

В.Л. МАСАЙТИС, М.В. МИХАЙЛОВ,
Т.В. СЕЛИВАНОВСКАЯ

ПОПИГАЙСКИЙ МЕТЕОРИТНЫЙ КРАТЕР



АКАДЕМИЯ НАУК СССР

КОМИТЕТ ПО МЕТЕОРИТАМ АН СССР

ВСЕСОЮЗНЫЙ ОРДЕНА ЛЕНИНА НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ МИНИСТЕРСТВА ГЕОЛОГИИ СССР

551.25

В. Л. МАСАЙТИС, М. В. МИХАЙЛОВ,
Т. В. СЕЛИВАНОВСКАЯ

ПОПИГАЙСКИЙ
МЕТЕОРИТНЫЙ
КРАТЕР

1522



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
Москва 1976



Попигайская котловина на севере Сибирской платформы в течение длительного времени рассматривалась как вулкано-тектоническая впадина, выполненная вулканическими породами — андезитовыми порфиридами и их туфами, переслаивающимися с угленосными и вулканогенно-осадочными образованиями мелового возраста. Проведенные авторами исследования и обобщение имеющихся материалов позволили показать, что Попигайская котловина представляет гигантский взрывной метеоритный кратер, достигающий в диаметре 100 км, образование которого произошло в неогене.

В монографии описаны общие черты морфологии и структуры кратера, основные особенности деформаций окружающих пород, вызванных взрывом метеорита, строение и состав брекчий и импактитов, заполняющих кратер, описаны ударно-метаморфизованные породы и специфические образования, связанные с ними (конусы разрушения, диаплектические минералы и стекла и т.д.), приведены основные данные по физическим свойствам и петрохимии импактитов.

В работе приведены сравнительные данные по другим крупным метеоритным кратерам на Земле, высказываются соображения о механизме образования Попигайского кратера.

Монография является первым подробным описанием, основанным на материале оригинальных исследований такого объекта, выявленного на территории СССР.

Табл. 9, Илл. 36. Библ. 131 назв.

Ответственный редактор
академик В.С. СОБОЛЕВ

Виктор Львович Масайтис, Мурат Васильевич Михайлов
Татьяна Велиславовна Селивановская

ПОПИГАЙСКИЙ МЕТЕОРИТНЫЙ КРАТЕР

Утверждено к печати Комитетом по метеоритам АН СССР

Редактор издательства Э.Б. Травицкая. Художник А.П. Николаев
Художественный редактор С.А. Литвак. Технический редактор Г.П. Каренина

Подписано к печати 11/II-75 г. Т - 03026 Усл.печ.л. 8,25. Уч.-изд.л. 9,5
Формат 60x90 1/16. Бумага офсетная № 1. Допечатка тиража 550 экз. Тжл. зак. 880
Цена 95 коп.

Книга издана офсетным способом

Издательство "Наука", 103717 ГСП, Москва, К-62, Подсосенский пер., 21
1-я типография издательства "Наука". 199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12

ВВЕДЕНИЕ

На севере Среднесибирского плоскогорья в бассейне р. Попигай, правого притока р. Хатанги, около 25 лет назад было установлено округлое понижение в рельефе диаметром около 75 км, получившее название Попигайской котловины. Лишь в середине 50-х годов получены данные о ряде необычных особенностей строения этого участка и состава залегающих здесь пород. Многие исследователи высказывали различные предположения о происхождении котловины, некоторые из них считали, что на достаточно длительный процесс ее формирования влияли как эндогенные, так и экзогенные процессы. Однако удовлетворительного объяснения происхождения всех выявленных особенностей котловины получено не было.

Полевые исследования, проведенные летом 1970 г. авторами настоящей работы, а также анализ имеющихся материалов дали возможность показать, что Попигайская котловина обладает рядом признаков, позволяющих рассматривать ее как древний метеоритный кратер (или астроблему).

Метеоритное происхождение отдельных мелких кратерных форм на земной поверхности получило признание всего около 60 лет назад. За последнее десятилетие было доказано, что ряд сравнительно крупных кратеров и котловин на поверхности Земли, а также различных округлых геологических возмущений связан с кратковременным воздействием мощных ударных волн, возникновение которых не может быть объяснено обычными геологическими процессами и обусловлено падением на земную поверхность сравнительно крупных космических тел. Такие древние метеоритные кратеры и астроблемы (последний термин применяется для структурных форм, утративших морфологические качества кратеров) установлены в настоящее время на всех континентах. Число опознанных и диагностированных как метеоритные кратеры и астроблемы структур увеличивается с каждым годом. Метеоритные кратеры подразделяются в зависимости от масштабов и соответственно особенностей процессов их формирования на ударные и взрывные. Первые имеют диаметр до 100 м (обычно первые десятки метров) и связаны лишь с ударным воздействием падающего тела, вторые (в том числе и астроблемы) имеют диаметр, достигающий нескольких десятков километров, их возникновение обусловлено взрывом метеорита. Вероятно, могут быть выделены и промежуточные ударно-взрывные кратеры.

На территории СССР уже давно известна группа небольших ударных и взрывных метеоритных кратеров Каали (Эстонская ССР). В 1947 г. наблюдалось выпадение метеоритного дождя в Сихотэ-Алине, и в этом районе образовались многочисленные ударные кратеры.

Несмотря на то что советскими исследователями одними из первых была предложена теория образования крупных взрывных метеоритных кратеров на планетах, такие кратеры на территории СССР до последнего времени установлены не были. Л.В. Фирсов в статье, опубликованной в 1965 г., обратил внимание на то, что таким крупным взрывным метеоритным кратером, достигающим в диаметре нескольких десятков километров, может являться район Пучеж-Катунских дислокаций в Европейской части СССР. Он отметил, что "метеоритно-взрывная (баллистическая) гипотеза образования кратерных форм далеко не нова и хорошо известна в селенологии, метеоритике и т.п., но консервативный склад геологических традиций и до сего времени препятствует ее привлечению к объяснению генезиса структур" (Фирсов, 1965, стр. 117).

Развитие представлений о механизме кратерообразования в результате взрывов метеоритов длительное время относилось к компетенции астрономов. Отдельные публикации о возможности отнесения той или иной впадины на территории СССР к метеоритному кратеру изредка появлялись в литературе, однако они не подкреплялись сколько-нибудь целеустремленным анализом материалов и особенно петрографо-минералогическим изучением образцов пород.

Значительные успехи в изучении древних метеоритных кратеров были сделаны в последние годы за рубежом, особенно канадскими и американскими геологами. Детально исследованы отдельные кратеры в Западной Европе. Изучение пород из метеоритных кратеров позволило выявить в них ряд специфических образований, возникших в результате прохождения мощной (до нескольких сот килобар) ударной волны и неизвестных в обычных горных породах, поскольку статические давления в земной коре не превышают первых десятков килобар. Было выяснено также, что такие образования весьма близки к полученным экспериментально при ударных нагрузках в сотни килобар, а также к образованиям из мест подземных ядерных и химических взрывов. В породах метеоритных кратеров впервые на земной поверхности были обнаружены высокобарические фазы кремнезема — коэсит (коусит) и стиповит (стиповерит).

Исследования показали также роль падений крупных метеоритов в формировании ряда значительных по размерам структурных форм, т.е. геологическую значимость процесса соударения космических тел с земной поверхностью. Падения наиболее крупных тел, достигающих в поперечнике многих десятков и первые сотни метров, имеют катастрофические последствия, так как при их торможении в атмосфере и в земных горных породах выделяется огромное количество энергии.

На обширной территории СССР число структур космического происхождения, должно быть, значительно. Выявление и изучение их методами геологической съемки важны прежде всего для разграничения

круговых структур различного генезиса, в том числе для правильной ориентации поисковых работ на комплекс полезных ископаемых, связанных с эндогенными круговыми структурами.

Круговые морфоструктуры космического происхождения представляют большой интерес как для различных отраслей геологии, так и для ряда смежных естественных наук — планетологии, метеоритики, космохимии, физики взрывных процессов и т.д. Очевидна необходимость изображения на геологических и других картах разных масштабов самих древних метеоритных кратеров и связанных с ними различных геологических образований. Интерес к подобным структурам стимулируется, кроме того, успехами космонавтики и исследованиями других планет.

Публикация предварительных итогов экспедиции 1970 г., по нашему мнению, целесообразна, поскольку, с одной стороны, собранный и частично обработанный материал уже дает возможность однозначно решать проблемы космического происхождения Попигайской котловины. С другой стороны — эта публикация несомненно должна облегчить проведение последующих более детальных и всесторонних исследований района. Данная работа должна также служить для ознакомления широких кругов геологов со сравнительно редкими, недостаточно хорошо известными и малоизученными объектами, какими являются древние метеоритные кратеры.

В процессе полевых исследований, проведенных в пределах Попигайской котловины, и последующей обработки собранного материала авторы столкнулись с многочисленными трудностями, связанными с исключительным своеобразием объекта, отсутствием опыта в изучении такой категории явлений, а также с многообразием возникавших при этом вопросов. Естественно, что данная работа не претендует на сколько-нибудь исчерпывающее описание как структурных особенностей кратера, так и состава связанных с его возникновением пород.

В основу анализа структурных особенностей кратера положены материалы проведенной авторами в северо-западном секторе котловины маршрутной и выборочной площадной геологической съемки, материалы авиадесантных наблюдений в юго-западной, южной и восточной ее частях, материалы дешифрирования аэрофотоснимков с использованием составленных ранее геологических карт средних масштабов. Были также проанализированы все имевшиеся к началу работ опубликованные и неопубликованные геологические и геофизические материалы. В результате составлены схематическая геологическая карта кратера и геологическая карта его северо-западного сектора, а также детальные карты отдельных небольших участков.

Помимо структурного анализа основное внимание при полевых наблюдениях уделялось сбору представительного материала для петрографо-минералогической характеристики различных геологических образований, поискам конусов разрушения, различных стекол, ударно-метаморфизованных пород и др. При лабораторной обработке ставилась задача получить лишь общее представление о характере изменения различных пород, развитых в этом районе.

Авторы приносят благодарность Н.Н. Воронцовой, А.Э. Гринбергу, В.В. Корнутову и Ю.И. Трепальникову, участвовавшим в экспедиционных исследованиях, и выражают также признательность своим коллегам, способствовавшим обработке собранного материала в лабораториях.

Авторы благодарят за обсуждение и поддержку П.С. Воронова, Д.П. Григорьева, Л.Г. Квашу, Е.Л. Кринова, Б.Ю. Левина, В.С. Соболева, А.В. Хабакова и считают весьма полезной дискуссию о происхождении Попигайской котловины, проведенную в конце 1970 - начале 1971 г. с Л.П. Смирновым, М.М. Поляковым, К.С. Забурдиным, А.И. Трухалевым, Л.П. Беляковым и другими геологами.

ГЕОЛОГО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РАЙОНА

ГЛАВНЕЙШИЕ КОМПЛЕКСЫ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ, ОСАДОЧНЫХ И ИЗВЕРЖЕННЫХ ПОРОД

На северной окраине Сибирской платформы, в районе, где расположена Попигайская котловина, распространены полого (около 1° и менее) погружающиеся к северу осадочные породы протерозоя, кембрия, перми, юры и мела, а также рыхлые кайнозойские отложения. Общая мощность платформенного покрова в непосредственном окружении составляет около 1,2 км, он залегает на кристаллических породах архея, которые выступают на поверхность вдоль юго-западного борта котловины. Кристаллические породы архея принадлежат к образованиям Анабарского щита, располагающегося к югу.

В данном разделе кратко охарактеризованы главные комплексы осадочных и изверженных пород района, при этом использованы различные опубликованные и другие материалы (Кирюшина, 1959; Рабкин, 1959, 1966; Атласов, 1960; Смирнов, 1962; Демокидов, Лазаренко, 1964; Драгунов и др., 1966; Егорова, Савицкий, 1969; Савицкий, 1957; материалы М.Н. Васильевой, А.О. Ефимова, К.С. Забурдина, М.Н. Злобина, В.Е. Кудрявцева, Е.И. Подкопаева, С.С. Степашина, Л.Т. Семененко, И.С. Ширяева и др.), несколько дополненные данными, полученными авторами.

Архейский фундамент платформы

Архейские кристаллические породы в северной части Анабарского щита относятся к хапчанской и верхнеанабарской сериям (Рабкин, 1959, 1966, и др.). Образования хапчанской серии представлены гранатовыми, биотито-гранатовыми, графито-гранатовыми, гиперстено-гранатовыми, гранат-пироксеновыми, двупироксеновыми, силлиманито-гранатовыми гнейсами и плаггиогнейсами с участием редких пачек салито-скаполитовых пород, кальцифиров, мраморов, силлиманито-кордиеритовых гнейсов и основных кристаллических сланцев. Мощность хапчанской серии более 5 км.

Верхнеанабарская серия образована гиперстеновыми и двупироксеновыми плаггиогнейсами, основными кристаллическими сланцами, гранатосодержащими гнейсами и плаггиогнейсами с участием салито-ска-

политовых и флогопит-диопсидовых пород. Мощность серии около 10 км. Породы хапчанской и верхнеанабарской серий мигматизированы, содержат многочисленные линзовидные тела аляскитовых и лейкократовых гранитов, гиперстеновых плагиигранитов и гнейсо-гранитов, составляющих по площади до 40-50%. Предполагают, что эти гранитоиды имеют раннепротерозойский возраст.

Простираение архейских кристаллических пород северо-западное, местами северо-северо-западное с отклонением до субмеридионального, что подчеркивается и простираением магнитных аномалий.

Протерозойский — кайнозойский платформенный чехол

Протерозойская группа

Протерозойские отложения развиты к западу от котловины в бассейне р. Рассохи, а также по юго-восточной ее периферии по р. Попигай и его притокам.

Протерозой представлен верхней частью и подразделяется на мукунскую и билляхскую серии и старореченскую свиту (Демокидов, Лазаренко, 1964; Драгунов и др., 1966, и др.).

Мукунская серия объединяет ильинскую, бурдурскую, лабазтахскую и устьильинскую свиты. Эти отложения с размывом залегают на породах фундамента.

К западу от Попигайской котловины, в бассейне р. Рассохи, развиты только ильинская и бурдурская свиты, последняя несогласно перекрывается залегающими выше отложениями кембрия. Более высокие горизонты разреза уничтожены предкембрийским размывом.

Восточнее и юго-восточнее котловины подразделение мукунской серии на свиты не представляется возможным. Породы этой серии представлены преимущественно красными, красно-бурыми, фиолетовыми, а также розовыми и реже серыми и белыми песчаниками, кварцито-песчаниками, иногда алевrolитами. Мощность серии западнее котловины составляет около 500 км, к востоку — не более 60 м.

Билляхская серия развита к юго-востоку от котловины, где она согласно перекрывает образования мукунской серии. Сложена билляхская серия серыми, розовато-серыми, темно-серыми и вишневыми доломитами с прослоями песчаников, гравелитов и конгломератов. Мощность отложений составляет от 270 до 340 м.

Старореченская свита, несогласно залегающая на билляхской серии, сложена однообразными серыми доломитами с горизонтом грубозернистых песчаников в основании; она распространена к юго-востоку от котловины. Мощность ее 120-140 м.

Палеозойская группа

Попигайская котловина окружена развитыми здесь породами кембрийского и пермского возраста.

Кембрийская система

Нижний отдел. Алданский ярус. Несогласно налегающие на мукунскую серию отложения алданского яруса западнее Попигайской котловины, в бассейне р. Рассохи, в нижней части представлены кварцевыми и кварц-глауконитовыми песчаниками, сменяющимися выше по разрезу пестрыми и серыми доломитами общей мощностью 130–140 м (Егорова, Савицкий, 1969, и др.).

Юго-восточнее котловины в нижней части разреза яруса преобладают серые доломитовые мергели, глинистые доломитизированные известняки с песчаниками в основании; верхняя часть разреза сложена разнообразными пестроокрашенными известняками. Общая мощность равна 100–110 м.

Нижний отдел. Ленский ярус. К западу от котловины, в бассейне р. Рассохи, ленский ярус согласно залегает на алданском и сложен глинистыми известняками, мергелями зеленоватого и голубовато-серого цвета, серыми и белыми доломитами общей мощностью около 50 м. Нижняя часть этого разреза выделяется В.Е. Савицким (1969 и др.) в попигайскую свиту, верхняя — относится к кындынской толще. К востоку и юго-востоку от Попигайской котловины ленский ярус (нижний подгоризонт куонамского горизонта) представлен зеленовато-серыми детритусовыми известняками, мергелями, черными горючими сланцами. Мощность их составляет 6–10 м.

