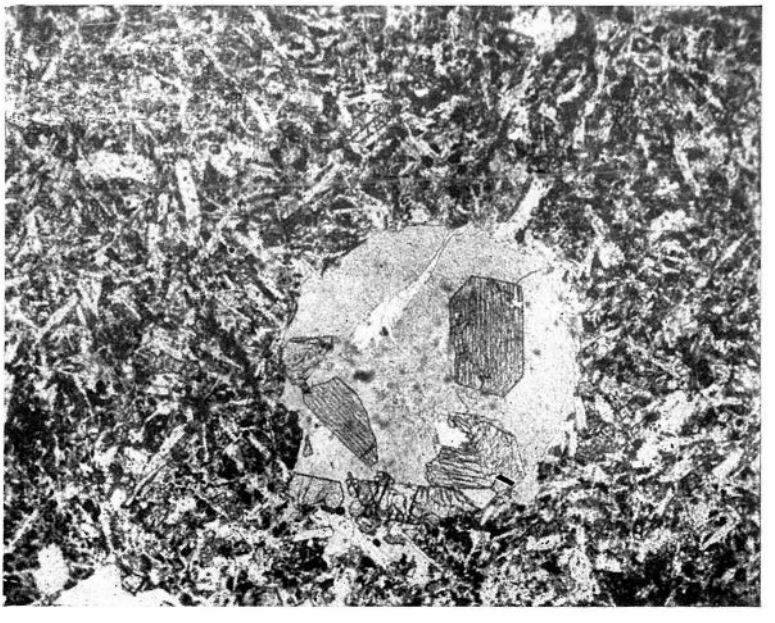
Фиг. 7. Трещины растрескивания в афировом спилите. Там же. Без анализатора. Ув. ×115, обр. № 3361.



Фиг. 8. Перлитовая текстура в спилите. Там же. Без анализатора. Ув. ×115, № обр. 3346.



Фиг. 9. Нематобластовая структура метастазиса в спилите. Там же. Без анализатора. Ув. ×160, обр. № 335!



Фиг. 10. Характер заполнения пор минералами группы эпидота (идиоморфные кристаллы) и хлоритом в миндалекаменных подушечных спилитах. Р. Гравийка. Без анализатора. Ув. ×20, обр. № 3234.

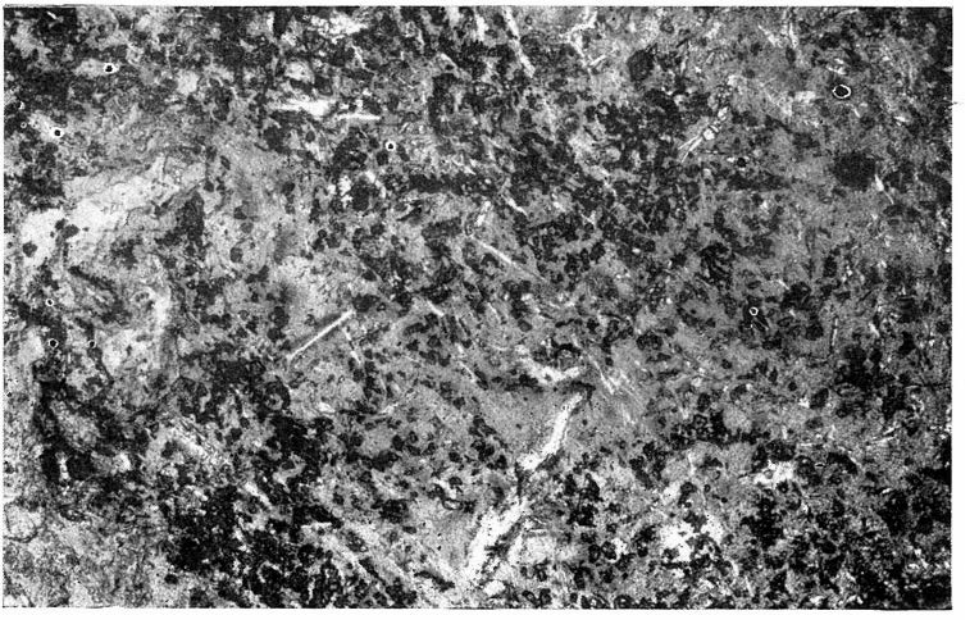
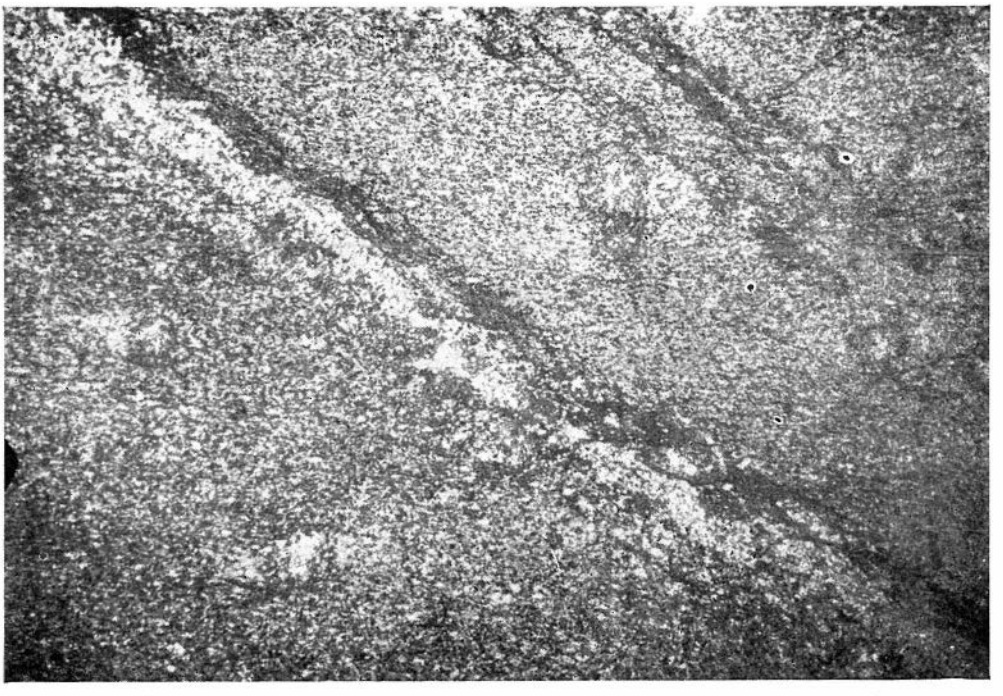
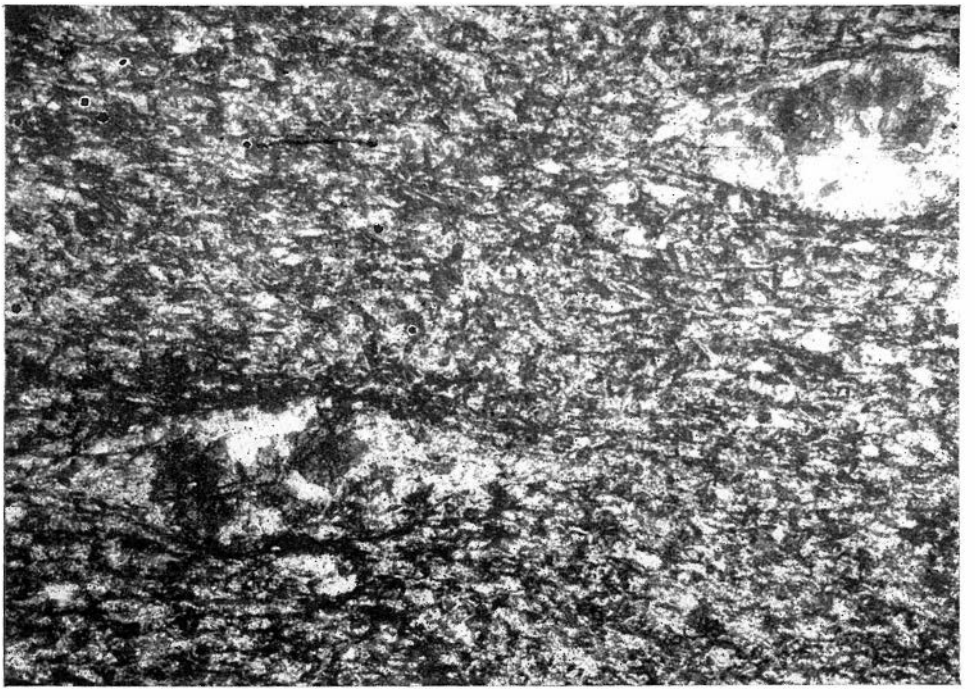


Рис. 11. Кремнисто-амфиболо-хлоритовый сланец. Левый берег р. Енисея у дер. Старая Игарка. Без анализатора, Ув. ×40, обр. № 3313.