Средний отдел. Северо-западнее котловины, в бассейне нижнего течения р. Фомич, средне- и позднекембрийские отложения не разделяются. Восточнее котловины средний кембрий залегает согласно на ленском ярусе нижнего кембрия, граница между ними проходит в литологически однообразной толще пород и устанавливается только биостратиграфическими методами. Это светло-серые и зеленовато-серые известняки, битуминозные известняки, светлые доломиты. Многочисленные фаунистические остатки позволяют считать, что в разрезе присутствуют амгинский и майский ярусы. Мощность 350–450 м.

Средний-верхний отделы нерасчлененные. К северо-западу от котловины к среднему-позднему кембрию относятся породы верхней части кындынской толщи. Это однообразные, преимущественно светлой окраски доломиты, развитые в бассейне нижнего течения р. Фомич. Мощность их 150–200 м.

Пермская система

Континентальные отложения нижнего отдела перми респостранены непосредственно к северу и северо-востоку от Попигайской котловины. Они с угловым несогласием залегают на различных горизонтах кембрия. В их составе преобладают серые и темно-серые песчаники с прослоями алевролитов, темно-серых глин и угля, в основании иногда отмечаются маломощные прослой гравелитов. Мощность отложений составляет от нескольких десятков метров до 100–150 м.

В 50–60 км севернее котловины известны позднепермские отложения, также представленные песчаниками и алевролитами, в них отмечаются линзы и прослои туфогенных пород. Мощность позднепермских отложений доходит до 100 м.

Мезозойская группа

Мезозойские отложения развиты по периферии котловины весьма ограниченно. Предполагается, что на небольших участках местами могли сохраняться от размыва туфогенные образования раннего триаса, залегающие на пермских отложениях. В 60 – 70 км к северо-востоку от границ котловины широко распространены юрские континентальные и морские отложения нижнего, среднего и верхнего отделов (Сакс, 1959).

Меловая система

Отложения меловой системы сохранились по периферии котловины в ряде мест – в бассейнах рек Саха–Юреге, Балаганнах и Анабарка, Эге–Юреге и др. Они подразделяются на валанжинский ярус и отложения меловой системы неразделенные.

Отложения валанжинского яруса развиты в нижнем течении р. Анабарки (правый приток р. Попига́й), где они несогласно залегают на пермских песчаниках и сложены бурыми и коричневато–серыми мелкозернистыми слюдистыми углистыми песками, иногда чередующимися с глинистыми песками и тонкими прослоями глин. В виде прослоев наблюдаются белые и серые пылеватые пески. Известковисто–песчанистые конкреции содержат фауну пелеципод и гастропод. Мощность этих отложений может быть оценена в несколько десятков метров.

Нерасчлененные отложения меловой системы наблюдались в бассейне р. Саха–Юреге, где они залегают на различных горизонтах кембрия, и на правом берегу р. Попига́й (ручей Балаганнах). В разрезе преобладают разнозернистые кварцевые пески светло–розово–желтой, серой и темно–серой окраски с прослоями пластов лигнитовых углей, углистых песков, гравелитов и конгломератов, иногда с железистым цементом и окаменелой древесиной. Мощность их – первые десятки метров.

Эти, а также отмеченные уже образования охарактеризованы спорово–пыльцевыми комплексами, позволяющими отнести их к различным ярусам раннего и позднего мела, что дает возможность сопоставлять их с полнее изученными разрезами в районах, расположенных к северу (Сакс и др., 1959).

Кайнозойская группа

Кайнозойские отложения широко развиты как в пределах котловины, так и по ее периферии.

Расчленение и датировка этих образований вызывают большие затруднения; имеющиеся в настоящее время схемы расчленения кайнозоя

для разных участков котловины не в полной мере согласованы между собой. Палинологическое изучение рыхлых отложений позволяет предполагать, что в их состав входят и плиоценовые осадки (данные М.Н. Васильевой за 1966–1968 гг. и др.). Все рыхлые кайнозойские образования условно подразделяются нами на плиоцен–среднечетвертичные, среднечетвертичные, верхнечетвертичные–современные и современные отложения.

Плиоцен–среднечетвертичные отложения объединяют разновозрастные озерно–болотные, озерно–аллювиальные и разнообразные ледниковые (?) образования. Они залегают на различных гипсометрических уровнях – от 50 до 200–300 м, слагая на больших пространствах водоразделы ряда крупных водотоков, преимущественно в восточной и северо–восточной частях котловины и за ее пределами. Литологически это преимущественно разнообразные пески – пески с галькой, галечники с песками, валунники с галькой и песком, иногда различные глины. Мощностъ их колеблется от первых метров до первых десятков метров.

Среднечетвертичные отложения представлены аллювием II террасы рек Попигая и Рассохи. Это косослоистые пески и галечники мощностью до 10–15 м. Верхнечетвертичные–современные образования слагают первые террасы рек Попигая, Рассохи, Федора и некоторых их притоков. Они представлены галечниками, песками, супесями, суглинками, иногда торфяниками с линзами льда. Мощностъ их до 10 м. Современные отложения слагают высокую и низкую поймы водотоков этого района. Состав их большей частью зависит от литологии коренных пород. На прилагаемых картах кайнозойские отложения подразделены на плиоцен–среднечетвертичные, среднечетвертичные–верхнечетвертичные и верхнечетвертичные–современные образования.

Интрузивные породы протерозоя и триаса

Протерозойские интрузии представлены немногочисленными мало–мощными дайками диабазов и габбро–диабазов в породах архейского фундамента, а также в породах мукунской серии главным образом к западу от рассматриваемого района.

К северу, северо–западу и северо–востоку от окраин котловины очень широко распространены раннетриасовые силлы и дайки долеритов и реже трахидолеритов.

На водоразделе Рассохи и Фомича дайки долеритов образуют рой восток–северо–восточного простирания, они прорывают отложения кембрия. Протяженностъ даек на дневной поверхности составляет от 8 до 20 км, мощностъ 100–150 м. Здесь же наблюдаются отдельные дайки трахидолеритов. Дайки и штоки последних более характерны для района верховьев р. Эге–Юреге, они прослеживаются далее на восток, к р. Анабар (гора Эбе–Хая) в виде субширотной зоны.

ОСОБЕННОСТИ МАГНИТНОГО И ГРАВИТАЦИОННОГО ПОЛЕЙ

Магнитное поле в районе Попигайской котловины в целом обусловлено магнитными свойствами пород фундамента и имеет следующие основные особенности. К юго-западу от котловины, где на поверхность выходят кристаллические породы архея, развиты интенсивные линейные положительные и отрицательные аномалии северо-западного простирания, которые прослеживаются и северо-западнее котловины в поле развития протерозойских и кембрийских пород. К северу, северо-востоку и востоку от котловины распространены положительные магнитные аномалии, в целом также северо-западного простирания, но более изометричные. На территории котловины располагается округлая отрицательная магнитная аномалия (Левин и др., 1963), имеющая в центральной части локальное округлое относительно повышенное аномальное поле.

По данным региональных съемок, гравитационное поле котловины отрицательное, имеет в целом округлую в плане форму. Наиболее четко выражены в гравитационном поле северо-западная, западная, юго-западная и южная границы котловины, которые весьма близки к положению нулевой напряженности поля в редукции Буге. Восточная и северо-восточная границы котловины не полностью совпадают с этой нулевой линией. К западу, юго-западу и югу от котловины находится участок повышенных значений аномального поля, совпадающий с выходами на поверхность или неглубоким залеганием архейского фундамента. К северу, северо-востоку и востоку значения величины силы тяжести несколько понижены, но все же они выше, чем в пределах котловины. Наиболее низкие значения Δg отмечаются в центре котловины, к ее границам происходит постепенное увеличение силы тяжести до нулевой.

Наглядное представление о характере изменения напряженностей магнитного и гравитационного полей с севера на юг дают измерения

Δz и Δg по профилю, пересекающему северную границу котловины (рис. 1).

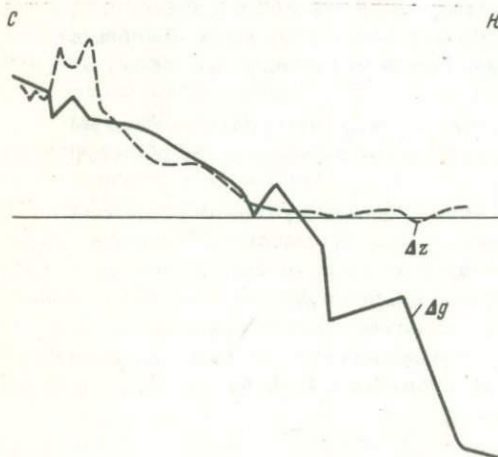


Рис. 1. Характер изменения напряженностей магнитного (Δz) и гравитационного (Δg) полей в северной части Попигайской котловины (по материалам С.Е. Федорова)

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОМОРФОЛОГИИ

Попигайская котловина представляет собой округлую в рельефе впадину (рис. 2) диаметром около 75 км. Котловина окружена пологоувалистым плато, более высоким на юго-западе и сниженным на северо-востоке, с абсолютными отметками водоразделов 300–500 м. Абсолютные отметки дна котловины колеблются в пределах 20–80 м. Склоны котловины, по которым она сочленяется с прилегающими участками плато, местами переходят в уступы в рельефе высотой до 200 м, особенно отчетливы они на юго-западе (рис. 3, А). В северо-восточной и восточной частях дна котловины уровень его более низкий, здесь широко развиты рыхлые кайнозойские отложения, многочисленные озера, старицы, изредка встречаются невысокие сопко-видные возвышенности и гряды (рис. 3, Б). Для западной и северо-западной частей котловины характерен более расчлененный рельеф (рис. 3, В), здесь расположено несколько плоских возвышенностей (Сунон-Тумул, Убайбыт-Керикете, Парчанай-Керикете и др.), вытянутых параллельно краю котловины и имеющих в плане полукольцевую



Рис. 2. Гипсометрическая схема района Попигайской котловины. Высоты над уровнем моря

1 - свыше 500 м; 2 - 400–500 м; 3 - 300–400 м; 4 - 200–300 м; 5 - 100–200 м; 6 - 0–100 м

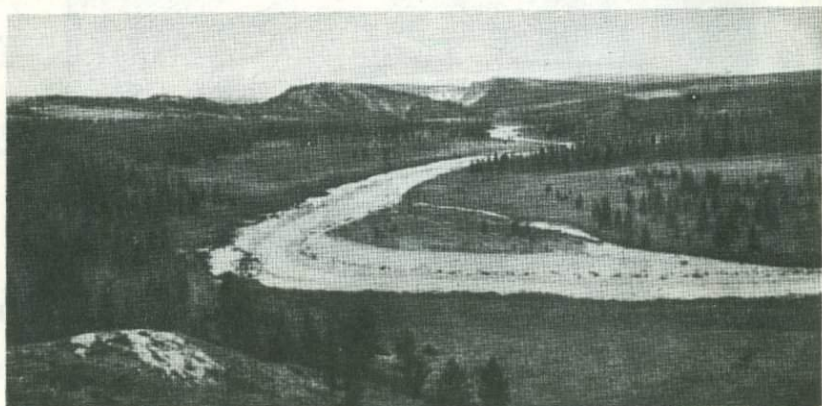


Рис. 3. Рельеф Попигайской котловины

А — юго-западный борт, образованный архейскими гнейсами и примерно отвечающий борту метеоритного кратера. На заднем плане — днище котловины, где на поверхность выступают заполняющие кратер образования; Б — низменная часть котловины. Пологие гряды возвышаются над днищем, где широко развиты плиоценовые (?) пески; В — северо-западный борт, отличающийся значительно большей расчлененностью рельефа. Холмы сложены раздробленными и переплавленными породами, заполняющими кратер

форму. Относительное превышение их над днищем котловины составляет 150–200 м. Основная водная артерия, пересекающая котловину, — р. Попигай. Ее притоки в пределах котловины — реки Рассоха, Далдын, Чордун-Далдын и другие более мелкие. Большинство рек в северо-восточной части котловины имеют широкие, слабо выраженные долины и образуют блуждающие меандры. Для западной части котловины более типичны асимметричные долины (реки Саха-Юреге, Намси́к-Далдын) с крутым правым и пологим левым бортами. Для прилегающих участков плато характерны узкие долины с незначительным развитием аллювия и врезанными меандрами.

В целом для котловины и ее окружения в плане характерен радиально-концентрический рисунок гидросети. Река Попигай, ее притоки Чордун-Далдын, Далдын и нижнее течение р. Рассохи, ее правые притоки Саха-Юреге, Намси́к-Далдын и др. протекают в долинах концентрического плана. В то же время за пределами котловины и в ее центральной части ряд мелких притоков этих же рек или отдельные участки их долин направлены по радиусам относительно центра депрессии.

По ландшафтным особенностям территория принадлежит к зоне тундры и лесотундры. Лиственный редколесье развито лишь на низких уровнях рельефа и местами на террасах. В этом смысле котловина является как бы зеленым оазисом среди окружающих тундровых пространств, особенно расположенных к югу, западу и северу от нее.

РАЗВИТИЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ О СТРОЕНИИ И ВОЗРАСТЕ ПОПИГАЙСКОЙ КОТЛОВИНЫ

Д.В. Кожевин, впервые описавший котловину в 1946 г., установил в ее пределах обширные поля туфогенных пород и датировал их триасовым возрастом; структура котловины определена этим исследователем как грабен.

В дальнейшем, в 1949–1951 гг., котловина изучалась М.Н. Злобиным, М.К. Калинин, Л.Т. Семенов, Л.П. Смирновым, И.Е. Ширяевым и др. В ее пределах помимо туфов были описаны базальтовые лавы пермо-триасового возраста. Отмечено также, что туфы и лавы переполнены многочисленными обломками архейских и протерозойских пород. Котловина рассматривалась как грабен, ограниченный зонами разломов, в пределах которых заключены многочисленные блоки архейских и протерозойских пород, выступающих среди поля развития более молодых образований и имеющих небольшие размеры (первые десятки, до сотен метров).

Несколько позже, в 1954 г., М.Т. Кирюшиной (1957) в обломках осадочных пород, содержащихся в образованиях, относящихся, по ее мнению, к туфам, были обнаружены остатки юрской и меловой фауны, а также спорово-пыльцевые комплексы альб-сеномана. Основываясь на этих находках, М.Т. Кирюшина сделала вывод о мезокайнозойском возрасте вулканогенных пород Попигайской котловины, происхождение которой "... связывалось с совокупностью вулканических и тектонических процессов, вызвавших в пермо-триасе на данной части платформы образование куполовидного поднятия¹ затем его обрушение, сопровождавшееся взрывом типа взрыва Рис¹ ... и выбросом некоторой части пирокластических пород и лавового материала..." (Кирюшина, 1957, стр. 4). В мезокайнозой возобновились подвижки по трещинам и в результате извержений и взрывов образовалась толща пирокластических пород. На основании изучения состава вулканогенные породы были отнесены М.Т. Кирюшиной к андезитам и их туфам.

С 1956 г. в описываемом районе возобновляется геологическая съемка (Л.П. Смирнов, И.А. Сидорчук, Е.И. Подкопаев и др.). На основании материалов, полученных в результате этих исследований, был

¹ Кратер Рис (Нордлингер Рис, Бавария) — древний метеоритный кратер, что было доказано в 1960 г. (прим. авторов).

сделан вывод о том, что вулканизм в пределах Попигайского грабена начался еще в юре и продолжался с перерывами вплоть до верхнего мела, а возможно, и до палеогена, причем в моменты затишья вулканической деятельности накапливались нормальные озерные и аллювиальные осадки. Общая мощность вулканогенно-осадочных пород оценивалась в 280 м. Отмечалось также, что стратификацию вулканогенных толщ практически проводить невозможно. Тем не менее Л.П. Смирновым (1962) была сделана такая попытка. По его мнению, вулканогенно-осадочные отложения Попигайской котловины образовались в интервале времени от готерива до турона, возможно, от готерива до раннего палеогена. В выполняющих котловину толщах Л.П. Смирновым были выделены горизонты туфолав, разделенных туфами и нормальными осадочными породами. Котловина рассматривалась Л.П. Смирновым как эрозивная, возникшая на длительно развивавшемся поднятии.

Еще одна точка зрения на происхождение котловины была высказана П.С. Вороновым (1958), который, исходя из анализа истории развития рельефа, считал, что Попигайская котловина — кратер оседания на своде третичного поднятия.