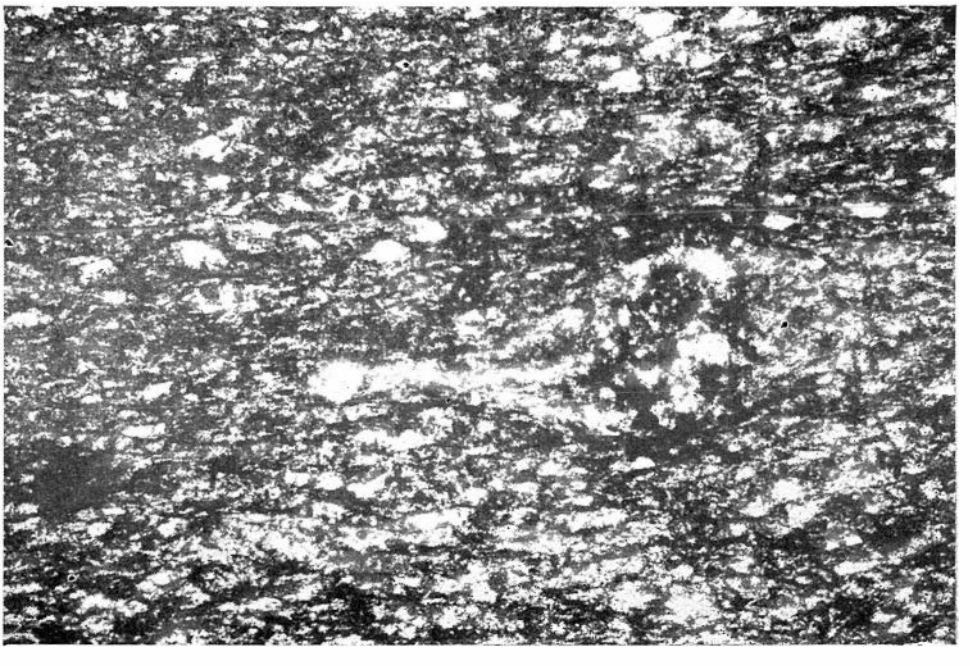
ЛУДОВСКАЯ ТОЛЩА



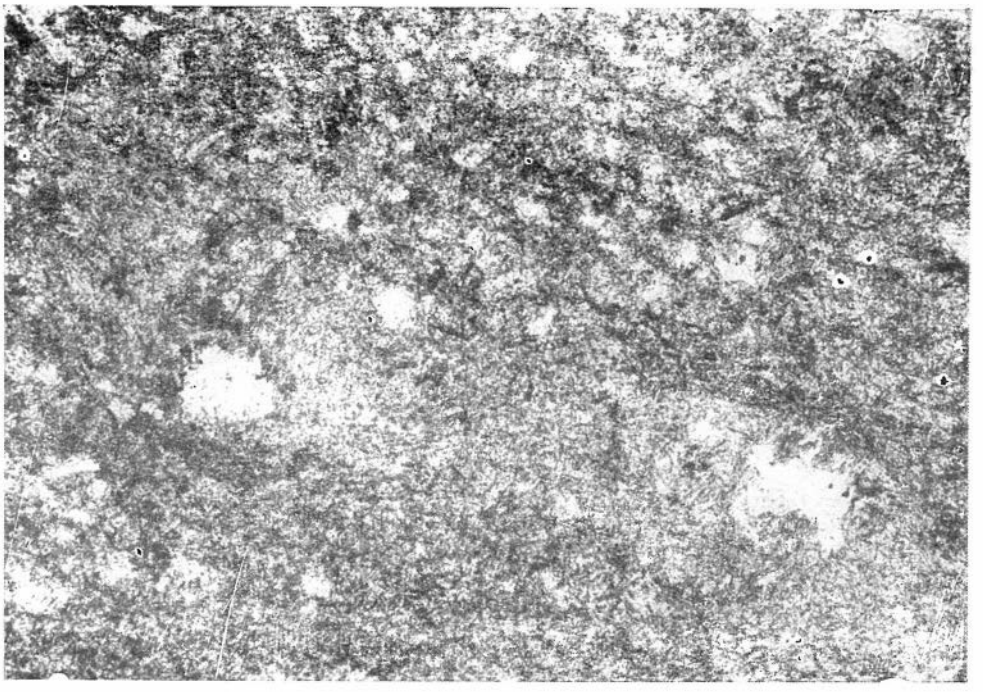
Фиг. 12. Флишеподобная ритмичность в зеленом туфогенном филите. Правый берег р. Енисея, район о-ва Плахинского. Николи+. Ув. ×40, обр. № 3701.



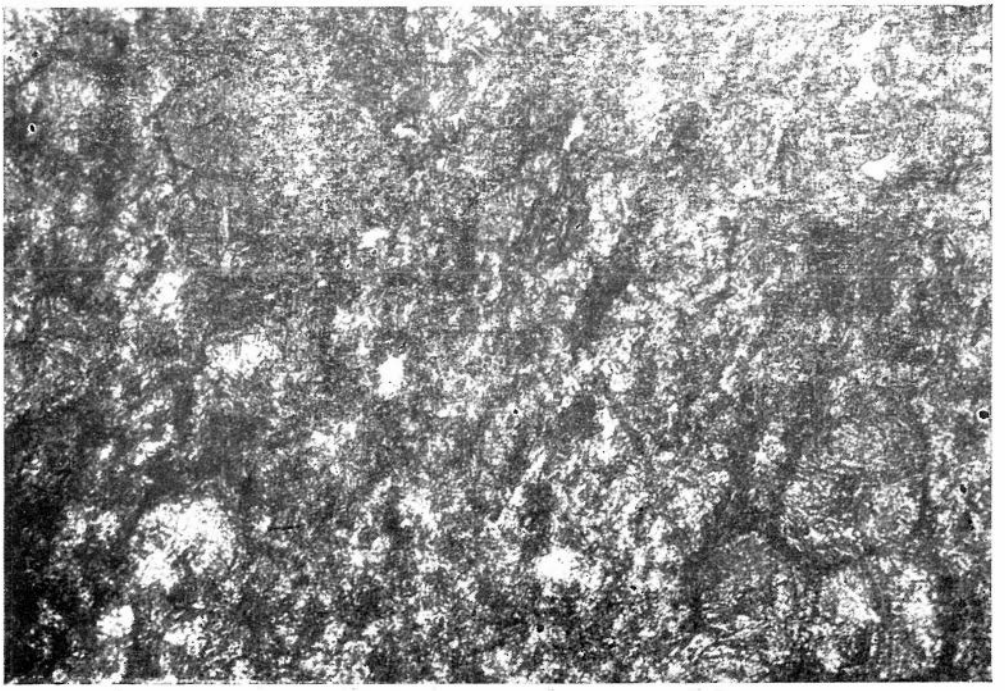
Фиг. 13. Зеленый туфогенный филлит. Сохранились реликты шальштейновой структуры и параллельно-линзовой текстуры. Там же. Николи +. Ув. ×90, обр. № 3701.



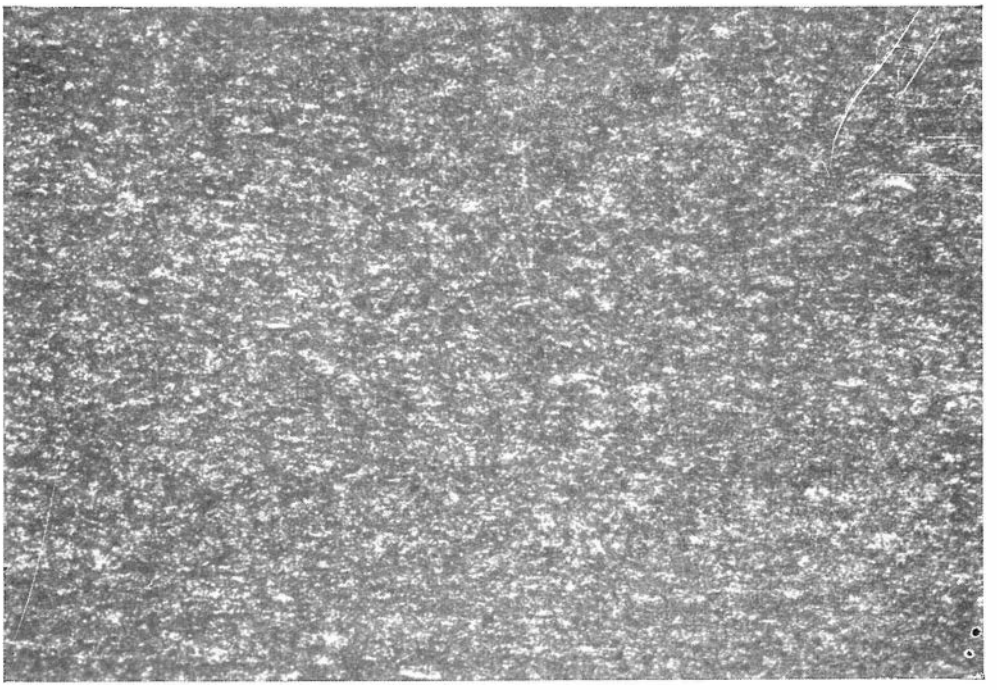
Фиг. 14. Зеленый туфогенный филлит. Наблюдается реликтовая шальштейновая структура, обусловленная наличием уплощенных лапиллей девитрифицированного вулканического стекла. Там же. Николи +. Ув. ×90, обр. № 3699, в.



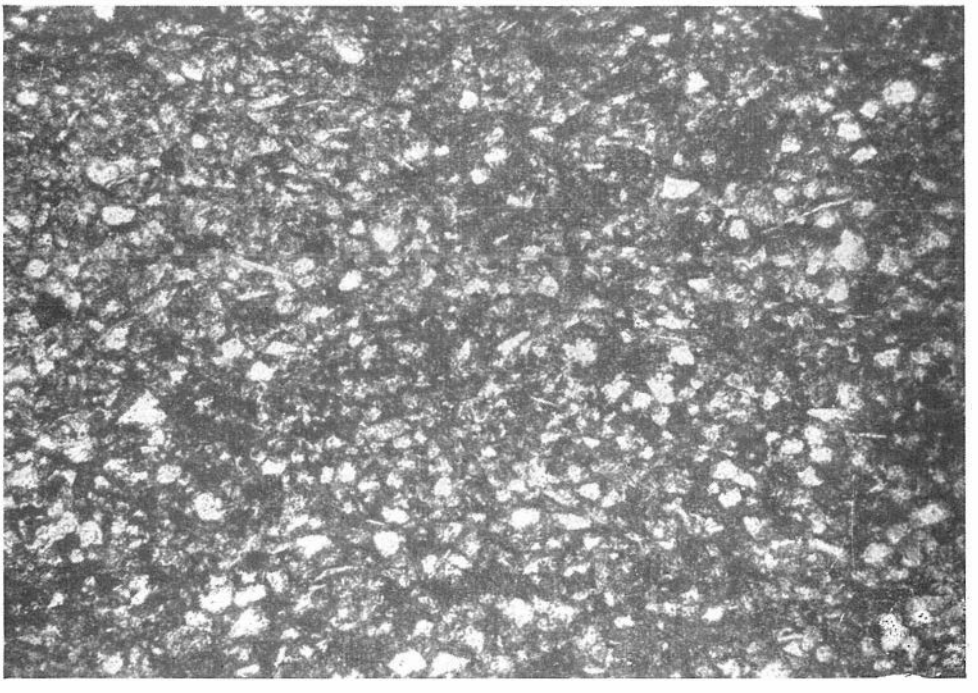
Фиг. 15. Серый туфогенный филлит. Сохранились отдельные крупные, линзовидной формы лапилли пузыристого девитрифицированного стекла. Там же. Без анализатора. Ув. ×90, обр. № 3718.



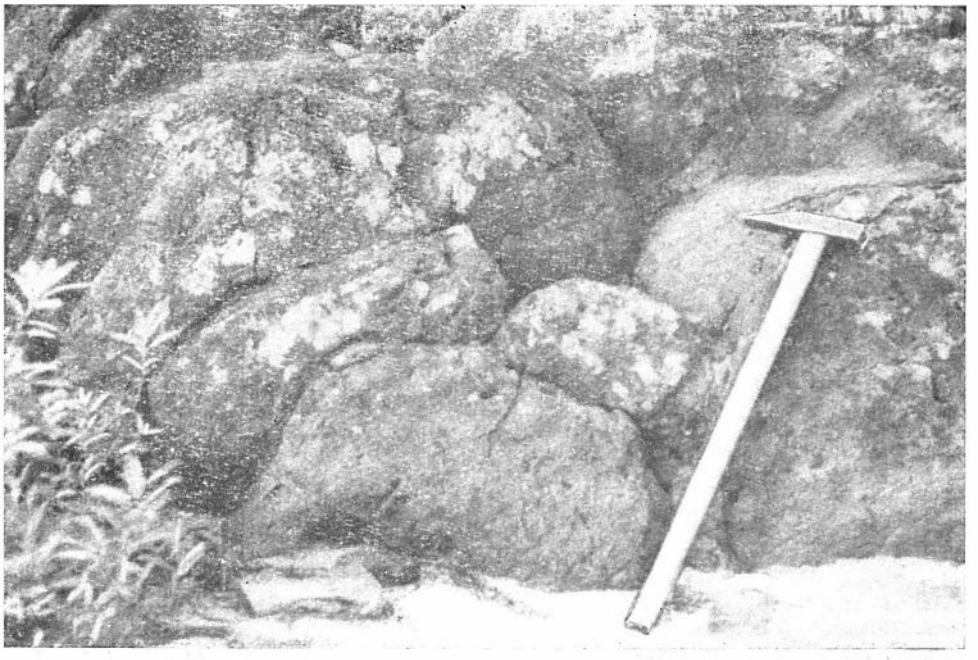
Фиг. 16. Зеленый туфогенный филлит. Просвечивается витро-кристаллокластическая структура исходной породы (туфов), сложенная удлиненными кристаллами и обломками разложенного плагиоклаза. «Бобовины» развиваются по пепловой цементирующей массе и по разложенным зернам плагиоклаза. Там же. Николи+. Ув. ×40, обр. № 3696.