Несколько позже П.Е. Оффман (1959) при рассмотрении тектоники Сибирской платформы отнес Попигайскую котловину к категории наложенных синеклиз. Он считал, что она выполнена "туфами тунгусской серии" и время образования синеклизы датировал пермью.

К настоящему времени Попигайская котловина и прилегающие территории почти полностью покрыты среднemasштабными геологическими съемками. В этих работах принимали участие М.Н. Васильева, А.О. Ефимов, К.С. Забурдин, М.М. Поляков, Л.П. Смирнов, Л.Т. Семененко, А.И. Трухалев, И.Е. Ширяев, М.Н. Шлейфер и другие геологи. В результате разработана стратиграфия докембрийских и палеозойских отложений, определена депрессионная структура Попигайской котловины, а также околтурены площади распространения развитых в ее пределах различных пород, приведено их петрографическое описание. На основании результатов изотопного датирования М.Н. Васильева отнесла часть андезитовых порфиритов к кайнозою. Такую же точку зрения высказали и некоторые другие исследователи (Жабин, 1969; Фирсов, 1970).

Геофизическими исследованиями (Левин и др., 1963 и др.) было установлено, что котловине соответствуют отрицательные гравиметрическая и магнитная аномалии.

Большинство геологов придерживались точки зрения, согласно которой Попигайская котловина представляет собой вулканотектоническую депрессию (кальдеру), выполненную осадочно-вулканогенными породами мелового возраста. Эти представления отражены и в ряде сводных работ по геологии региона (Эрлих, 1963; Мокшанцев и др., 1964; Боголепов, 1967; Атласов, Польшкин, 1969, и др.).

Однако такие представления о происхождении котловины и характере заполняющих ее пород во многом противоречивы и не могут удовлетворительно объяснить ряд важных особенностей ее строения. В частности, платформенным регионам не свойственно возникновение громадных округлых кальдер (кальдер диаметром 70–80 км вообще неизвестно)



с вулканогенными породами среднего состава. Трудно объяснима насыщенность туфов и лав обломками различных, но большей частью архейских пород и их минералов. На площади котловины отмечаются отрицательные магнитная и гравитационная аномалии, и по расчетам глубина залегания фундамента платформы в ее пределах составляет 2-3 км. С другой стороны, в котловине на поверхности имеются обширные выходы архейских пород. Совершенно необъяснимы многочисленные выходы по окраинам котловины отдельных блоков архейских и протерозойских пород (имеющих зачастую размеры полтора-два десятка метров) среди полей развития отложений среднего-верхнего кембрия и перми. Если их рассматривать как тектонические блоки, то приходится предполагать, в частности, наличие столбов диаметром 20-30 м, состоящих из пород архея и в буквальном смысле протыкающих более чем километровый осадочный чехол платформы.

Все исследователи, описывающие Попигайскую котловину, подчеркивают ее необычный характер. Л.В. Фирсов (1970), описывая "палеогеновые базальтоиды в Попигайском грабене", заметил, что "...не было бы удивительным, если бы кому-нибудь показалось возможным отождествить ее (котловину. - авторы) с древним метеоритным кратером". Такое отождествление котловины с метеоритным кратером на основе имеющихся геолого-геофизических материалов, независимо от этого высказывания, было сделано нами (Масайтис, 1970).

Проведенная авторами проверка этой гипотезы позволила показать, что Попигайская котловина - один из крупнейших на земной поверхности метеоритных кратеров (Масайтис, Михайлов, Селивановская, 1971а,б).

СТРУКТУРА ПОПИГАЙСКОГО МЕТЕОРИТНОГО КРАТЕРА

ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ ЗАМЕЧАНИЯ О ПРИМЕНЯЕМОЙ ТЕРМИНОЛОГИИ

Во время исследований и обработки материалов пришлось столкнуться с необходимостью описания ряда явлений и процессов, которые принципиально отличаются от обычных геологических явлений, вызванных эндогенными или экзогенными причинами. Естественно, что непосредственное перенесение традиционной геологической терминологии на объекты ударно-метеоритного и взрыво-метеоритного происхождения не может считаться правильным. Это относится к терминологии, касающейся морфологических и структурных особенностей Попигайского метеоритного кратера, и к текстурам и составу связанных с ним образований. Авторы использовали терминологию, широко применяющуюся в английской и немецкой литературе для описания метеоритных кратеров и слагающих их пород. Однако некоторые структурные и текстурные особенности и особенности состава пород, выявленные в процессе исследований, ранее не описывались в метеоритных кратерах. Это обусловило введение ряда новых терминов, и в частности широкое использование корня "копто" (от греч. *κοπτο* - копто - в значении ударять, дробить, разбивать) для обозначения различных пород и процессов, связанных с метеоритным ударом и взрывом.

Как показали проведенные нами наблюдения, Попигайский метеоритный кратер выполнен двумя группами коптогенных ("порожденных ударом") образований - аллогенной брекчией и импактитами. Аллогенная брекчия (Shoemaker, 1963, и др.) представляет собой взрывную кратерную брекчию, упавшую после взрыва в кратер, а также частично выброшенную за его пределы. Импактитами (Nininger, 1956; French, 1968 а и др.) называются породы, испытавшие полное или частичное плавление в результате удара и состоящие из стекла (полиминерального) и обломков пород и минералов. Они залегают во внутренней части кратера и, реже, в виде небольших полей за его пределами.

Коптометаморфические (или, иначе, ударно-метаморфические) образования представлены так называемой аутигенной брекчией (Shoemaker, 1963, и др.). Аутигенная брекчия - это перемещенный, но испытавший интенсивные ударные преобразования брекчированный материал основания кратера, на котором залегают аллогенная брекчия и импак-

титы. В составе аутигенной брекчии широко развиты апогнейсовыи коптокатаклазиты (т.е. катаклазиты, возникновение которых обусловлено ударом и взрывом), коптокатаклазиты с псевдотахилитовым стеклом и псевдотахилиты. Последние, по существу уже переходные к импактитам породы, отличаются тем, что псевдотахилиты не испытали существенных перемещений материала, в то время как импактиты — в целом перемещенные образования.

Особой текстурной разновидностью раздробленных пород (они входят обычно в состав аллогенной брекчии в виде обломков) служат породы с цементной текстурой. Это, вероятно, аналоги пород типа "грис" (нем. Gries — дресва) из метеоритного кратера Нордлингер Рис (Preuss, 1969a) — интенсивно брекчированных, но не потерявших связности.

Аллогенная брекчия включает глыбы и обломки пород разного размера, в той или иной степени испытавших ударный метаморфизм (French, 1968a). Цементом аллогенной брекчии является сравнительно рыхлая порода, которая названа нами коптокластитом, она имеет различную размерность обломков (алевроитовый, псаммитовый, псефитовый). В ряде случаев в составе коптокластитов присутствует примесь обломков импактитового стекла, и, таким образом, осуществляется переход их к одной из разновидностей импактитов — зювитам, описанным под таким названием из кратера Нордлингер Рис (Preuss, 1969a, и др.).

Зювиты (зювитовые брекчии) — обломочные породы, состоящие из кусочков и бомб импактитового стекла и обломков различных пород и минералов. Лепешковидные бомбы стекла, встречающиеся в них, носят название фледлей (flädle; Hörz, 1965).

Для массивных импактитов нами вводится термин "тагамиты" (по названию гряды Тагаамы в восточной части Попигайского кратера, сложенной этими породами). Тагамиты представляют собой брекчию преимущественно кристаллических пород, сцементированную стекловатыми продуктами их плавления.

Ряд других применяемых понятий и терминов сопровождается пояснениями в тексте.

ЗОНАЛЬНОСТЬ ВНУТРЕННЕГО СТРОЕНИЯ КРАТЕРА И СТРУКТУРНЫХ ФОРМ В ОКРУЖАЮЩИХ ПОРОДАХ

Общая структура Попигайского метеоритного кратера, как это видно из проведенных исследований и анализа имеющихся геологических, геоморфологических и геофизических материалов, рисуется следующим образом.

Кратер состоит как бы из двух воронок разного диаметра, вложенных одна в другую, — внутренней и внешней. Диаметр внутренней воронки, заполненной аллогенной брекчией и импактитами, перекрытыми в значительной части рыхлыми плиоцен-четвертичными отложениями,

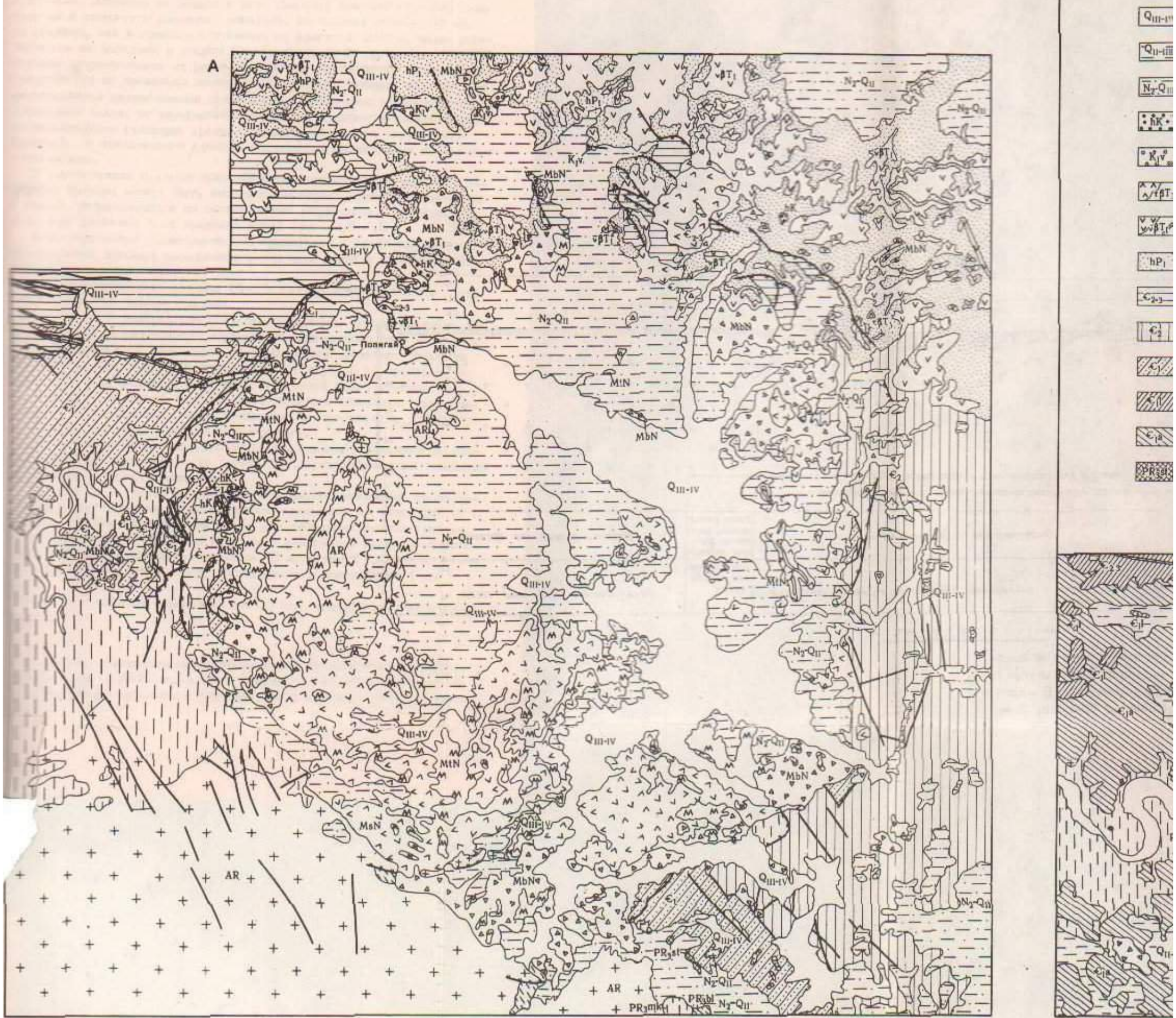
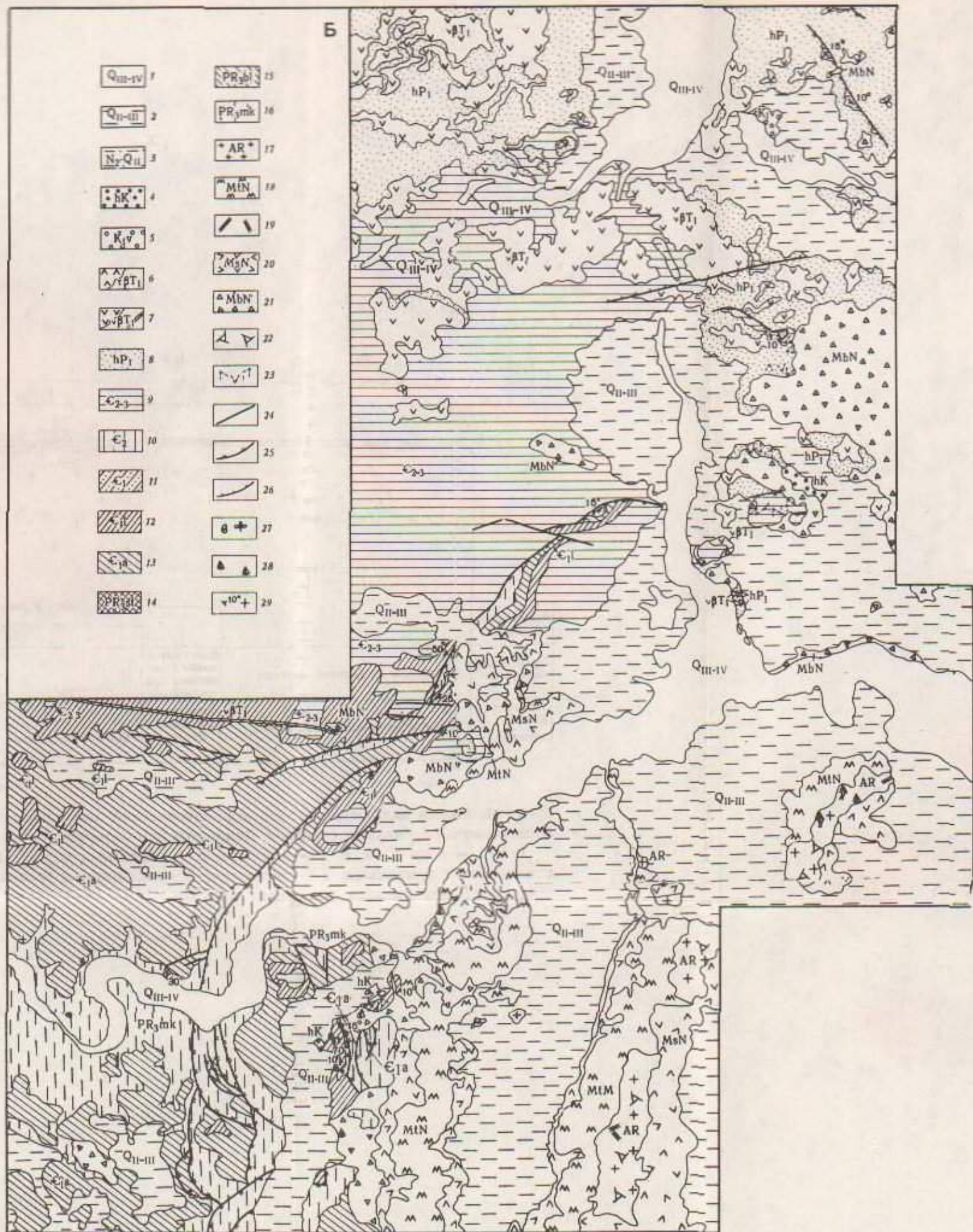


Рис. 5. Схемы геологического строения

А - Понгайский метеоритный кратер; Б - северо-западная часть кратера. При составлении схем использованы материалы М.Н. Васильевой, А.О. Ефимова, К.С. Забурдина, Е.И. Подкопаева, Л.Т. Семеновко, Л.П. Смирнова, С.С. Степаншина, И.Е. Ширяева, М.С. Шлейфера и др.