Фиг. 17. Темно-серый филлит, образовавшийся по вулканомиктовому песчанику. Окатанная форма исходного обломочного материала подчеркивается крустификационными каемками серицита. Левый берег р. Енисея, район о-ва Плахинского. Николи+. Ув. ×40, обр. 3770.

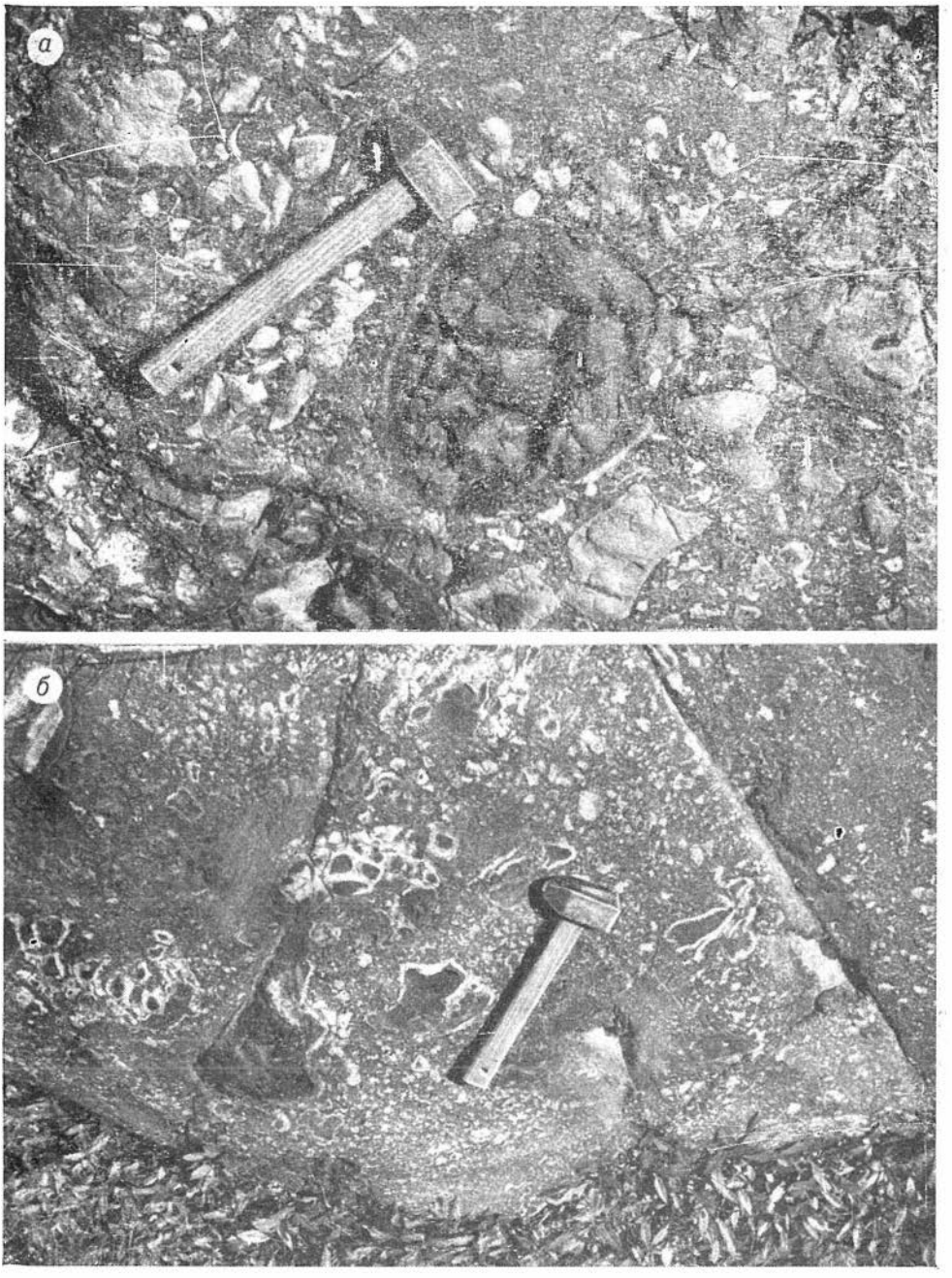


Фиг. 18. Темно-серый филлит, образовавшийся по вулканомиктовому песчанику. Наблюдаются крустификационные (часто лоскутные) каемки кварца и серицита, развивающиеся вокруг обломочного материала. Там же. Николи +. Ув. ×40, обр. № 3746.

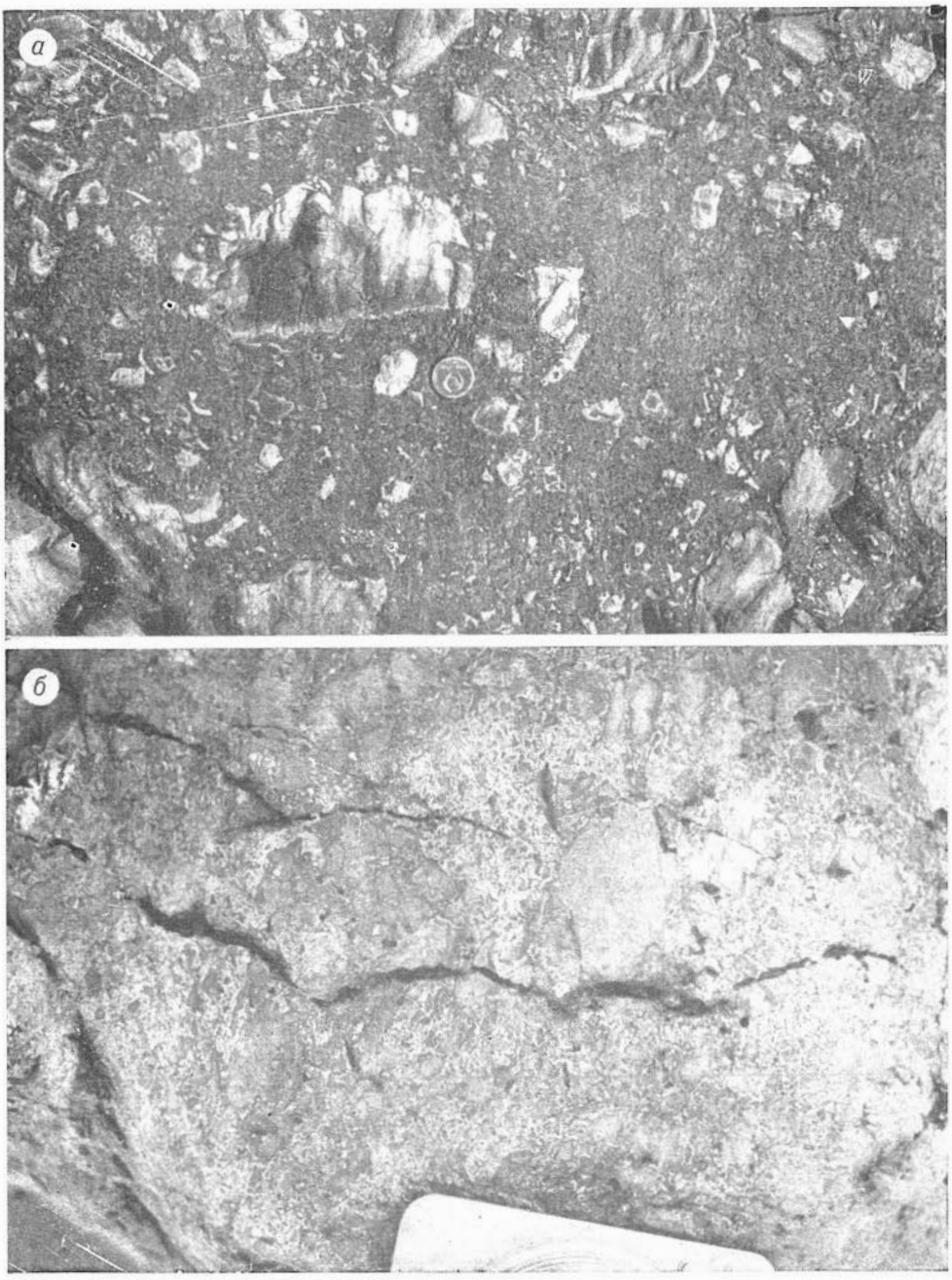


Фиг. 19. Подушечный спилит с нижней вогнутой и верхней выпуклой поверхностями отдельностей (III пачка). Правый берег р. Енисея, мыс Кармакулы.

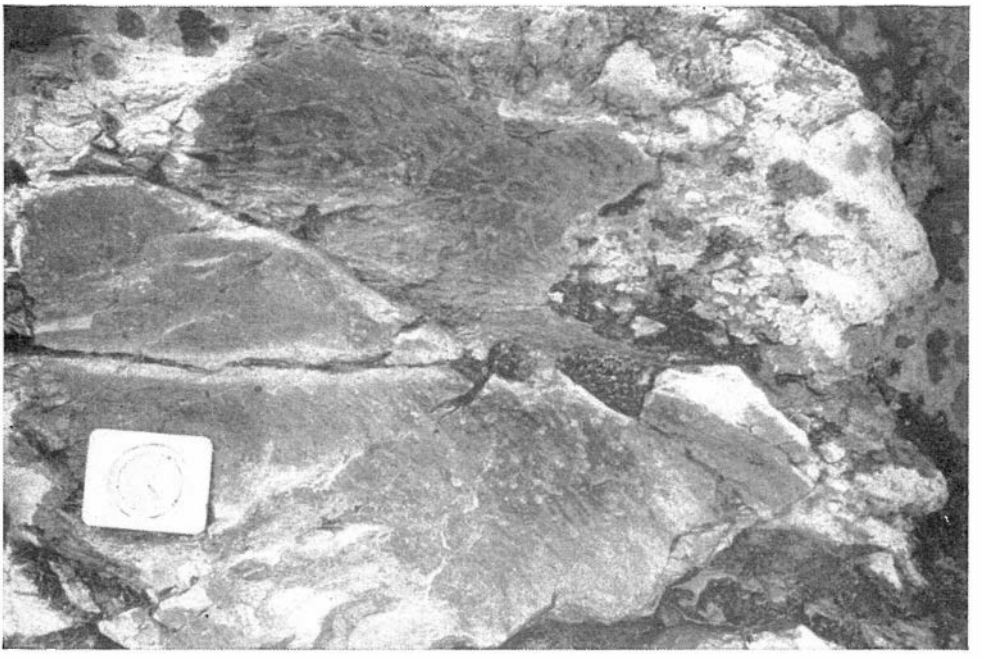
Фиг. 20. Причудливой формы спилитовые тела в фрагментированных пузыристых лавах. На снимке в ядре одного из тел видны концентрические гнезда, образованные микрокварцитами (III пачка). Там же.



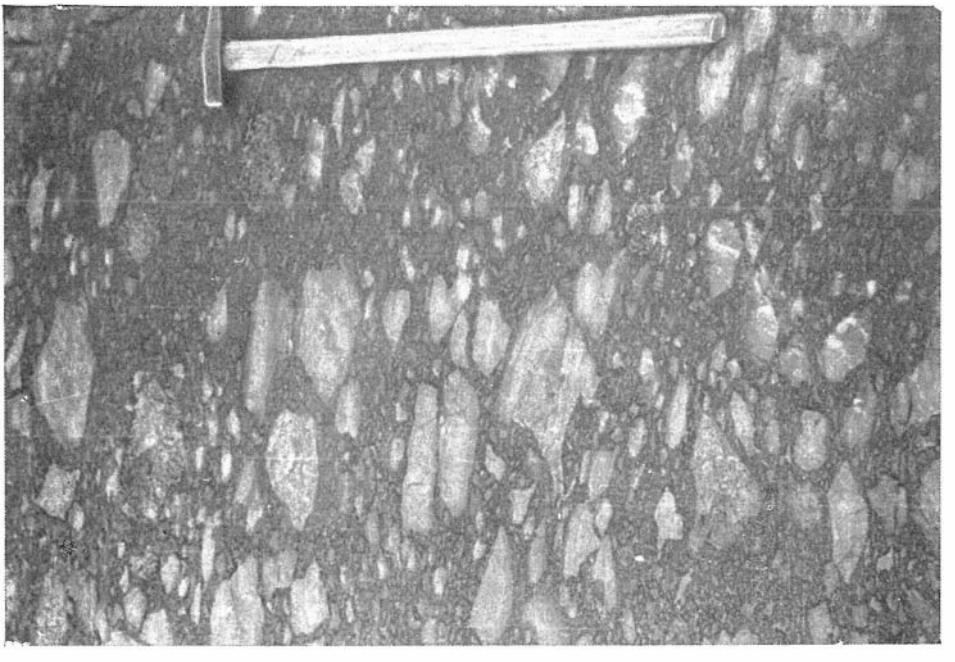
Фиг. 21. Фрагментированные пузыристые лавы: *а* — аквагенный туф с базальтовыми подушечками (по И. В. Хворовой). Видны шаровые отдельности, разбитые трещинами. Третья пачка; *б* — аквагенные базальтовые подушечные брекчии (по И. В. Хворовой). Раздробление (фрагментация) смещенных относительно друг друга шаровых сегментов. Там же. На этих и последующих снимках (фиг. 30) показаны последовательные стадии фрагментации шаровых лав.



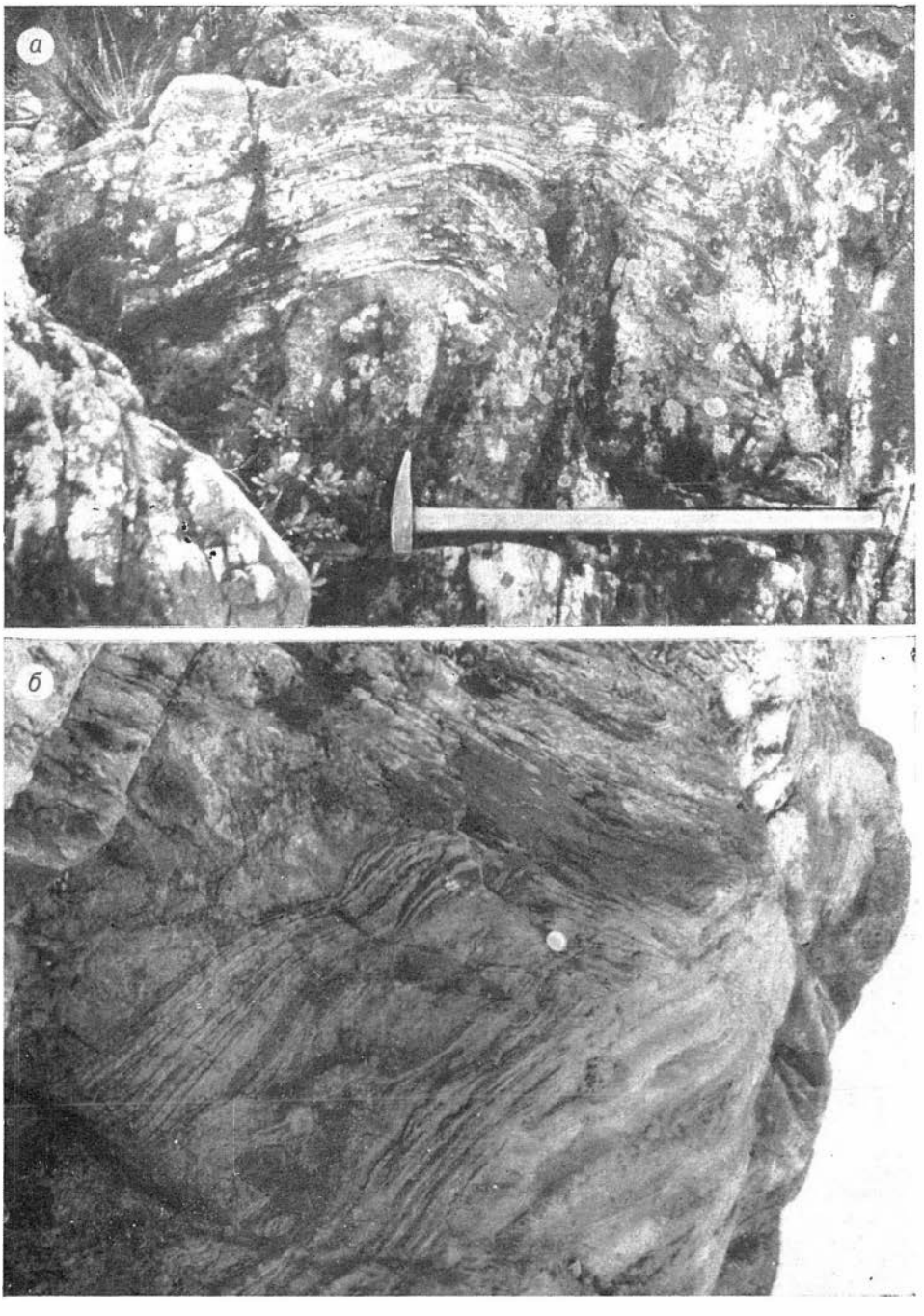
Фиг. 22. Фрагментированные пузыристые лавы, переходящие к гиалокластитам (III пачка). Там же.



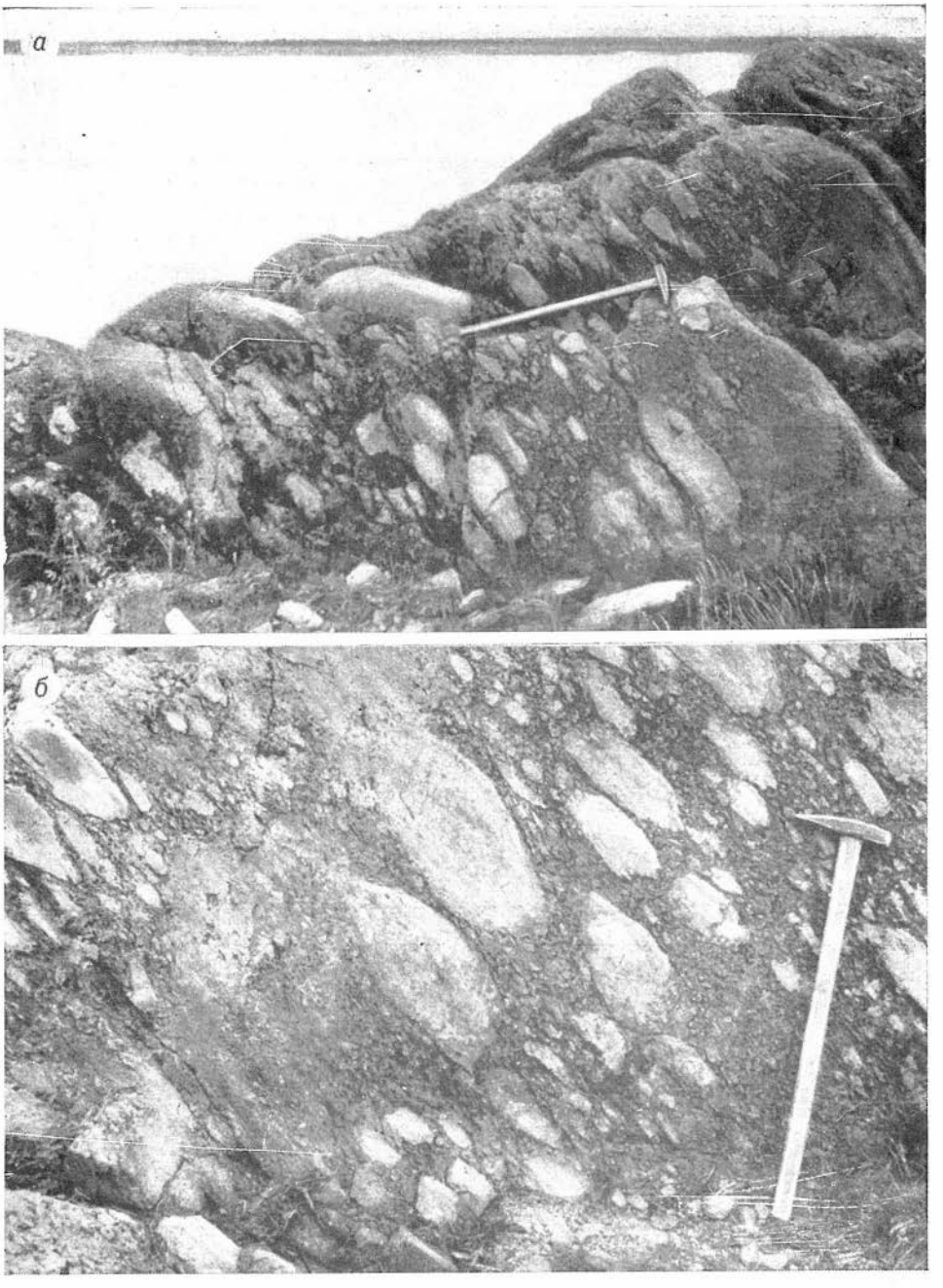
Фиг. 23. Расщепленный участок вулканической бомбы (II пачка). Там же.