1 - Четвертичные современные отложения (галечники, пески, супеси, суглинки, глины, торф); 2 - средне-четвертичные отложения (валунники, галечники, пески, глины, суглинки); 3 - плиоцен-средне-четвертичные отложения нерасчлененные (пески, галечники, валунники, глины); 4 - меловая система нерасчлененная (глины, алевролиты, пески, песчаники, конгломераты, прослойки угля); 5 - меловая система, нижний отдел, валажжолский

ярус (глины, пески, песчаники, известковистые песчаники, алевролиты); 6 - нижнетриасовые трахидолериты (силлы); 7 - нижнетриасовые долериты (силлы и дайки); 8 - пермская система, нижний отдел (аргиллиты, алевролиты, песчаники, прослойки угля); 9 - кембрийская система, средний-верхний отделы (доломиты, песчанистые доломиты); 10 - кембрийская система, средний отдел (доломиты, известняки); 11 - кембрийская система, нижний отдел нерасчлененный (доломиты, известняки, песчаники); 12 - кембрийская система, нижний отдел, ленский ярус (доломиты, известняки, мергели); 13 - кембрийская система, нижний отдел, алдаиский ярус (доломиты, песчаники); 14 - верхний протерозой, старореченская свита (доломиты); 15 - верхний



ус (глины, пески, песчанки, известнякые песчанки, алевролиты); 6 - кембрийские трахидолериты (силлы); 7 - нижнетриасовые долериты (силлы и дайки); 8 - пермская система, нижний отдел (аргиллиты, алевролиты, сланцы, прослойки угля); 9 - кембрийская система, средний-верхний отделы (доломиты, песчаные доломиты); 10 - кембрийская система, средний отдел несомкнутый (доломиты, известняки, песчанки); 11 - кембрийская система, нижний отдел несомкнутый (доломиты, известняки, песчанки); 12 - кембрийская система, нижний отдел, ленский ярус (доломиты, известняки, мергели); 13 - кембрийская система, нижний отдел, алданский ярус (доломиты, песчанки); 14 - верхний протерозой, староременная свита (доломиты); 15 - верхний

протерозой, бидлякская серия (доломиты, песчанки, конгломераты); 16 - верхний протерозой, мукунская серия; песчанки, кварцито-песчанки, прослойки гравелитов; 17 - архей; гранатовые, биотито-гранатовые, гранато-пироксеновые гнейсы и плаггиогнейсы, частью мигматизированные; 18 - тагамиты; 19 - дайкообразные тела тагамитов; 20 - зювиты, (с участием кортокластитов); 21 - аллогенная брекчия; 22 - аутигенная брекчия; 23 - брекчированные породы; 24 - разрывные нарушения нерасчлененные; 25 - надвиги и взбросы; 26 - сбросы; 27 - места находок ископаемой фауны и флоры; 28 - места находок конусов разрушения; 29 - элементы залегания осадочных пород

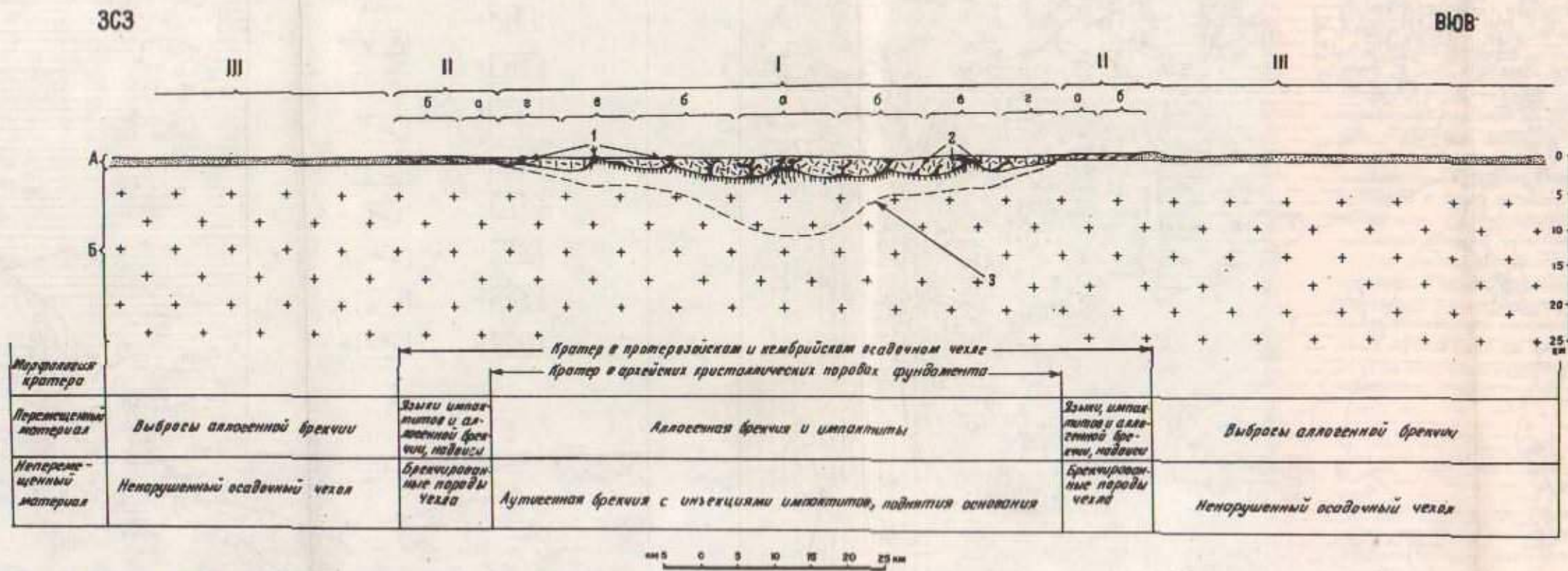


Рис. 4. Схема морфоструктурной концентрической зональности и предполагаемого глубинного строения Попигайского метеоритного кратера
 I-III - зоны а, б, в, г - подзоны; А - осадочный чехол; Б - кристаллический фундамент; 1 - тагамиты; 2 - аляосенная брекчия; 3 - предполагаемая граница аутигенной брекчии

составляет 72 км. Границы ее отвечают примерно границам дна котловины, особенно на западе и юге. Диаметр внешней воронки, где брекчии и импактиты развиты локально, составляет около 100 км, ее границы, как и границы котловины по изогипсе 200 м, четко определяются на западном и южном бортах кратера. За пределами внешней воронки сохранившиеся от размыва выбросы аллогенной брекчии прослеживаются на несколько десятков километров. Внешняя воронка характеризуется интенсивными проявлениями различных деформаций пород осадочного чехла, во внутренней воронке располагается подковообразно параллельное границам кратера поднятие основания (аутигенная брекчия), в значительной степени перекрытое импактитами и рыхлыми отложениями.

В соответствии с этими основными особенностями от центра к периферии кратера может быть выделено несколько концентрических зон и подзон, различающихся по особенностям морфологии, структуры и характеру развитых в их пределах пород (рис. 4,5, А,Б).

Концентрическая зональность подчеркивается и слабо выраженным чередованием дуговых аномальных магнитных полей в различных частях кратера.

Зона I - внутренняя воронка (0-75 км), подразделяющаяся предположительно на четыре подзоны.

Подзона Ia - центральное поднятие основания, предполагаемое по наличию слаболожительного аномального магнитного поля на общем фоне отрицательного магнитного поля. Поднятие перекрыто рыхлыми отложениями, под которыми предполагается широкое распространение импактитов и приподнятое залегание аутигенной брекчии основания.

Подзона Ib - первое полукольцевое поднятие основания, предполагаемое по дугообразным полям тагамитов на поверхности. Перекрыто зювитами и частично рыхлыми отложениями.

Подзона Ic - второе полукольцевое (кольцевое?) поднятие основания, сложенное выходящими на поверхность брекчированными гнейсами, на которых залегают импактиты¹.

Подзона Id - третье полукольцевое поднятие основания, предполагаемое по дугообразным в плане полям тагамитов на поверхности. В пределах северо-западного сектора - два небольших выхода гнейсов аутигенной брекчии. Поднятие перекрыто аллогенной брекчией и зювитами, частично рыхлыми отложениями. В аллогенной брекчии и зювитах - клишны древних пород, достигающие в поперечнике 1 км и более.

Зона II - внешняя воронка (75-100 км), подразделяющаяся на две подзоны.

¹ По данным гравиметрических наблюдений, выполненных Ю.М. Шульгиным и др. в 1972 г., этому поднятию соответствует кольцевая положительная аномалия в редукции Буге, имеющая диаметр около 45 км.

Подзона *IIa* — деформированные породы чехла, на которых языками залегают аллогенная брекчия и эювиты, местами встречаются тела га-гамитов. В аллогенной брекчии широко развиты клиппены, отмечается выпахивание, смятие и дробление окружающих пород (~ 5 км).

Подзона *IIб* — деформированные породы чехла с многочисленными надвигами и взбросо-надвигами, амплитуда и углы падения плоскостей которых уменьшаются по мере удаления от центра кратера. Местами сохраняются остатки меловых отложений и аллогенной брекчии, приуроченные к дугообразным депрессиям (~ 7,5 км).

Зона *III* — ненарушенные или слабдеформированные породы чехла за пределами кратера, на которых местами залегают сохранившиеся от размыва выбросы аллогенной брекчии (зона дальних выбросов).

Необходимо подчеркнуть тесную связь структурных и морфологических особенностей кратера, что в целом подчеркивает важное значение морфоструктурного анализа при выявлении его внутренней структуры.

Правильная концентрическая зональность осложнена рядом особенностей, в частности общим наклоном пород чехла к северу, что обуславливает исчезновение внешней воронки на юге, где кратер накладывается непосредственно на породы фундамента. Может быть отмечена и неопределенность границ внешней воронки на севере, где кратер накладывается на малоплотные породы перми. Неравномерные неотектонические поднятия и погружения обусловили интенсивный размыв выбросов аллогенной брекчии в южной и западной наиболее приподнятых периферических частях кратера и перекрытие выбросов рыхлыми отложениями внутри и вне кратера на востоке и северо-востоке.

Такое неотектоническое погружение отчетливо устанавливается на правобережье р. Попигай к северу от устья р. Рассохи, где оно отмечалось и ранее. Здесь на правобережных водоразделах широко развиты сохранившиеся от размыва пермские отложения, встречаются пятна меловых отложений и реликты размытой аллогенной брекчии. На левобережных водоразделах р. Попигай пермских и меловых отложений нет, аллогенная брекчия установлена только в одном месте. Река Попигай проходит здесь вдоль субмеридионального разлома, по которому в четвертичное время произошло опускание восточного крыла.

Внутренняя воронка кратера (зона I)

Внутренняя воронка кратера по существу отвечает наиболее низменной части Попигайской котловины, имеющей в плане округлую форму. Глубина истинного кратера (внутренней воронки), заполненного импактатами и аллогенной брекчией, может быть оценена лишь предположительно (около 3 км), исходя из общего диаметра кратера и соответственно энергии взрыва (Baldwin, 1963).

Различия в особенностях современного рельефа отдельных частей котловины, помимо особенностей первичного рельефа днища кратера и

литологии пород, обусловлены неотектоническими движениями, процессами эрозии и седиментации, произошедшими в плиоцен-четвертичное время. Импаكتиты и брекчии внутренней воронки в значительной степени перекрыты этими рыхлыми отложениями, мощность которых, вероятно, достигает 60 – 80 м. Морфологически внутренняя воронка выражена только в юго-западном секторе, где прерывается кольцо внешней воронки, выработанной взрывом в породах чехла, и где импаكتиты и аллогенная брекчия, выполняющие внутреннюю воронку, непосредственно подступают к борту кратера, сложенному архейскими гнейсами (см. рис. 3,А).

В остальных случаях контуры внутренней воронки могут быть намечены либо исходя из геофизических материалов (граница области интенсивных отрицательных магнитной и гравитационной аномалий, см. рис. 1), либо исходя из некоторых особенностей распространения тагамитов. Последние, по-видимому, почти не выходят за пределы внутренней воронки или удаляются от ее краев лишь на первые километры. Распространение тагамитов во внутренней воронке позволяет сделать некоторые допущения о глубинном строении и разделить ее на ряд концентрических зон. На такую возможность указывают и некоторые особенности геофизических полей, отмеченные ранее.

Совпадение в расположении дугообразных в плане полей тагамитов, в виде цепочки тянувшихся от гор Маячика-Керикете на северо-востоке до южной оконечности гряды Убайбыт-Керикете на юго-западе, и дугообразной цепочки выходов брекчированных ударно-метаморфизованных пород архея, выше которых залегают эти тагамиты (подзона Ia), наводит на мысль, что и другие дугообразные возвышенности, сложенные тагамитами и располагающиеся как ближе, так и дальше от центра, могут быть также связаны с полукольцевыми или кольцевыми поднятиями архейского основания (подзона Ib, включающая возвышенность Парчанай-Керикете, и подзона I₁, расположенная уже у самого края внутренней воронки, возвышенности Суон-Тумул и Согдоку-Керикете). В частности, небольшие поля ударно-метаморфизованных гнейсов, возможно отвечающие такой системе поднятий в подзоне I₁, имеются в низовьях р. Намсик-Далдын и на восточном склоне возвышенности Согдоку-Керикете.

Характерно, что дугообразные параллельные гряды тагамитов и эювитов, наиболее отчетливо выраженные в западной части кратера, разделяются обширными понижениями в рельефе, где на поверхности развиты исключительно рыхлые плиоцен-четвертичные и четвертичные отложения, а местами выступающие из-под них коптокласциты. По нашему мнению, это может объясняться тем, что отрицательные формы рельефа здесь наследуют в какой-то мере морфоструктурные особенности кратера.

В западном секторе кратера можно наметить три таких отрицательных элемента структуры: первый из них разделяет возвышенности Парчанай-Керикете и Убайбыт-Керикете, второй расположен между последней и возвышенностью Суон-Тумул, третий находится к западу от Суон-Тумул. В первой из этих дугообразных впадин расположены верховья

р. Парчанай, во второй — долина р. Намсик-Далдын, в третьей — долина р. Саха-Юреге.

Несомненно подобные впадины и поднятия имеются и в северо-восточном и восточном секторах кратера, но здесь они в значительной степени погребены под образованиями кайнозоя. В целом вся система поднятий и впадин основания образует, вероятно, как бы застывшие концентрические волны. Естественно, что подтверждение таких представлений о внутренней структуре описываемой зоны может быть получено только с помощью геофизических методов или же бурения.

Как уже указывалось, внутренняя воронка (ее границы в северо-восточном секторе неопределенные из-за широкого развития четвертичных отложений) выполнена аллогенной брекчией и зювитами с участием тагамитов. Аллогенная брекчия выступает в северо-западном секторе на небольшом участке долины р. Попигай в 10–12 км выше фактории. Здесь она содержит небольшую примесь зювитов, входящих в состав коптокластического цемента брекчии, образованной преимущественно обломками и глыбами меловых пород. На других участках во внутренней воронке почти повсеместно вскрываются зювиты и коптокластиты. Зювиты в той или иной степени включают обломки кристаллических и осадочных пород и тонкораспыленный песчаный и алевритовый материал меловых и пермских континентальных отложений. Можно предполагать, что в подзонах Ia и Ib аллогенная брекчия в том виде, как она наблюдается в подзоне I₁ и в зоне II, отсутствует и коптогенные образования представлены исключительно зювитами и коптокластитам, почти лишенными включений крупных обломков и глыб.

Внешняя воронка кратера (зона II)

Внешняя воронка в плане охватывает неполным кольцом внутреннюю воронку и имеет ширину около 20–25 км, прерываясь на юго-западе. Северное ограничение зоны в морфологическом отношении недостаточно отчетливо, поскольку к северу от кратера водоразделы значительно снижены за счет опусканий и эрозии.

Подзона II, а

Ширина этой подзоны в плане от 2–3 до 10–15 км. Наиболее отчетливо подзона прослеживается в западном, северо-западном, восточном и юго-восточном секторах кратера, в северном и северо-восточном секторах она в значительной степени скрыта под рыхлыми отложениями. Особенности строения этой подзоны были подробно изучены в хорошо обнаженном северо-западном секторе. Судя по имеющимся геологическим материалам и данным дешифрирования аэрофотоснимков, такое же строение подзона имеет в южном, юго-восточном и восточном секторах кратера (материалы М.Н. Васильевой, А.О. Ефимова, К.С. Забурдина и др.).

В пределах подзоны проходит граница широкого, по существу сплошного распространения импактитов и аллогенной брекчии, выполняющих внутреннюю воронку (зона I), и пород, подстилающих коптогенные образования и составляющих основание и борта кратера. Осадочные породы основания здесь интенсивно деформированы, а импактиты и аллогенная брекчия, залегающие выше, нередко образуют в них подобие языков, как бы исходящих из внутренней воронки (языки выпаживания). В плане эти языки чаще всего имеют у основания ширину от 1 до 10—15 км, протяженность от 1—3 до 10, а возможно, и более километров. Вертикальная мощность пород, образующих языки, увеличивается от их фронтальных частей (первые десятки метров) к тыловым. Языки сложены аллогенной брекчией и зювитами, иногда присутствуют небольшие тела тагамитов. В продольном разрезе устанавливается пологое погружение поверхности деформированных осадочных пород в подошве языков в сторону кратера.

Рассмотрим более подробно строение некоторых из этих структур, развитых в северо-западном секторе кратера, — Буордахского языка и трех языков в долине р. Саха-Юреге.

Буордахский язык располагается на левобережье р. Рассохи, в бассейне р. Буордах. В тыловой части его ширина около 7—8 км, он имеет протяженность около 6—7 км и состоит как бы из двух слившихся тел. Тыловая его часть, там, где язык примыкает к сплошному полю развития аллогенной брекчии и импактитов, скрыта под наносами р. Рассохи, северо-восточное окончание языка — его фронтальная часть — перекрыто рыхлыми четвертичными валунно-галечными отложениями. Однако в остальных частях этот язык вскрыт достаточно хорошо (см. рис. 5, Б).

Язык сложен коптогенными образованиями, залегающими на неровной поверхности деформированных пород кембрия, которые выступают местами в основании склона долины р. Буордах. Язык как бы перекрывает дугообразные линии взбросо-надвигов северо-восточного простирания, вдоль которых местами выступают подстилающие кембрий протерозойские кварциты (рис. 6).

Поперечный профиль Буордахского языка корытообразный (рис. 7), продольный, характеризуется уменьшением мощности коптогенных образований от тыловой части к фронтальной.

Язык сложен неправильными пластинообразными телами аллогенной брекчии и зювитов, как бы черепитчато налегающими одно на другое. Пластовое тело тагамитов располагается между аллогенной брекчией и залегающими выше зювитами. Во фронтальной части языка зювиты лежат непосредственно на породах кембрия и протерозоя, в центральной его части — на аллогенной брекчии, обладающей весьма неровным рельефом кровли.

Язык, вскрывающийся в нижнем течении р. Саха-Юреге, имеет протяженность около 3—4 км, его северо-восточная часть как бы срезана долиной р. Рассохи. Язык вытянут в северо-западном направлении, ширина его в тыловой части, вероятно, не менее 4—5 км, на северо-востоке он смыкается с тыловой частью Буордахского языка.

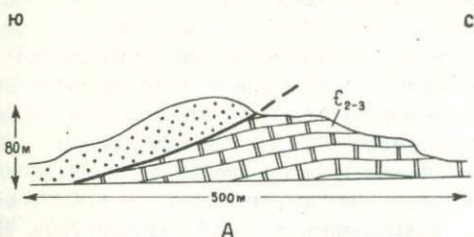


Рис. 6. Надвиги на г. Эдьен, Чочура (А) и на г. Артаман-Тага (Б).

1 - кварциты верхнего протерозоя; 2 - доломиты кембрия; 3 - песчаники перми; 4 - триасовые долериты

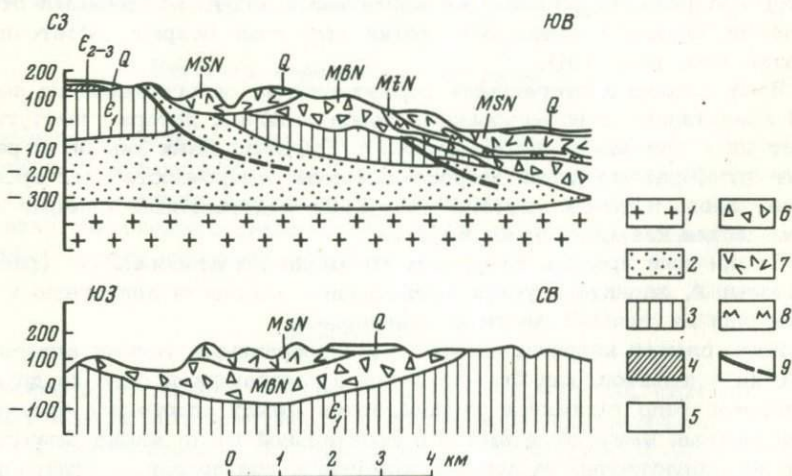
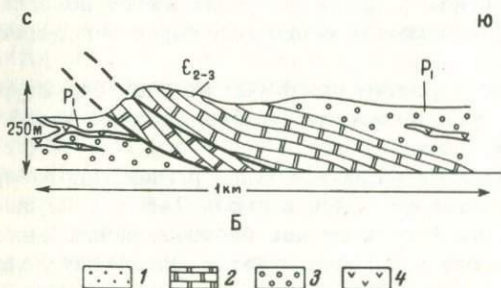


Рис. 7 Продольный и поперечный разрезы через Бурдахский язык выпахивания

1 - гнейсы архея; 2 - кварциты протерозоя; 3 - карбонатные и терригенные породы нижнего кембрия; 4 - карбонатные породы среднего-верхнего кембрия; 5 - четвертичные отложения; 6 - аллогенная брекчия; 7 - зювиты; 8 - тагамиты; 9 - надвиги

В районе устья правого притока р. Саха-Юреге вскрыт контакт аллогенной брекчии с деформированными кембрийскими отложениями. Контакт имеет в целом северо-западное простирание, и в плане он несколько выпуклый к северо-востоку. Плоскость контакта круто падает в этом же направлении. Кембрийские доломиты, алевролиты, аргиллиты, мергели, известковистые песчаники срезаны поверхностью контакта и в то же время приподняты вдоль него. Азимут падения осадочных пород изменяется от 340 до 300°, угол падения — от 30° в 500 м от контакта до 70° в непосредственной близости от него. Пласты пород здесь разворачиваются по простиранию контакта языка и падают более круто при приближении к контакту. Слоистая пачка переходит в брекчированные перемешанные кембрийские и меловые породы и принадлежит к залегающим глубже, но также подвергшимся деформации породам основания. Раздробленные карбонатные породы кембрия и щебень этих пород, перемешанные с меловыми песками, иногда содержащими углистый материал, сидеритизированную древесину, редкие гальки кремнистых пород, прослеживаются на несколько километров к югу от описанного выше контакта.

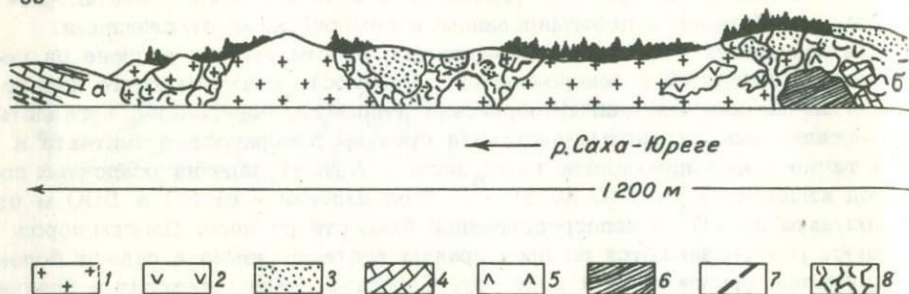
Брекчированные перемешанные породы выступают и к северу, ниже устья правого притока Саха-Юреге, где подошва языка несколько поднимается.

Вскрывающаяся по долине правого притока р. Саха-Юреге аллогенная брекчия состоит из глыб и обломков различных пород размером до 10–20 м, заключенных в коптокластическом цементе, насыщенном обломками меньших размеров. В коптокластитах присутствует местами большое количество обломочков стекла, что обуславливает переход к зювитам.

Для описываемой структуры характерно появление больших масс тагамитов, как в форме покровов мощностью до 60 м, так и в форме секущих дайкообразных тел, которые хорошо видны по долине притока и в районе устья р. Саха-Юреге.

В 6 км выше устья долина р. Саха-Юреге пререзает еще один язык. Он вытянут примерно на 3 км в северо-западном направлении, ширина его невелика — около 1,5 км в тыловой части и около 800 м в месте пересечения долиной. Язык сложен аллогенной брекчией, состоящей из крупных (преимущественно первые десятки метров в поперечнике) глыб ударно-метаморфизованных брекчированных гнейсов (в том числе содержащих линзы коптокатаклизитов с псевдотахилитовым стеклом), брекчированных кварцитов протерозоя, доломитов и аргиллитов кембрия, песчаников и алевролитов перми, долеритов триаса; встречены также серые и желтые пески и песчаники с линзами лигнита, вероятно, мелового возраста. В глыбах архейских и протерозойских пород видны дайки диабазов, срезанные вдоль границ глыб (рис. 8). Цементом брекчии служит мелкораздробленный материал тех же пород, его здесь очень немного.

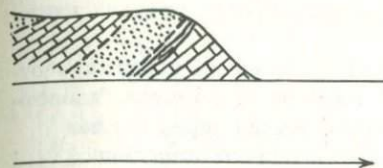
С юго-запада аллогенная брекчия на одном гипсометрическом уровне примыкает к "слоеному пирогу" пластов осадочных пород протерозоя, кембрия и мела, который состоит из нескольких надвиговых че-



шуй мощностью в десятки или первые сотни метров каждая (см. рис. 8). Падение плоскостей надвигов к восток-северо-востоку — под углами от 60° до 40° и более пологими. В этом "пироге" дважды повторяются чешуи кембрийских доломитов, известковистых песчаников и протерозойских кварцитов, маломощный пласт углистых меловых песков как бы зажат между песчаниками кембрия (на которых меловые породы залегают с размывом) и первой снизу аллохтонной чешуей кварцитов (рис. 9). Крупный (до 2 км по простиранию) клиппен кварцитов, располагающийся в тыловой зоне языка, включен в аллогенную брекчию.

Вдоль северо-восточного контакта языка аллогенная брекчия при-мыкает к породам кембрия и мела, слагающим покрытые щебенкой пологие холмы. Раздробленные, но местами еще не потерявшие связности глыбы и блоки карбонатных пород включены здесь в сравнительно рыхлую щебнисто-песчаную массу, возникшую за счет разрушения слабо сцементированных меловых песков и дезинтеграции подстилающих их карбонатных пород. Образование такой массы, по-видимому, произошло в результате латерального перемещения материала, двигавшегося по поверхности меловых и кембрийских пород как в виде надвиговых пластин и отторженцев (клиппенов), так и в виде более мелко раздробленной перемещенной брекчии. Почти полное отсутствие коптокластического цемента в аллогенной брекчии на этом участке также может объясняться тем, что материал, слагающий язык, перемешался главным образом скользя по поверхности, словно сдвинутый бульдозером. В тех же случаях, когда материал брекчии испытал воздушный перенос, мелкообломочный коптокластический цемент ее более обилен.

Третий снизу по течению р. Саха-Юреге язык вскрывается на правом борту долины в 15–18 км от устья. Протяженность языка около 2–3 км, в тыловой части его ширина составляет примерно 3–4 км. Выше и ниже по течению выступают деформированные кембрийские отложения, контакты с аллогенной брекчией и импактитами, слагающими язык, не обнажены. На склоне долины осадочные породы выступают на одном гипсометрическом уровне с импактитами и брекчией, язык как бы врезан в породы осадочного основания. В аллогенной брекчии залегает крупный (до 400 м в поперечнике) клиппен биотит-гранатовых и графитовых гнейсов с конусами разрушения, частично раздробленных,



ней чешуи кварцитов выше аллогенной брекчии лишь кажущееся благодаря совмещению на плоскости рисунка двух планов — переднего и заднего. 1 — глыбы гнейсов; 2 — диабазы (дайки в гнейсах); 3 — кварциты (глыбы и надвиговые чешуи); 4 — карбонатные породы: (глыбы, надвиговые чешуи и породы автохтона); 5 — долериты (глыбы); 6 — углистые пески и песчаники (глыбы и породы автохтона); 7 — надвиги; 8 — относительно более мелкие глыбы различных пород в аллогенной брекчии.

Рис. 8. Поперечный разрез языка выпахивания на р. Саха-Юреге, сложенного крупноглыбовой брекчией. В правой и левой частях обнажения — деформированные и надвинутые одна на другую пачки разновозрастных пород. Непосредственные контакты задернованы (обозначены буквами а и б). В юго-западном контакте (б) залегание верх-

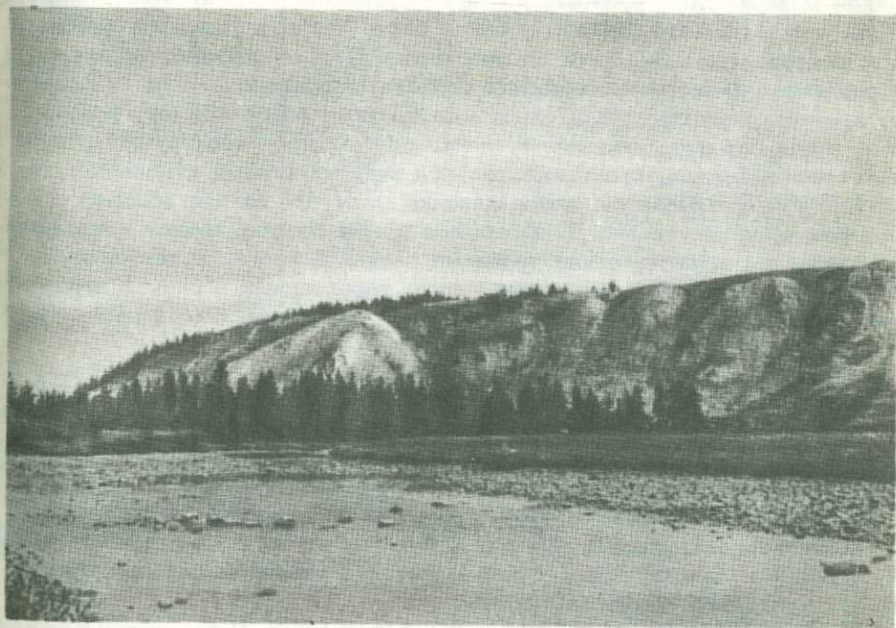


Рис. 9. Надвиг в долине р. Саха-Юреге. На кембрийских доломитах и песчаниках и перекрывающем их маломощном пласте углистых песков мела (белое) залегает надвиговая чешуя протерозойских кварцитов (на них растет лес на вершине холма)

местами превращенных в горную муку и содержащих жилы брекчий, жилы и дайки тагамитов мощностью от первых десятков сантиметров до первых метров. Дайки и жилы тагамитов выклиниваются сверху вниз в пределах этого клиппена (рис. 10).

Аллогенная брекчия, включающая клиппен, состоит из крупных — от единиц до первых десятков метров — глыб гнейсов, доломитов, известняков, кварцитов, глинистых сланцев; цемент брекчий представлен псаммитовым коптокластитом. В 1 км к востоку среди аллогенной брекчии выступает еще один клиппен мукунских кварцитов, прослеживающийся на расстоянии около 300 — 400 м.

Тагамиты (пористые тагамиты) залегают ближе к северному контакту языка, форма их залегания точно не установлена, возможно, это небольшое рукавообразное тело. Тагамиты содержат кроме родственных включений крупные (до нескольких метров в поперечнике) угловатые ксенолиты различных пород из аллогенной брекчии, а также ксенолиты ее коптокластического цемента (рис. 11). В коптокластитах присутствует и зювитовый материал. В пористых тагамитах наблюдаются текстуры течения вязкого расплава, напоминающие текстуры канатной лавы.

Подобные же языки устанавливаются на основании анализа имеющихся материалов в подзоне II_a и в других секторах кратера. Интересно отметить, что эти образования более крупных размеров в северном секторе (до 10—15 км по простиранию). Это связано, вероятно, с различием физико-механических свойств окружающих пород: к северу от кратера развиты сравнительно малоплотные слабо сцементированные толщи пермских отложений, легко поддающиеся эродирующему воздействию выбросов, происходивших под малыми углами к поверхности.

Как уже указывалось, подразделение зоны II на две подзоны в некотором смысле условно. В настоящее время граница между подзонами определяется исключительно уровнями глубиной эрозии и денудации. Ряд типов деформаций осадочных пород, характерных в равной степени для обеих подзон, будет описан далее при характеристике подзоны II_б.

Подзона II, б

Зона деформированных пород чехла, располагающаяся дальше от центра кратера непосредственно за подзоной II_a, охватывает расчлененные склоны водоразделов, обращенные к днищу котловины. Эта подзона проявляется только в области развития отложений протерозоя, кембрия и перми; ширина подзоны II_б колеблется от 2—3 до 7—8 км, в отдельных случаях, как это наблюдается в северном секторе, она может несколько превышать 10 км.