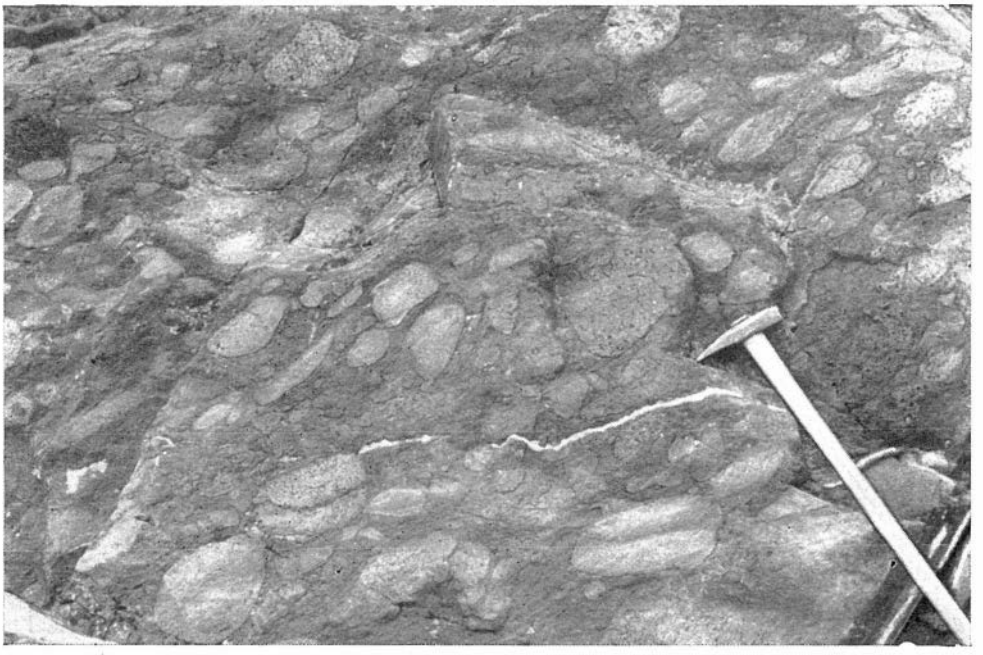
Фиг. 24. Форма агломератовых обломков в ксенотуфобрекчиях (в срезе; перпендикулярном падению) (I пачка). Там же.



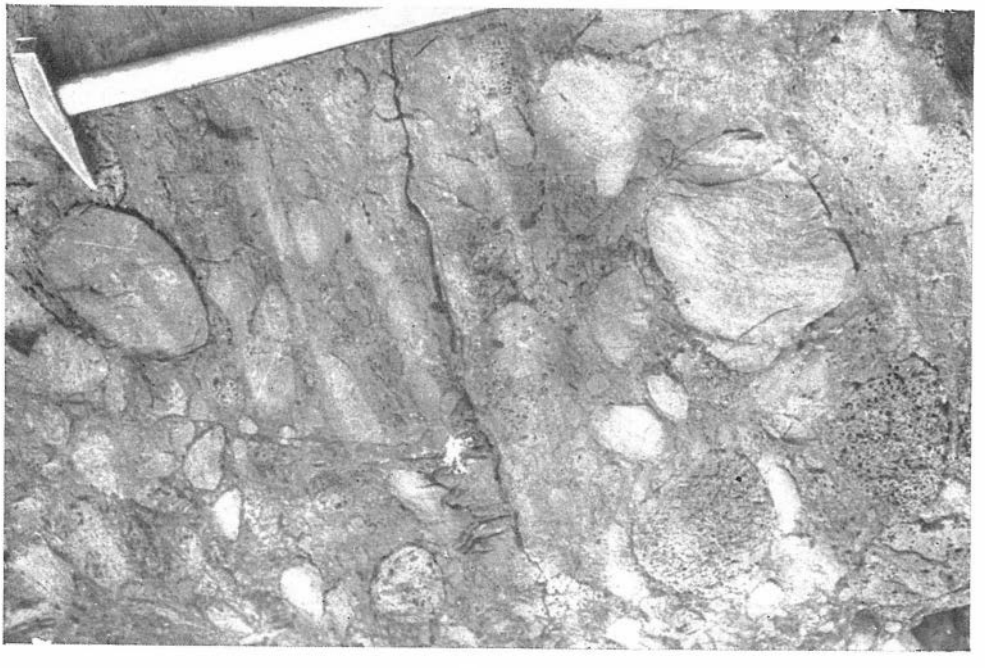
Фиг. 25. Микроскладки, вызванные подводно-оползневыми явлениями в вулканотерригенных породах: *а* — по простиранию; *б* — по падению (1 пачка). Там же.



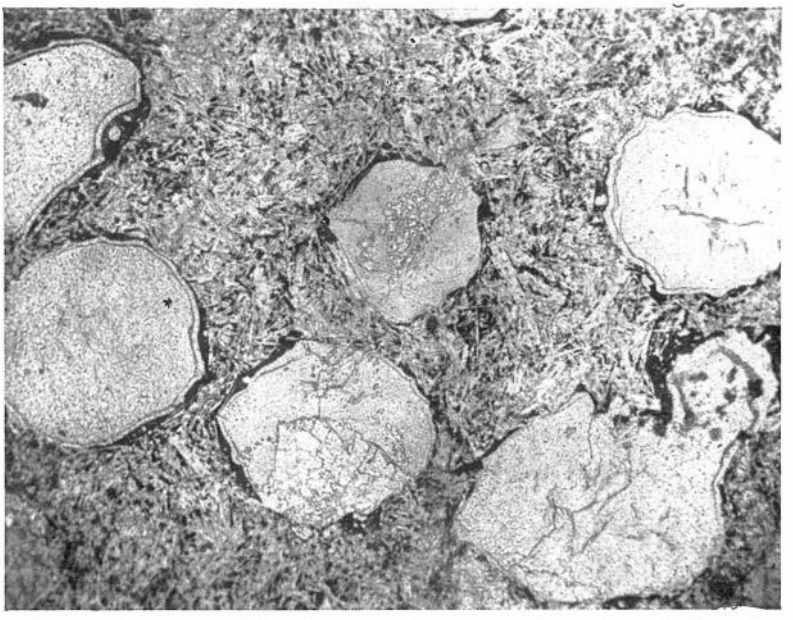
Фиг. 26. Уплощенные, с рваными концами «чуждые» обломки в ксенотуфобрекчиях. Ориентировка обломков указывает на первичное залегание пород (I пачка). Там же.



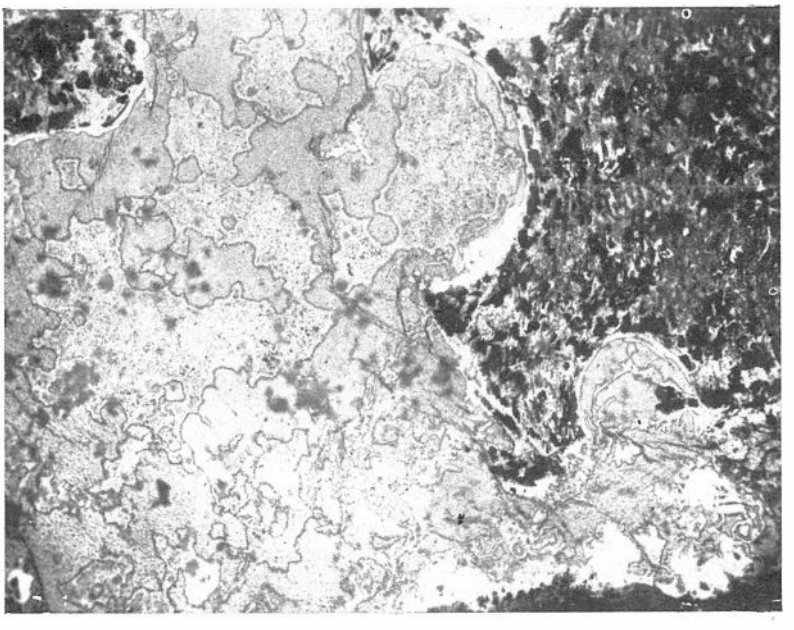
Фиг. 27. Туфоконгломерат (I пачка). Там же.



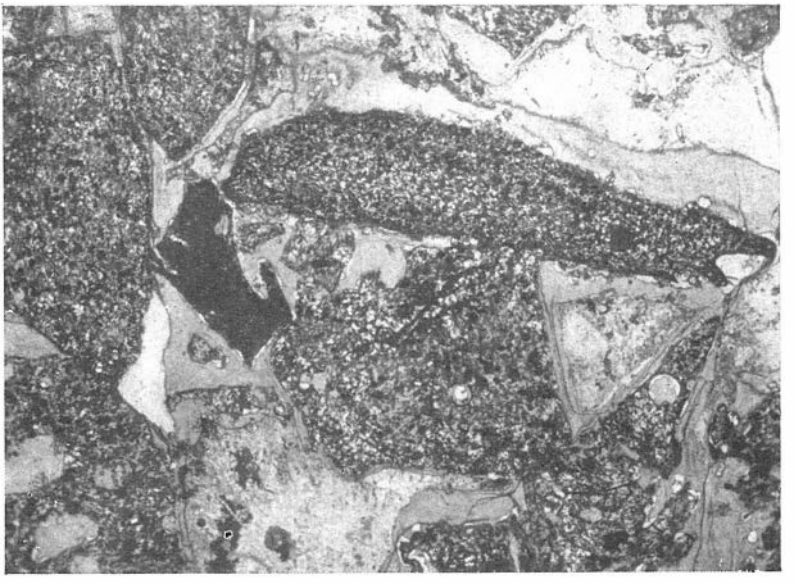
Фиг. 28. Тоже.



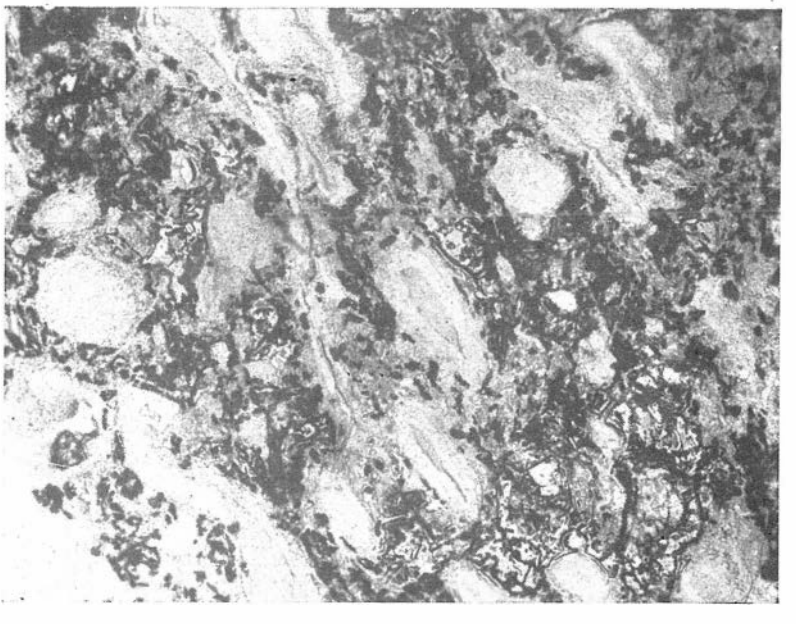
Фиг. 29. Замещение кальцитом центральных частей хлоритовых миндалин в подушечных спилитах (III пачка). Там же. Без анализатора. Ув. ×40, обр. № 3177.