Степень деформаций осадочных пород в подзоне II_б несколько убывает по сравнению с подзоной II_a, что связано как с большей удаленностью ее от центра, так и с тем, что в ее пределах есть переход вглубь — от основания внешней воронки к менее нарушенным породам, которые обнажены в настоящее время благодаря эрозии. Это подтверждается и тем, что в пределах подзоны остатки покрова алло-

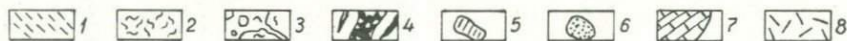
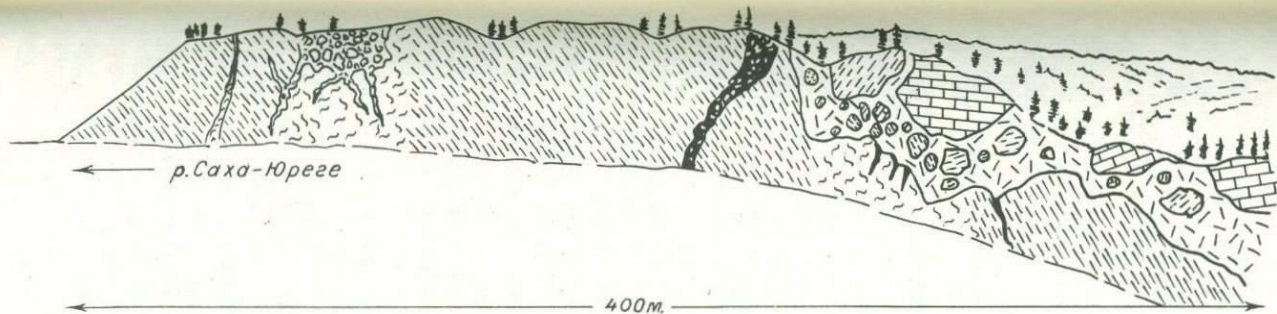


Рис. 10. Клипшен ударно-метаморфизованных гнейсов в аллогенной брекчии на р. Саха-Юреге

1 - биотитовые и гранатовые гнейсы; 2 - те же гнейсы, интенсивно ударно-метаморфизованные и местами превращенные в горную муку; 3 - брекчированные ударно-метаморфизованные гнейсы; 4 - линзы псевдотахилитов, дайки тагамитов; 5 - глыбы гнейсов в аллогенной брекчии; 6 - глыбы кварцитов; 7 - глыбы карбонатных пород; 8 - коптокlastический цемент аллогенной брекчии

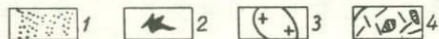
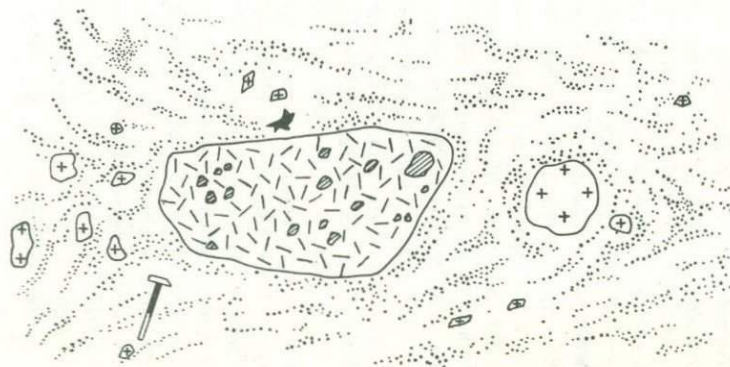


Рис. 11. Пористые тагамиты, содержащие крупный ксенолит коптокlastитов; р. Саха-Юреге

1 - пористые тагамиты; 2 - каверна в тагамите; 3 - обломки и глыбы гнейсов; 4 - псаммитовые коптокlastиты с обломками различных пород

генной брекчии, а тем более зювиты развиты очень ограниченно и преимущественно в ее северном секторе.

Характерная особенность структуры подзоны II,б — надвиги и взбросо-надвиги, а также различные антиклинали и синклинали. Надвиговые поверхности падают по направлению к центру кратера под различными углами — от очень пологих (до $20-30^{\circ}$) во внутренней части подзоны и до $60-70^{\circ}$ во внешней ее части. Таким образом, здесь надвиги превращаются во взбросы.

Характерные примеры пологих надвигов имеются по долине р. Саха-Юреге, где протерозойские кварциты клиппена надвинуты на меловые пески, мощность которых около 10 м и которые залегают на кембрийских известковистых песчаниках (см. рис. 9). К востоку от этого пункта наблюдается еще несколько надвиговых чешуй кембрийских и протерозойских пород.

Кембрийские породы автохтона местами раздроблены и смяты в крутые складки, оси которых примерно параллельны простиранию плоскостей надвигов. Иногда в породах автохтона наблюдаются жилообразные внедрения углистых песков мела, вдавленных в доломиты при движении по ним чешуй аллохтона. При этом рыхлые пески мела, залегавшие маломощным покровом на кембрии, служили как бы смазкой, по которой скользили аллохтонные надвиговые чешуи, при этом песчано-углистый материал вдавливался в раздробленные породы автохтона (фототабл. I,а). Амплитуда таких надвигов, вероятно, измеряется первыми километрами. Меньшая амплитуда свойственна надвигам и взбросо-надвигам, развитым в толще протерозойских, кембрийских и пермских отложений во внешней части подзоны II,б, ближе к морфологическим границам кратера. Эти надвиги и взбросы отчетливо прослеживаются на местности (западный и северный секторы) и фиксируются на аэрофотоснимках (северо-восточный и юго-восточный секторы). По простиранию они прослеживаются на многие километры, иногда на первые десятки километров. Их особенность — дугообразный характер в плане, причем выпуклостью они обращены в сторону от кратера. Нередко наблюдаются параллельные надвиги и взбросы.

Наиболее характерный представитель этих нарушений — Саха-Эдъенская зона взбросо-надвигов протяженностью около 60-70 км. Эта зона прослеживается из западного сектора в северный, от верховьев р. Саха-Юреге в северном и северо-восточном направлении до р. Эдъен-Юреге. В плане она представляет собой дугу, образующую выпуклость к северо-западу. Наиболее сложно построены южная и северная ее части. На юге в верховьях левых притоков р. Саха-Юреге зона состоит из двух параллельных линий надвигов, а на отдельных участках — даже из трех. На аэрофотоснимках и местности здесь наблюдаются отдельные плоскости надвигов, которые, сочленяясь на флангах, в целом образуют две извилистые линии, простирающиеся с юга на север. Некоторые надвиговые чешуи располагаются под углом к общему простиранию зоны. Протяженность отдельных надвигов составляет от 5 до 15 км, амплитуда горизонтального перемещения материала на этом участке зоны

может быть оценена в несколько сотен метров, плоскости сместителей наклонены к востоку, угол наклона меняется от 5–10 до 30–40°. Большой частью наблюдается надвигание пород протерозоя на кембрий, в отдельных случаях – протерозоя на протерозой или кембрия на кембрий. Некоторые из надвигов двойные, в случаях, когда на один аллохтонный покров надвинут другой.

К северу от описанного участка, на междуречье рек Рассохи и Тумул-Юрях строение Саха-Эдьенской зоны упрощается. Здесь прослеживается один крупный взброс протяженностью около 18 км. Взброс в южной части фиксируется в породах протерозоя, а севернее – в породах кембрия. Плоскость взброса хорошо обнажена на левом берегу р. Рассохи, в 3 км выше устья р. Холомолох, где можно видеть, как по плоскости, имеющей угол падения около 50° на восток, на горизонтально залегающие красные песчаники бурдурской свиты мукунской серии с востока на запад надвинуты нижние горизонты той же свиты. К востоку от плоскости взброса бурдурские песчаники погружаются к востоку под углом 10–18°. Вертикальная амплитуда смещения по взбросу составляет от первых десятков до сотни метров. Восточнее описанного нарушения широко развиты четвертичные отложения, и, возможно, под ними погребен еще ряд разломов.

Северо-восточнее на междуречье рек Тумул-Юрях и Эдьен-Юрях в пределах описываемой зоны вновь наблюдаются два параллельных надвига протяженностью 12–15 км. Как это отчетливо видно на горе Эдьен-Чочура (см. рис. 6), плоскости надвигов полого (8–15°) погружаются к юго-востоку, к центру кратера. На всем протяжении зоны описываемых нарушений наблюдается надвигание пород верхнего протерозоя и нижних горизонтов кембрия на отложения среднего-верхнего кембрия. Вертикальная амплитуда смещения по этим нарушениям составляет не менее 200–250 м, горизонтальная – не менее 500–700 м.

На левобережье р. Тумул-Юрях описываемая зона сочленяется с субширотной зоной разломов и даек триасового возраста, которая прослеживается на запад на многие десятки километров. Эти древние разломы были несколько модифицированы при образовании кратера и Саха-Эдьенской зоны, вдоль них вблизи внешней границы зоны II на аэрофотоснимках отчетливо наблюдается надвигание южных крыльев разломов на северные. К западу по простиранию разломов эти смещения не обнаруживаются.

На северо-восточном окончании Саха-Эдьенская зона взбросо-надвигов, постепенно изгибаясь к востоку, принимает широтное простирание. Юго-восточный из двух описанных надвигов в районе устья р. Эдьен-Юрях перекрывается четвертичными отложениями. Возможно, Саха-Эдьенская зона прослеживается и на правобережье р. Попигай, но здесь широко развиты перекрывающие ее аллогенная брекчия и четвертичные образования. Тем не менее на одном небольшом участке выходов палеозойских отложений на водоразделе рек Попигай и Балаганнаха, на горе Юрюнг-Чочура на продолжении по простиранию разломов Саха-Эдьенской зоны установлены два параллельных надвига широтно-

го простираения, вдоль северного — доломиты средне-верхнего кембрия надвинуты на пермские песчаники, вдоль южного — кварциты протерозоя надвинуты на доломиты кембрия (см. рис. 6).

В пределах подзоны II,б в северо-восточном, восточном и юго-восточном секторах, как показывают материалы Л.Т. Семененко, С.С.Степашина, М.С. Шлейфера, М.Н. Васильевой и А.О. Ефимова за 1951–1966 гг. и данные дешифрирования, также развиты многочисленные структурные нарушения, сходные с описанными.

Наибольшее количество различных нарушений в пределах подзоны II,б наблюдается в северном и северо-восточном секторах. Здесь может быть выделена полоса взбросо-надвигов, сходная по строению с Саха-Эдьенской зоной. Эта полоса протягивается от верховьев р. Анабарки в юго-восточном направлении до верховьев р. Федор и возвышенности Сюрех-Дьяангы и может быть названа Анабарко-Сюрехской зоной. В состав ее входит около 10 отдельных нарушений протяженностью от 10–15 до 24 км, образующих как бы несколько рядов общей протяженностью более 50 км. В пределах Анабарко-Сюрехской зоны наблюдается надвигание пород кембрия на рыхлые образования перми. Плоскости взбросов и надвигов, как правило, падают к юго-западу, в сторону центра кратера под углами от 10–15 до 45–50°. Амплитуда нарушений может быть оценена в несколько сотен метров.

Кроме описанной крупной полосы нарушений в северном секторе имеются отдельные надвиги и взбросы. Одной из таких структур служит надвиг на правобережье р. Попигай в бассейне р. Каялаах, где на горе Артаман-Тага карбонатные породы среднего-верхнего кембрия надвинуты на песчаники перми, причем в всячем крыле надвига в породах кембрия наблюдаются отдельные чешуи надвинутых одна на другую пород. Плоскость надвига полого (7–10°) погружается к югу, амплитуда составляет несколько сотен метров (см. рис. 9).

В восточном и юго-восточном секторах отмечаются отдельные взбросы, небольшие надвиги и мелкие складки в породах кембрия. Протяженность отдельных взбросов 5–10 км, амплитуда несколько сотен метров, плоскости нарушений наклонены к западу, в сторону центра кратера.

Сходные по морфологии надвиги и взбросо-надвиги устанавливаются и в южном секторе (реки Чорду-Далдын, Онгту-Юреге). Благодаря меньшей мощности осадочного покрова здесь на поверхности во фронтальных частях надвигов появляются архейские гнейсы.

Иногда рядом с нарушениями, а большей частью вне связи с ними в породах кембрия наблюдаются небольшие синклинали и антиклинали, например в верховьях р. Федор. Размеры их обычно 2–4 км, амплитуда до сотни метров, углы падения пород на крыльях 10–20°. Эти складки располагаются параллельно бортам кратера, иногда под некоторым углом к ним, параллельно ограничениям описанных языков выпайивания. В этих случаях можно предполагать разворот осей складок в результате образования этих языков. Смятые слои по восстанию переходят в брекчию, такие же переходы могут наблюдаться и по простираению.

К числу нарушений, параллельных границам кратера, но, однако, имеющих характер сбросов, относятся разломы, прослеживающиеся на правом берегу р. Попигай ниже фактории. Пермские песчаники и алевриты, пронизанные многочисленными силами долеритов, образуют несколько наклоненных к северу под углом 20–40° блоков, на поверхности которых сохранились выбросы аллогенной брекчии. Так как этот участок непосредственно примыкает к границе внутренней воронки кратера, устанавливаемой по данным геофизических исследований, можно допустить, что эти сбросы – результат оползания материала на борту этой воронки, которое произошло после взрыва.

Помимо нарушений, в целом параллельных границам кратера, отмечаются и радиальные разломы длиной от 1–5 до 10–15 км, которые фиксируются, в частности, расположением речных долин, иногда сопровождаются шарнирными смещениями, а также небольшими параллельными им разломами и складками. Некоторые радиальные разломы унаследовали существовавшие еще до образования кратера системы нарушений. К ним относится серия нарушений северо-западного простирания, наблюдаемая в юго-восточном секторе (район возвышенности Буруустаах, верховье реки того же названия и др.). По этим нарушениям в контакт приведены различные горизонты нижнего и среднего кембрия, амплитуда смещения составляет от нескольких десятков до сотни метров. Эти нарушения протягиваются далее на юго-восток от границ кратера, что и свидетельствует об отсутствии связи между возникновением кратера и этими нарушениями. Несомненно, однако, что на участке, прилегающем к кратеру, эта зона разломов была омоложена в момент взрыва. Возможно, что северо-западное простирание некоторых взбросо-надвигов на правом берегу р. Анабарки (уже собственно в пределах зоны III) также обусловлено модификацией существовавших здесь нарушений этого направления.

Помимо описанных структурных черт зона II обладает еще рядом морфоструктурных особенностей, которые, вероятно, также связаны с образованием кратера. Наиболее определенно они выражены в северном, северо-восточном и восточном секторах, т.е. там, где существовавшая в момент взрыва первичная поверхность была в меньшей степени срезана последующей денудацией.

Таковыми морфоструктурными элементами служат параллельные границам кратера широкие (до 5–10 км) плоские синклинали, в пределах которых местами сохранились меловые отложения, выбросы аллогенной брекчии, а сейчас широко развиты рыхлые кайнозойские отложения. В одной из таких синклиналей заложена долина р. Анабарки, такая же синклиналь может быть прослежена в верховьях р. Эге-Юреге. По-видимому, к такой же морфоструктуре приурочен меридиональный отрезок долины р. Догой. В отдельных случаях намечаются и другие подобные параллельные морфоструктуры. Они разделены пологими поднятиями, где выходят породы кембрия и перми.

Зона дальних выбросов (зона III)

Зона III наиболее удалена от центра и находится уже за пределами морфологически выраженной круговой впадины. Однако здесь еще встречаются небольшие останцы выбросов аллогенной брекчии. По существу эта удаленная зона, вероятно, может быть прослежена от центра и значительно дальше, чем на 70–80 км. Небольшие поля аллогенной брекчии были установлены нами на правобережном водоразделе р. Анабарки в 70 км от центра кратера. Судя по данным Л.Т.Семеново, С.С. Степашина, М.С. Шлейфера, И.А. Ширяева и других, отмечавших отдельные небольшие выходы и высыпки докембрийских пород к северу от котловины, такие же выбросы широко развиты на водоразделе рек Анабарки и Попигая, в бассейне р. Эге-Юреге и др.

На распространение небольших полей аллогенной брекчии в рассматриваемой зоне указывают данные М.Н.Васильевой и А.О. Ефимова по восточному и юго-восточному секторам. Здесь описываются рыхлые отложения, включающие большое число обломков различных, в том числе докембрийских, пород, в бассейнах рек Федор, Догой и на правобережных водоразделах последней.

Как видно из прилагаемых схем, распространение останцов аллогенной брекчии в рассматриваемой зоне неравномерное: наибольшие по площади поля, так же как и наибольшая частота распространения останцов, характерны исключительно для северного, северо-восточного и восточного секторов. Такие останцы редки или отсутствуют в юго-западном и западном секторах. Это, очевидно, объясняется неравномерным неотектоническим погружением северо-восточного и восточного секторов и воздыманием юго-западного и западного, что привело к интенсивному размыву выбросов в пределах последних. Такая трактовка согласуется и с особенностями рельефа этих участков — интенсивно расчлененного на юго-западе и западе и сглаженного, частично захороненного рыхлыми отложениями на востоке и северо-востоке.

Отсутствие олигоцен-миоценовых осадочных образований в прилегающих районах не позволяет надеяться на непосредственное обнаружение материала выбросов в радиусе первых сотен километров. Вместе с тем детальное изучение литологии пород этого возраста в более удаленных районах может указывать на разнос воздушными течениями мелких частиц из взрывного облака на весьма значительные расстояния. В связи с этим зона дальних выбросов может иметь радиус в несколько сотен километров.

УСЛОВИЯ ЗАЛЕГАНИЯ И ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ ВЗРЫВНЫХ БРЕКЧИЙ И ИМПАКТИТОВ

По материалам геологических наблюдений и модели глубинного строения кратера можно определить последовательность различных, связанных с его возникновением пород в разрезе.

На аутигенной брекчии гнейсового основания в зоне I залегают линзы тагамитов, выше которых располагается толща зювитов, содержащая линзы и чешуи мелкообломочной аллогенной брекчии и коптокластитов, особенно в верхней части разреза. В зоне II (и, возможно, частично в подзоне I, д) на аутигенной брекчии гнейсов (и на раздробленных и деформированных породах осадочного чехла) залегают аллогенная брекчия, обычно перекрываемая зювитами и, вероятно, выклинивающаяся к центру кратера. Тагамиты образуют потоки или рукава растекания, а также инъекционные тела в толще аллогенной брекчии и зювитов, однако для них более характерны псевдовулканические покровы (?), залегающие на поверхности аллогенной брекчии и зювитов в зонах I и II.

Далее рассмотрены распространение коптогенных образований, форма слагаемых ими тел, их внутреннее строение, петрографо-минералогические особенности химического состава и физические свойства. Этому описанию предшествует краткий обзор представлений об ударном метаморфизме различных пород и минералов, поскольку эти представления широко используются при интерпретации петрографического материала.

УДАРНЫЙ МЕТАМОРФИЗМ ПОРОД И МИНЕРАЛОВ

Представления об ударном метаморфизме горных пород и минералов (Shock metamorphism, impact metamorphism, stosswellenmetamorphism) были введены в петрографию в течение последнего десятилетия в связи с открытием и изучением многочисленных круговых морфоструктур ударно-метеоритного происхождения, а также в результате изучения горных пород из мест подземных ядерных взрывов (McIntyre, 1962; Chao, 1967; Stöffler, 1965; French, 1966, и др.). Изучение этих образований, производившееся главным образом за рубежом, сопровождалось сопоставлением с результатами экспериментов по ударному воздействию на различные материалы. Труды специального симпозиу-

ма, посвященного ударному метаморфизму природных образований (Shock metamorphism of natural materials, 1968), дают возможность судить о современном состоянии представлений по этим вопросам.

Ударный метаморфизм вызывается кратковременным воздействием мощной ударной волны на различные породы и минералы, при котором пиковое давление может доходить до нескольких мегабар, а температура поднимается до 2000° и более. При этом преобладающее значение имеют кинетические физико-химические процессы. В силу их кратковременности (от микросекунд до нескольких минут) равновесные реакции по существу не наблюдаются. Специфическая черта — неравномерность распределения пикового давления при прохождении ударной волны в неоднородном агрегате минералов, каким служат горные породы, что обуславливает неравномерное распределение и различную степень ударного метаморфизма одних и тех же пород на прилегающих участках. Согласно представлениям Чао (Chao, 1967), Энгельгардта и др. (Engelhardt, Stöffler, 1968; Engelhardt, 1967a) может быть выделено несколько характерных групп признаков ударно-метаморфизованных пород, указывающих на различные стадии или ступени их преобразования в зависимости от пикового давления на фронте ударной волны и остаточной температуры.

К числу таких признаков относится появление в ряде минералов особого вида пластических деформаций, а также превращение этих минералов без плавления в изотропную стеклоподобную фазу. Минералы, подвергшиеся пластическим деформациям в результате воздействия ударной волны, названы Энгельгардтом и Штёффлером (Engelhardt, Stöffler, 1968) диаплектическими (диаплектовыми), а стекла, возникшие при ударно-волновых превращениях соответствующих кристаллических фаз без признаков расплавления, предложено называть диаплектическими (диаплектовыми) стеклами (Engelhardt, 1967a). Для аналогичных образований Чао (Chao, 1967) ввел термин "тетоморфные минералы".

Диаплектические стекла (полевошпатовые и кварцевые) впервые описаны в кратере Нордлингер Рис (Gümbel, 1870; Oberdörfer, 1905; Shoemaker, Chao, 1961; Hörz, 1965; Stöffler, 1965), а затем установлены в ряде других достоверных и предполагаемых метеоритных кратеров (Chao et al., 1960; Dence, 1965; Bunch et al., 1967, и др.). Данные многочисленных исследований показывают, что диаплектические минералы и стекла по физическим свойствам отличаются от нормальных стекол и минералов, образованных при обычных геологических процессах в земной коре.

В условиях эксперимента диаплектические кварц и плагиоклаз возникают при ударных давлениях около 100–300 кбар, а диаплектические кварцевое и плагиоклазовое (маскелинит) стекла требуют еще более высокого давления — 250–360 кбар (Short, 1966a; Müller, Hornemann, 1967; Milton, De Carli, 1963, и др.).

При ударном метаморфизме горных пород преобразованиям подвергаются все главные породообразующие минералы, причем каждый из них испытывает эти преобразования как бы ступенями, последователь-

но. В число таких минералов входят кварц, полевые шпаты, пироксены и амфиболы, слюды, циркон, апатит, рудные минералы. Наиболее изучены в настоящее время преобразования, происходящие с кварцем и полевыми шпатами. Широкое распространение их дает возможность устанавливать следы ударного метаморфизма в большинстве типов горных пород, причем особенно благоприятны для этой цели различные метаморфические и изверженные породы. В целом различаются следующие основные типы ударных преобразований (по мере увеличения пикового давления и температуры).

1. Развитие неправильной трещиноватости, катаклиз, смятие листовых силикатов.

2. Развитие планарных элементов по определенным кристаллографическим направлениям, понижение показателя преломления и двупреломления, ударное двойникование, ударный кливаж (диаплектические минералы).

3. Возникновение диаплектических стекол (тетоморфных минералов) по силикатным минералам.

4. Кинетические реакции с образованием высокобарических минеральных фаз.

5. Полное плавление всех минеральных фаз и испарение.

Высокая остаточная температура, сохраняющаяся в породах после прохождения ударной волны, может уничтожить ударные высокобарические минеральные фазы, являющиеся метастабильными. В силу неравномерного распределения ударного сжатия в неоднородном агрегате минералов (в горных породах) и кратковременности его воздействия степень ударного метаморфизма даже в рядом расположенных минеральных зернах может быть различной. Нередко отмечаются случаи перехода в диаплектическое стекло лишь части тех или иных кристаллов.

Энгельгардт и др. (Engelhardt et al., 1969) предложили схему ступеней прогрессивного ударного метаморфизма кварц- и полевошпато-содержащих кристаллических образований (табл. 1), разработанную на основе детального изучения пород из метеоритного кратера Нордлингер Рис и анализа результатов экспериментов ударного превращения кварца и полевого шпата.

Чао (Chao, 1968; Chao et al., 1970) опубликовал несколько иную схему различных степеней ударного метаморфизма, градуированную по экспериментальным данным Аренса и Грегсона (Ahrens & Gregson, 1964), основанную на изучении поведения кристаллов плагиоклаза. Чао выделяет слабую, среднюю, сильную, очень сильную и интенсивную степени ударного метаморфизма различных минералов при давлении, увеличивающемся от 50 до 1000 кбар, и остаточной температуре, превышающей при интенсивном метаморфизме 1200°. Разные минералы по-разному реагируют на одну и ту же величину ударного давления: наиболее чутко реагируют на его увеличение кварц и плагиоклаз, цветные и рудные минералы устойчивее по отношению к ударному воз-

Схема ступеней прогрессивного ударного метаморфизма кварц- и полевошпатсодержащих кристаллических пород (по W.v.Engelhardt'y et al., 1969)

Таблица 1

Ступень	Пиковое давление, кбар	Температура после прохождения ударной волны, °C	Признаки ударного метаморфизма, обнаруживаемые по кварцу и полевошпату	Структурные особенности обломков пород в брекчиях
I	≈ 100	≈ 100	Диаплектические кристаллы с планарными элементами (изотропные ламелли), параллельными кристаллографическим плоскостям, с пониженными плотностью, показателем преломления и двупреломлением. Стишовит в кварце	Сохраняются первичные структуры пород. Интенсивная трещиноватость
II	≈ 350	≈ 250	Диаплектические стекла как псевдоморфозы по зернам кварца и полевого шпата. Коэсит и стишовит в диаплектическом кварцевом стекле	Первичные структуры сохраняются островками среди окружающей массы силикатов
III	≈ 500	≈ 1200	Нормальное полевошпатовое стекло с пузырьками и флюидальной структурой. Диаплектическое кварцевое стекло, коэсит (и иногда следы стишовита) внутри диаплектического кварцевого стекла	Первичные структуры частично исчезают благодаря селективному плавлению. Пористая или пемзоподобная структура
IV	≈ 600	≈ 2000	Общее плавление всех минеральных фаз и перемешивание расплава. Изолированные остатки кварцевых и полевошпатовых стекол с пузырьками и флюидальной структурой.	Первичные структуры полностью уничтожены, обнаруживаются стеклянные бомбы со следами аэродинамической обработки

Примечание. Значения температуры и давления основаны на экспериментах по ударному изменению кварца и полевого шпата. Оценки P и T для верхнего предела IV ступени по David'y, 1966.

действию, что определяется их более плотной кристаллической структурой. При интенсивном ударном метаморфизме все минералы плавятся и происходит перемешивание расплава.

Указанные особенности поведения пород и минералов при ударном метаморфизме установлены, исходя из изучения земных метеоритных кратеров и экспериментальных исследований. Такие же данные получены при исследовании пород из мест подземных ядерных взрывов, при изучении железных метеоритов, а также лунных пород. Породы выбросов из кратеров подземных ядерных взрывов, испытывавшие ударное давление до 500 кбар, обнаруживают присутствие планарных элементов в кварце и полевоом шпате, их изотропизацию, появляется гетерогенное стекло, в котором диспергированы частицы мафических минералов, изменяется также кристаллическая структура минералов (Short, 1968, и др.). Ряд особенностей кристаллической структуры железных метеоритов обусловлен явлениями ударного метаморфизма при их падении. Оценка величины ударного давления для этих случаев указывает, что оно достигало 1000 кбар (Lipschutz, 1968).

Интересные данные об ударном метаморфизме лунных пород получены при изучении образцов, доставленных "Аполлоном-11" и "Луной-16" (Proceedings of the Apollo-11 Lunar Science Conference, vol.1, 1970 и др.). В состав лунной почвы входят обломки брекчии, сцементированной стеклом и содержащей фрагменты лунных базальтов, анортозитов и их минералов, шарики стекла, вещество железных метеоритов. Как обломки пород и минералов в составе брекчии, так и аналогичные обломки в тонкозернистом материале обладают признаками, указывающими на то, что они подвергались неоднократным ударным воздействиям. В кристаллах плагиоклаза отмечаются микротрещины, деформационные двойники, ударные или деформационные ламелли, понижение величины двупреломления, иногда плагиоклаз переходит в маскелинит, подчас перекристаллизованный. Редко встречающийся кварц характеризуется присутствием планарных элементов. Клинопироксен содержит деформационные двойники, ударные ламелли, отмечается понижение двупреломления.

Полагают, что половина зерен плагиоклаза в лунной почве испытала удар силой более 40 кбар, 20% - 90 кбар, 10% - 150 кбар и несколько процентов - более 350 кбар (Quaide a. Bunch, 1970). По мнению Чао и др. (Chao et al., 1970), Энгельгардта и др., (Engelhardt et al., 1970), лунный материал испытывал удар силой до 1 мбар и полное плавление, остаточная температура превышала температуру ликвидуса лунных базальтов, которая составляет 1150°. При этом образовывалась брекчия, сцементированная стеклом.

Далее при петрографическом описании пород Попигайского метеоритного кратера будет показано, что они обладают признаками, позволяющими установить их принадлежность к различным ступеням ударного метаморфизма. В состав аллогенной и аутигенной брекчий входят породы, относящиеся, по классификации Энгельгардта и др., к I, II, III ступеням ударного метаморфизма, импактиты принадлежат к образованиям IV ступени.



Рис. 12. Поднятие кристаллических пород в северо-западном секторе кратера. На переднем плане — склон возвышенности, покрытый щебнем ударно-метаморфизованных гнейсов; на заднем плане — холмы, сложенные тагами, залегающими на гнейсах

Не исключено, что некоторые преобразования кристаллических пород происходили при давлениях, вероятно превышающих оценки давлений для IV ступени по Энгельгардту и др. (Engelhardt et al., 1969) и для интенсивного метаморфизма по Чао и др. (Chao et al., 1970).

АУТИГЕННАЯ БРЕКЦИЯ

Аутигенная брекчия слагает раздробленное основание кратера. Это архейские кристаллические породы, в той или иной степени испытавшие ударный метаморфизм и плавление. Аутигенная брекчия обнажается в пределах полукольцевого поднятия в подзоне I, в северо-западном секторе. Здесь, на восточном склоне возвышенности Убайбыт-Керикете и на южном склоне возвышенности Маячика-Керикете, на поверхности выступают гранат-биотитовые, биотитовые, графитовые и гиперстеновые гнейсы северо-западного простирания. В большинстве случаев они не образуют коренных выходов, щебень и глыбы этих пород сплошным плащом покрывают склоны и вершины холмов (рис.12). Породы осветлены в результате развития тонкой трещиноватости, нередко на поверхностях глыб встречается характерная для поверхностей конусов разрушения ельчатая штриховка, а иногда и хорошо выраженные конусы разрушения высотой до 10-15 см.

Ударно-метаморфизованные гнейсы иногда включают дайкообразные и жиллообразные тела импактитов мощностью в десятки сантиметров и первые метры. Аутигенная брекчия гнейсов в полукольцевом поднятии с внутренней стороны, ближе к центру кратера, перекрыта зювитами, с внешней стороны на брекчию налегают линзы тагамитов, причем отчетливо наблюдается наклон подошвы тагамитов и зювитов как к центру (более пологий), так и от центра (более крутой) кратера, что подчеркивает валообразный характер выступа основания. В основании линз тагамитов залегает горизонт зювитовой брекчии различной мощности, который включает обломки гнейсов и реже других пород, участки и обломки стекла. Этот горизонт как бы переходный от аутигенной брекчии к тагамитам.

Более отчетливое представление о породах основания, испытавших ударный метаморфизм и плавление, дает изучение обломков и глыб архейских пород, входящих в состав аллогенной брекчии; они частично охарактеризованы в предыдущем разделе. Архейские породы, происходящие из аутигенной и аллогенной брекчий и относящиеся к различным ступеням ударного метаморфизма, описаны в следующем разделе. Видимо, аналогичные ударно-метаморфизованные породы архея развиты повсеместно в основании кратера в пределах внутренней воронки, причем интенсивность этого метаморфизма, вероятно, увеличивается по направлению к центру кратера.

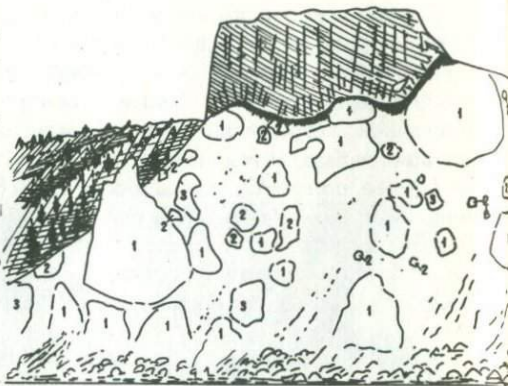
АЛЛОГЕННАЯ БРЕКЧИЯ

Геологическая характеристика

Аллогенная брекчия представляет собой нагромождение различных по размеру (от долей метра до первых десятков метров в поперечнике) глыб и обломков разных пород (от архейских до меловых), цементированных сравнительно рыхлым материалом песчано-глинистого облика (коптокластитом), содержащим более мелкие (до 5-10 см) обломки тех же пород. Нередко к цементующей массе примешивается большое количество мельчайших обломков стекла и она приобретает состав, сходный с зювитами. Соотношение глыб, обломков и цементующей массы различное, в ряде случаев коптокластический цемент почти исчезает и брекчия предстает перед наблюдателем как гигантское скопление очень крупных (в десятки и первые сотни метров) глыб и блоков различных пород (мегабрекчия). В других случаях имеет место переход к коптокластитам, почти лишенным крупнообломочного материала (мелкообломочная брекчия).