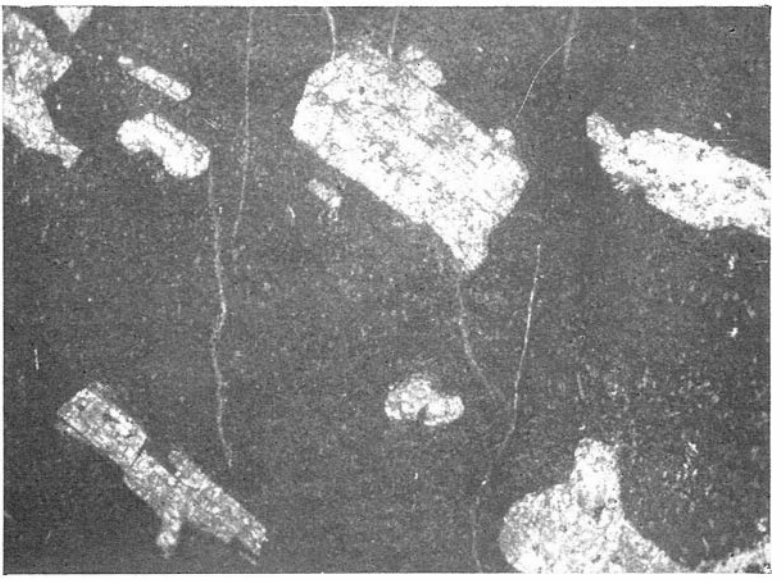
Фиг. 30. Пузыристая стекловатая основа, замещенная хлоритом, в фрагментированных лавах. Остаточные поры заполнены кварцем (III пачка). Там же. Без анализатора. Ув. ×40, обр. № 3188.



Фиг. 31. Фрагментированные пузыристые лавы, переходящие к гиалокластитам. Фрагменты спилитов (темные) прилегают один к другому или связаны хлоритизированной стекловатой массой (III пачка). Там же. Без анализатора. Ув. ×10, обр. № 3206.



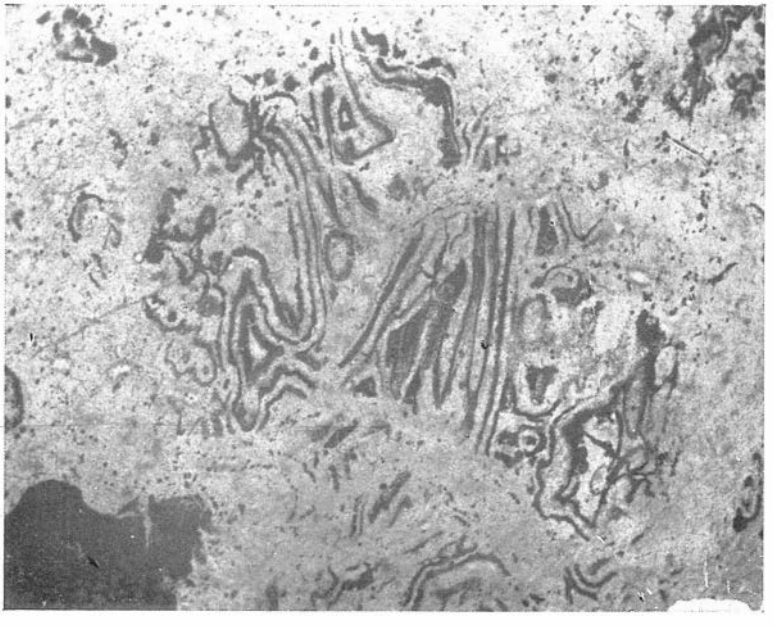
Фиг. 32. Фрагментированные пузыристые лавы, переходящие к гиалокластитам. Миндалины в связующей стекловатой массе сложены кварцем и хлоритом, имеют уплощенную форму и ориентированы по направлению течения лавы (III пачка). Там же. Без анализатора. Ув. ×40, обр. № 3185.



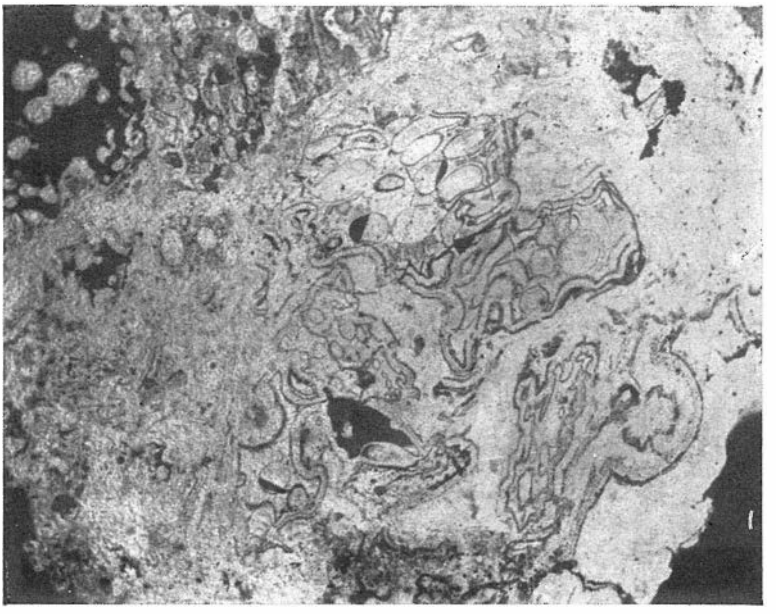
Фиг. 33. Интрателлурические кристаллы плагиоклаза (часто с оплавленными краями) в вулканических бомбах (II пачка). Там же. Без анализатора. Ув. ×10. обр. № 3118.

Фиг. 34. Лапиллиевая туфобрекчия с хлоритовым и кальцитовым цементом (II пачка). Там же. Без анализатора. Ув. ×10, обр. 3134.

Фиг. 35. Связующая туфовая основа в туфоконгломератах (I пачка). Там же. Без анализатора. Ув. ×10, обр. № 2846.



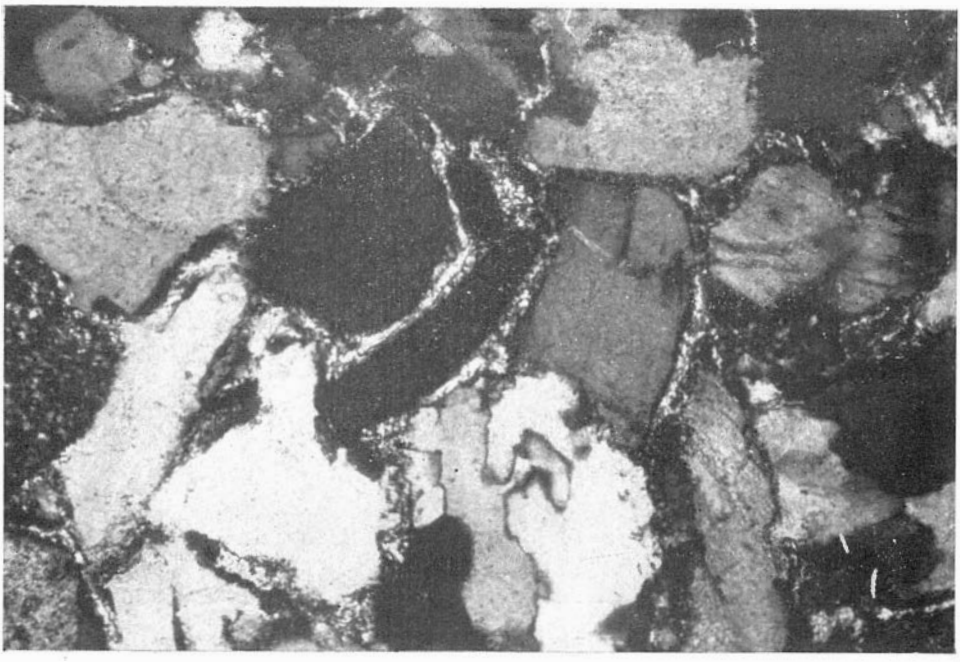
Фиг. 36. Микрококардовая структура во вторичных кварцитах (II пачка). Там же. Без анализатора. Ув. ×60, обр. № 3144.



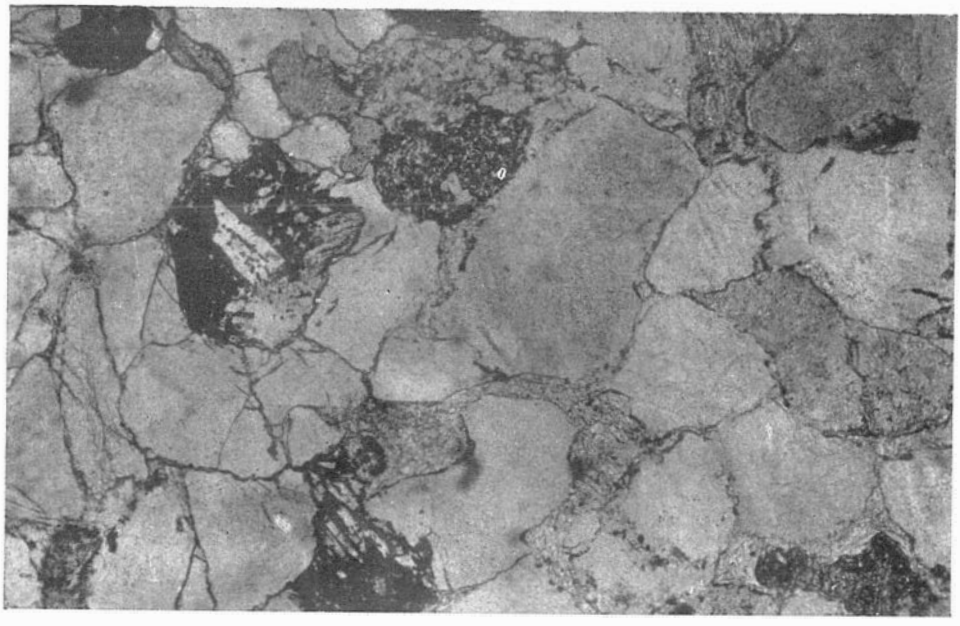
Фиг. 37. То же. Без анализатора. Ув. ×60, обр. № 3143.

ГУБИНСКАЯ ТОЛЩА

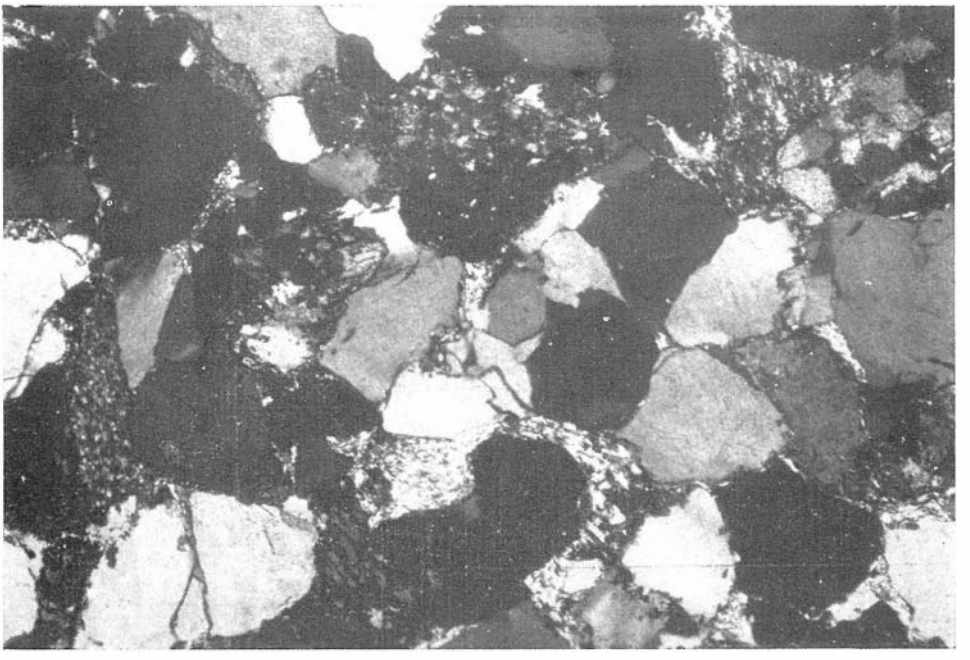
Фиг. 38. Олигомиктовый песчаник. Наблюдаются единичные рогульчатой формы частицы раскристаллизованного стекла. О. Мал. Медвежий. Без анализатора. Ув. ×115, обр. № 3967.



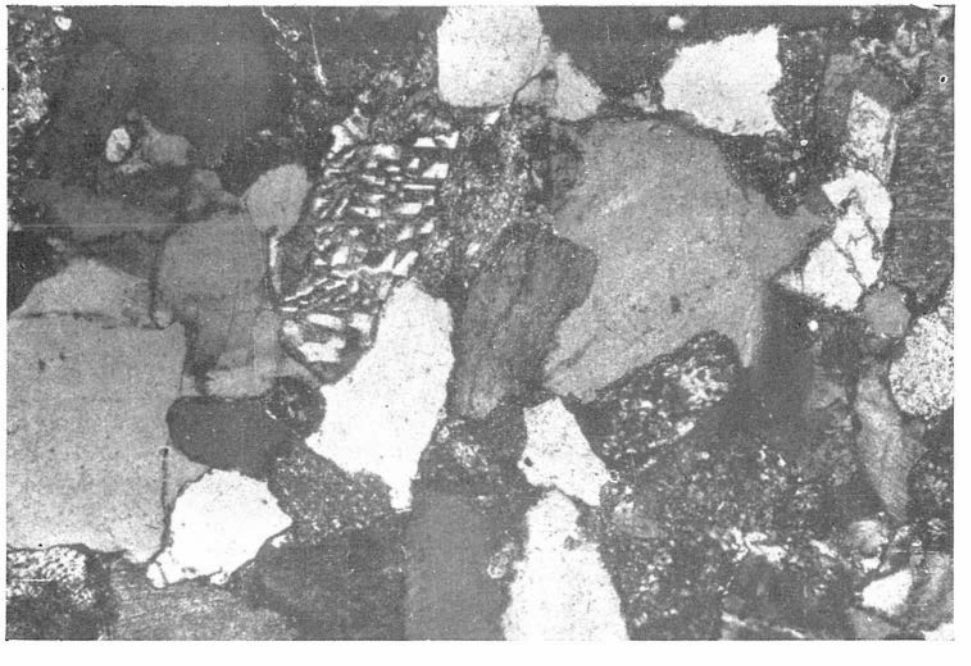
Фиг. 39. Олигомиктовый песчаник. Видны редкие с выпукло-вогнутыми краями рогульки разложенного стекла (темное в центре поля) и зерна микрокварцитов с изрезанно-лапчатыми контурами индивидов. В отдельных зернах кварца (на правой части поля) заметна линейная блочность. О. Бол. Медвежий. Николи+. Ув. ×115, обр. № 3967.



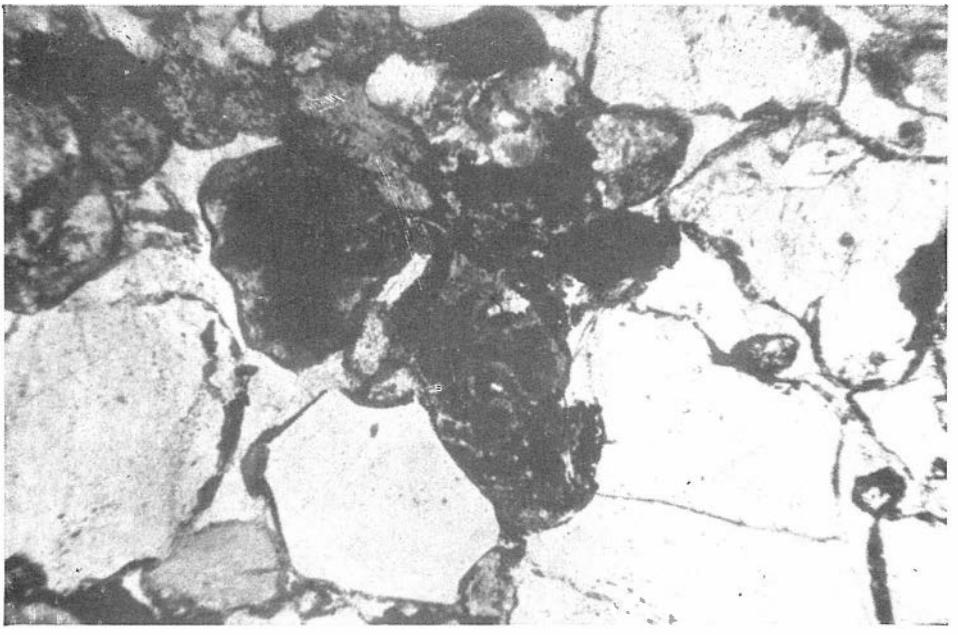
Фиг. 40. Микростилолитовые, конформные и инкорпорационные (в верхний правый угол) сочленения зерен в олигомиктовом песчанике. Присутствуют обломки порфиритов «псевдосидеронитовой» структуры. Видны железистые «рубашки» вокруг обломочного материала. О. Бол. Медвежий. Без анализатора. Ув. ×115, обр. 3995.



Фиг. 41. То же. Николи +.

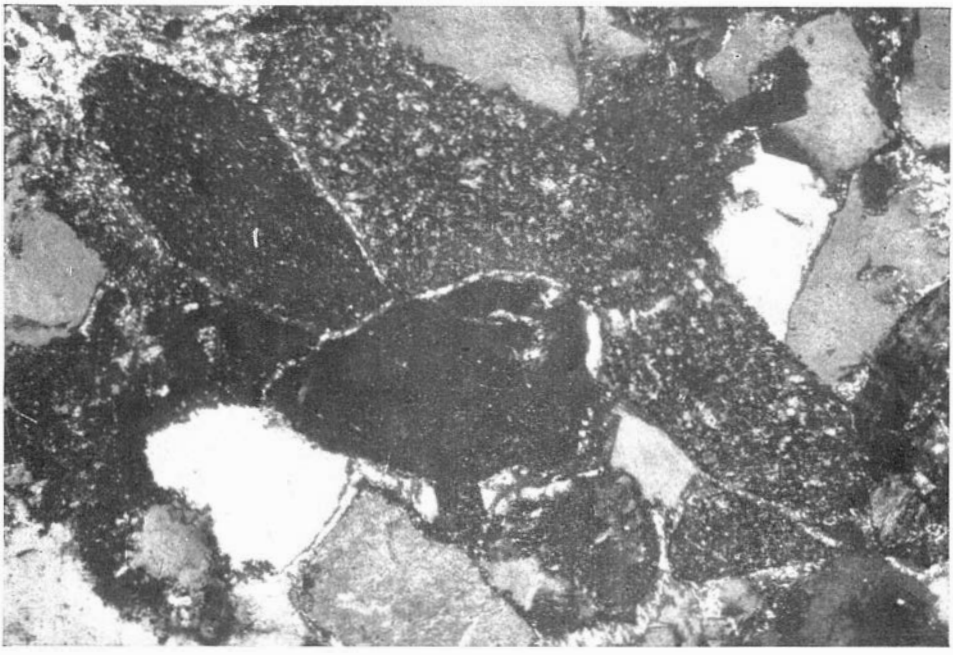


Фиг. 42. Конформная и инкорпорационная структуры в олигомиктовом песчанике. Присутствуют обломки микропегматита (в центре) и шахматного альбита (правый верхний угол). О. Бол. Медвежий. Николи +. Ув. ×115, обр. № 3969.

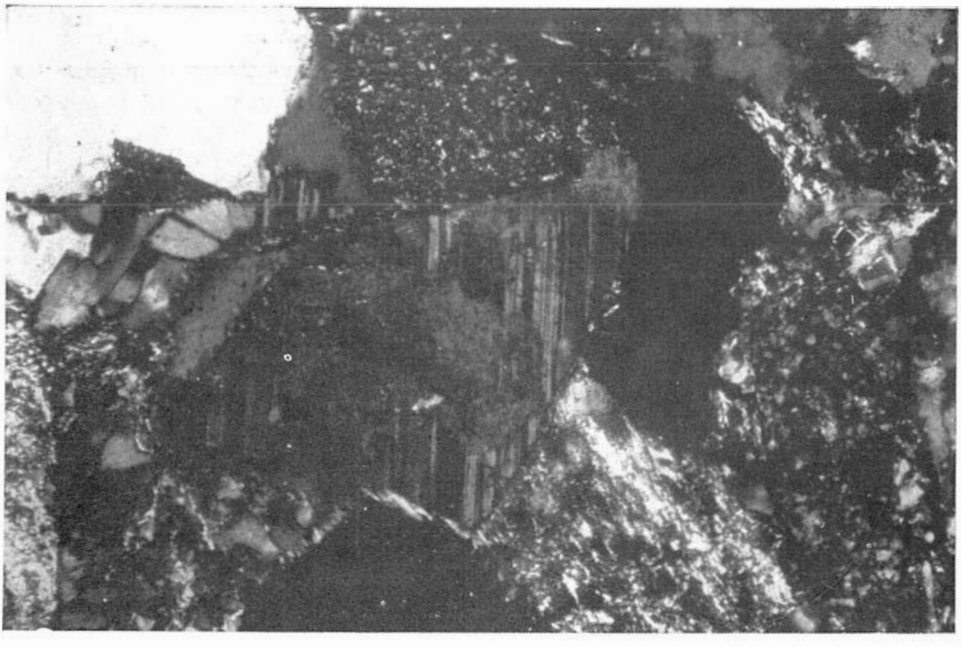


Фиг. 43. Частицы бурого девитрифицированного стекла неправильной формы (в центре) в олигомиктовом песчанике. О. Мал. Медвежий. Без анализатора. Ув. 115, обр. № 3902.

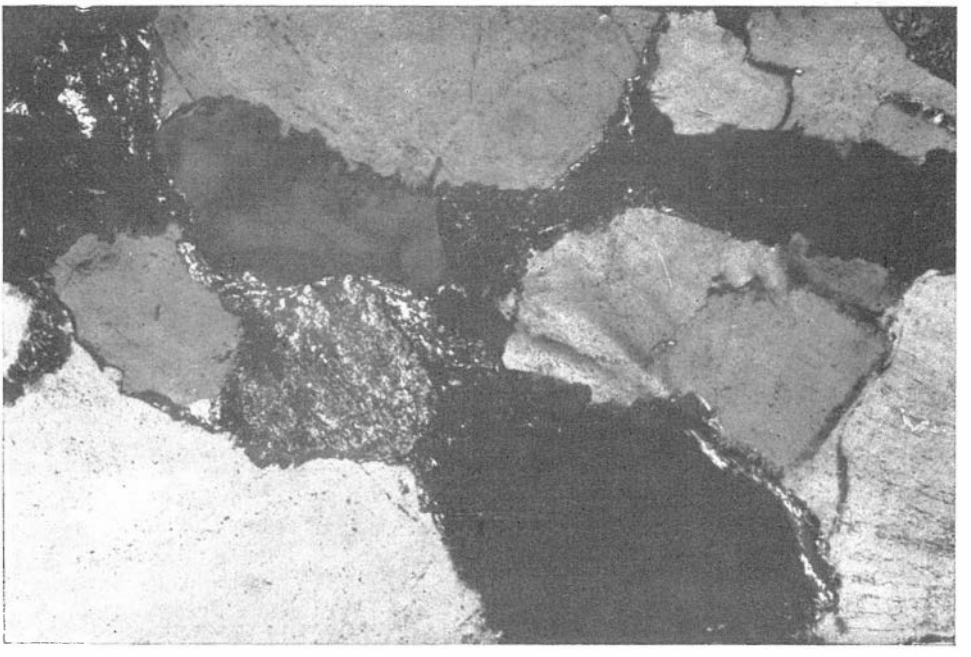
Фиг. 44. Железистые «рубашки» и регенерационный кварц в олигомиктовых песчаниках. О. Бол. Медвежий. Без анализатора. Ув. ×115, обр. 3967.



Фиг. 45. Линейные и инкорпорационные (в центре) контакты в песчанике. Вдоль поверхности сопряжения зерен гидрослюдистая кайма. В верхней части фото видна крустификация зерен микрокварцита гидрослюдой. О. Бол. Медвежий. Николи +. Ув. ×220, обр. № 3952.

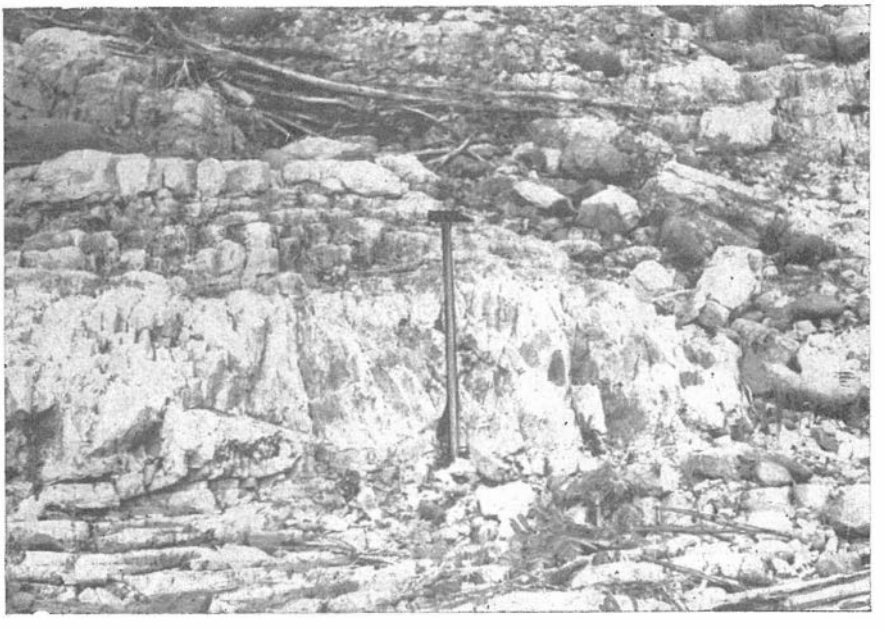


Фиг. 46. Регенерация зерна плагиоклаза в песчанике. Контакт обломочного плагиоклаза с нарастающей каймой альбита, зазубренный, пиловидный. О. Бол. Медвежий. Николи +. Ув. ×220, обр. № 3965.

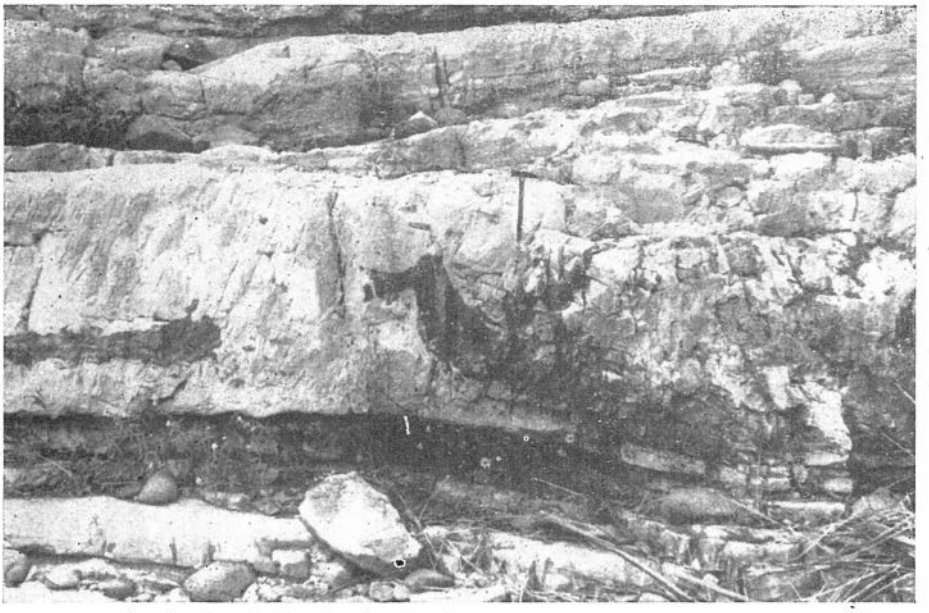


Фиг. 47. Микростилолитовая структура в олигомиктовом песчанике. О. Медвежий. Николи +. Ув. ×220, обр. № 3952.

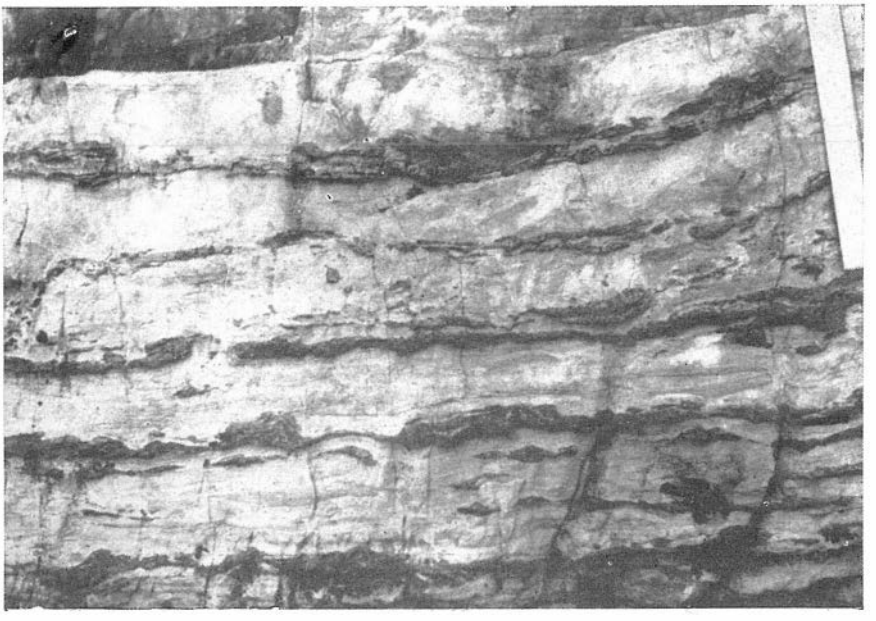
СУХОТУНГУСИНСКАЯ СВИТА



Фиг. 48. Выход гейзерита. Р. Ниж. Тунгуска.



Фиг. 49. Переход по латерали кварца в халцедон (темное) в гейзеритовом теле (от центральных частей к его периферии). Там же.



Фиг. 50. Прослойки халцедона в доломите. Там же.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение 3

Глава I. Краткие сведения о строении докембрийских толщ района 6

Глава II. Петрографический состав староигарской толщи 22
Спилито-диабазовая группа пород 24
Пирокластические и осадочные образования 33

Глава III. Петрографический состав игарской толщи 37
Вулканогенные породы . . . . . —
Вулканотерригенные породы 50
Вторичные кварциты (метасоматиты) 51

Глава IV. Петрографический состав лудовской толщи 52

Глава V. Петрографический состав губинской толщи 58
Песчаники и алевролиты . . . . . —
Алевритово-глинистые сланцы 71
Вулканогенные породы 72

Глава VI. Вторичные изменения верхнедокембрийских отложений 75
Старонгарская толща . . . . . —
Игарская толща 79
Лудовская толща 84
Губинская толща 86
Зональность вторичных изменений 96
Возраст вторичных изменений 99

Глава VII. Условия формирования рифейских толщ игарского района . . . 102
Староигарское время . . . . . —
Игарское и лудовское время 105
Губинское время 112
Чернореченское время 116
Излучинское время 117

Глава VIII. О роли вулканизма в осадконакоплении позднего докембрия в Игарско-Туруханском районе 118
Лавовые излияния 119
Эксплозивный вулканизм . . . . . —
Фумарольно-гидротермальные процессы 122

Литература 132

Фотоиллюстрации и объяснения к ним 139

Генрик Грайорович Гёлецян

ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫЙ ЛИТОГЕНЕЗ РИФЕЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ИГАРСКО-ТУРУХАНСКОГО РАЙОНА

Ответственный редактор
Юрий Петрович Казанский

Редакторы *Е. Я. Ярошевский, Л. И. Замулло*
Художественный редактор *М. Ф. Глазырина*
Технический редактор *В. И. Фролова*
Корректоры *Н. В. Клопотная, К. И. Сергеева*

Сдано в набор 19 июня 1974 г. Подписано в печать 30 октября 1974 г. МН 02294. Формат 70×108¹/₁₆. Бумага типографская № 2. 8,75 печ. л.+1,75 печ. л. на мел. бум., 14,7 усл. печ. л., 14,7 уч.-изд. л. Тираж 1000 экз. Заказ 129. Цена 1 р. 47 к.

Издательство «Наука», Сибирское отделение. 630099, Новосибирск, 99, Советская, 18.
4-я типография издательства «Наука». 630077, Новосибирск, 77, Станиславского, 25.