Аллогенная брекчия, судя по данным наших наблюдений, анализа материалов аэрофотосъемки и предыдущих исследований, распространена на поверхности по всей периферии кратера в зоне II, частично в подзоне I, и, а также за пределами кратера в зоне III. В зоне I, особенно в восточной части кратера, на поверхности широко развиты коптокластиты, залегающие обычно выше зювитов.

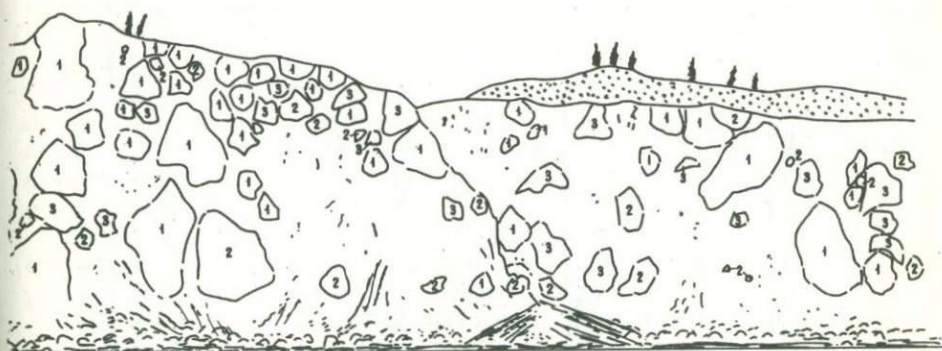
Рис. 13. Аллогенная брекчия, на которой залегают тагамиты (эрозионный останец). Глыбы в брекчии представлены преимущественно кристаллическими породами архея (1), кварцитами протерозоя (2) и карбонатными породами кембрия (3). Под тагамитами прослеживаются линзы зювитового песка. В правой части обнажения брекчия перекрыта галечниками, р. Рассоха, Пестрые Скалы



По периферии кратера в зоне II аллогенная брекчия залегает гипсометрически ниже зювитов на деформированных породах осадочного чехла и местами на породах кристаллического фундамента.

Наиболее полное представление о строении и составе аллогенной брекчии дают большие обнажения в северо-западном секторе — по долине р. Попигай выше и ниже фактории, а также по правобережью р. Рассохи ниже устья правого притока р. Саха-Юрге и в нижнем течении последней.

Стометровые обрывы на р. Рассохе ("Пестрые Скалы") сложены нагромождением глыб различных по составу и окраске пород — белых, серых, бурых и черных гнейсов, розовых кварцитов, белых, желтых и зеленоватых карбонатных пород, голубовато-зеленых и серых аргиллитов, алевролитов и песчаников, темно-серых глин, серых песчаников. Размеры глыб — от долей метра и первых метров до нескольких десятков метров, они имеют различную форму. Какой-либо сортировки материала нет. Количественное соотношение обломков и цементирующей массы на различных участках обнажения, протягивающегося по реке на несколько сот метров, различное (рис. 13). Цементирующая масса рыхлая, поэтому отдельные глыбы плотных пород выступают на склоне в виде останцов. Рыхлость цемента обуславливает весьма быстрое разрушение аллогенной брекчии. Цемент брекчии неслоистый, мелкообломочный, преимущественно песчаной размерности, имеет светло-коричневую, буро-желтую и серую окраску. Он состоит из песчано-глинистой массы, включающей щебень и более крупные обломки различных пород, сравнительно редко распределенные в этой массе. Среди фракции от 1 до 10 см в составе обломков нередко встречаются куски угля, углефицированной древесины, сидеритовые конкреции, мелкие гальки кварцита и кремния, происходящие, по-видимому, как и подавляющая часть объема песчаной фракции цемента, за счет дезинтеграции слабо сцементированных меловых, юрских и пермских песков и песчаников. В составе цемента отмечается примесь мелких частиц стекла.



← р. Рассоха

Оценка распределения объема обломочного материала брекчии по отдельным фракциям показывает, что кривая распределения имеет бимодальный характер с резко выраженными максимумами, соответствующими размерности 0,1–1 мм и 3–15 м, что объясняется характером материала, подвергшегося кратковременной, но интенсивной дезинтеграции при взрыве.

Выходы аллогенной брекчии на правом берегу р. Попигаи непосредственно ниже устья р. Рассохи и по р. Попигаи в 7–10 км выше принадлежат к зоне I, 1. Толща аллогенной брекчии, подмываемая рекой выше фактории, отличается тем, что в ее составе преобладают глыбы меловых пород, иногда содержащих фауну валанжина и прослой угля (рис. 14). Здесь аллогенная брекчия прослеживается в береговых обрывах по правому берегу р. Попигаи, в 7,5 км выше фактории на расстоянии около 900 м. Крупные, различно ориентированные блоки меловых пород (до 10–50 м в поперечнике) сложены грубозернистыми, неравномерно зернистыми, иногда косослоистыми светлыми кварцевыми и черными углистыми, часто ожелезненными песчаниками, песками и алевролитами с конкрециями сидерита и прослоями конгломератов, аргиллитов и лигнита. Промежутки между этими глыбами заполнены рыхлым, неслоистым, мелкообломочным коптокластитом с песчаной, песчано-глинистой, иногда глинистой размерностью частиц. В нем наряду с мелкими обломками (до 1–3 см) содержатся и более крупные обломки различных пород (до 0,5–1,5–2 м в поперечнике). Это – кварциты, долериты, известняки, в подчиненном количестве гнейсы, а также многочисленные обломки рыхлых пород мела, юры и перми, представленные черными оскольчатыми алевролитами, зелеными и черными аргиллитами, глинами, грубозернистыми песчаниками и алевролитами с юрской и меловой фауной. Трактовка характера залегания этих пород, содержащих фаунистические остатки, вызывала дискуссию (Смирнов, 1962; Кирюшина, 1959, и др.). Плотные обломки легко вымываются из рыхлого цемента и концентрируются обычно на береговой отмели, образуя

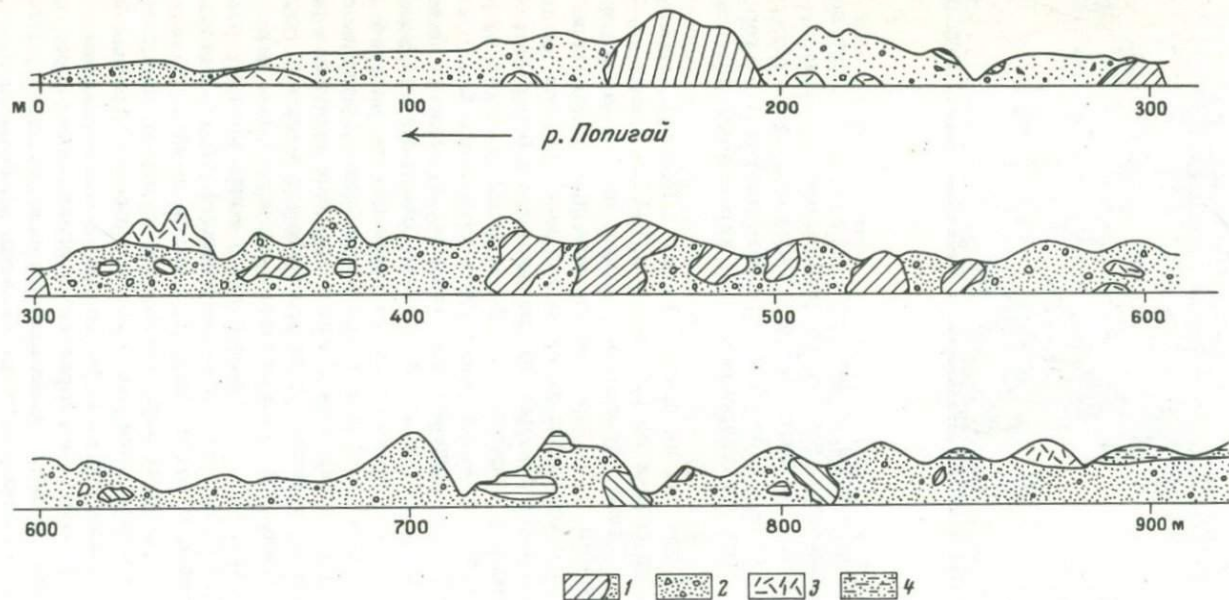


Рис. 14. Крупные глыбы меловых песчаников и алевролитов с пластами угля (1), заключенные в коптоклас- тическом цементе аллогенной брекчии (2), содержащем также линзы и неправильные участки зювитов (3) и мелкие обломки различных пород докембрия и палеозоя. В верхней по течению части обнажения — отложе- ния террасы (4), р. Полигай, 7,5 км выше фактории. Направление штриховки отвечает залеганию слоистости

хаотическое нагромождение валунов пестрой окраски. Обломки более рыхлых пород, заключенные в коптокластическом цементе, нередко имеют характерную растянутую, сплюснутую форму с расщепленными концами, часто изогнуты и закручены.

В аллогенной брекчии отмечается несколько субгоризонтальных линзообразных тел мелкообломочных зювитов мощностью 3–7 м. Вблизи них коптокластиты уплотнены и приобретают вид плотного песчаника, причем наблюдаются постепенные переходы от зювита к рыхлому материалу коптокластитов.

Аналогичные выходы аллогенной брекчии, содержащие крупные глыбы меловых пород с углями и линзы зювитов, отмечаются по течению р. Попигай на 2–3 км выше описанного участка.

Обнажение, протягивающееся примерно на 800 м по правому берегу р. Попигай, в 4 км ниже устья р. Рассохи принадлежит к зоне II, а. Аллогенная брекчия налегает здесь на дислоцированные пермские алевролиты и песчаники, пронизанные многочисленными маломощными силами триасовых долеритов. Осадочные породы и силлы падают под углами до 30–40° к северу, образуя два блока, разделенных субширотными разломами. Реликты покрова аллогенной брекчии залегают здесь на породах перми и долеритах в северных, погруженных частях этих блоков.

Создается впечатление, что блоковое строение этого участка обусловлено ступенчатым погружением деформированного осадочного основания, на котором лежит аллогенная брекчия. Это погружение, возможно, обусловлено оползанием или обрушением пород основания к югу, в сторону кратера.

Подошва аллогенной брекчии на рассматриваемом участке четко не обнажена, однако в непосредственной близости погружающиеся под нее пермские алевролиты, углистые пески и глины производят впечатление интенсивно деформированных, силлы долеритов разбиты на крупные блоки.

Аллогенная брекчия в этом обнажении представлена крупными глыбами различных пород, заключенных в рыхлом коптокластическом цементе, местами содержащем примесь мелких обломочков стекла и в этих случаях более плотно сцементированном. Глыбы имеют размер от 1–2 до 40–50 м в поперечнике. Они представлены архейскими гнейсами, кварцитами протерозоя, кембрийскими карбонатными и карбонатно-глинистыми породами, пермскими угленосными алевролитами, песчаниками, меловыми песчаниками и глинами. Наиболее крупные глыбы представлены долеритами, пермскими песчаниками и алевролитами, гнейсами архея. Обломки кварцитов не превышают 2–5 м в поперечнике, глыбы доломитов и известняков – 5–8 м (рис. 15).

Среди мелких обломков (до 10–15 см) часто встречаются обломки меловых углей, углефицированной и сидеритизированной древесины, сидеритовые конкреции и гальки. Крупные глыбы угловаты или слегка округлены. Интересная особенность – неоднократно наблюдавшееся обволакивание обломков доломитов и кварцитов пластичными углистыми

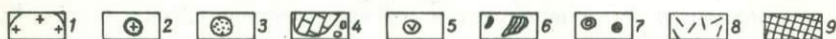


Рис. 15. Деталь строения обнажения аллогенной брекчи на р. Попигай в 4 км ниже фактории

1 - гнейсы; 2 - оплавленные глыбы гнейсов; 3 - кварциты; 4 - карбонатные породы; 5 - долериты; 6 - углистые алевролиты, глины и угли; 7 - сидерит; 8 - коптотклиты; 9 - те же породы, насыщенные мелкими обломками стекла и уплотненные (типа зювита)

глинами и проникновение последних по трещинам в эти обломки. Они бывают как бы завернуты в эти глины, при этом возникают своеобразные "рулеты" с "начинкой" из кварцита или доломита.

По трещинам в глыбы различных пород проникает и мелкообломочный цемент брекчи, причем он производит впечатление жил и даек обломочного материала, как бы внедренного в крупные глыбы долеритов, гнейсов и других пород.

Признаки ударного плавления в гнейсах выражаются как в появлении в крупных глыбах линз, участков, жил черных псевдотахилитов (рис. 16), так и в облекании мелких обломков (до 10-20 см) каймами черного псевдотахилитового стекла (фототабл. I, б). В последнем случае эти обломки как бы приварены к цементу аллогенной брекчи, в свою очередь насыщенного мелкообломочным стеклом. Крупные глыбы гнейсов, испытавших ударный нагрев и частичное плавление, вызывают уплотнение прилегающих участков цемента брекчи, обычно переполненных мелкими обломками стекла, а иногда содержащими небольшие бомбы такого стекла (см. рис. 16).

Насыщение цемента аллогенной брекчи мелкими обломочками стекла, среди которых иногда встречаются и более крупные, похожие на бомбы, неправильные куски пористого стекла, приводит к переходу пород к зювитам, образующим в цементе аллогенной брекчи неправильные линзы и участки с нерезкими границами. Размеры таких неправильных тел и линз зювитов в аллогенной брекчи достигают несколько метров, реже 10-15 м.

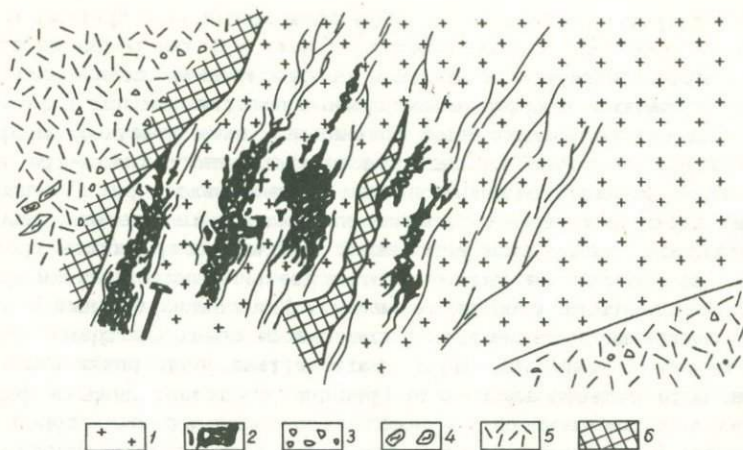


Рис. 16. Крупная глыба биотит-гранатовых гнейсов в аллогенной брекчии с линзами псевдотрахилитов р. Попига́й, 4 км ниже фактории, 1 - гнейсы; 2 - черные псевдотрахилиты с обломками гнейсов; 3 - мелкие обломки пород докембрия и нижнего палеозоя в коптокластитах (цемент аллогенной брекчии); 4 - то же позднего палеозоя и мезозоя; 5 - коптокластиты; 6 - те же породы, уплотненные, насыщенные мелкими обломками стекла

Чрезвычайно характерная особенность глыб плотных пород, заключенных в аллогенной брекчии, - их цементная текстура, обусловленная дроблением этих пород, которое происходило еще до включения их в виде глыб в состав аллогенной брекчии. Такая цементная текстура весьма свойственна гнейсам, кварцитам (особенно), долеритам, реже она наблюдается в доломитах. Породы состоят из обломков размером от первых десятков сантиметров до нескольких миллиметров плотно сцементированных тем же тонкораздробленным и как бы перетертым материалом (фототабл. I, в).

К особому типу относится аллогенная брекчия, почти лишенная мелкообломочного цемента и состоящая из очень крупных глыб различных пород, которые в ряде случаев можно рассматривать как клиппены. Глыбовая брекчия такого типа развита на некоторых участках в западном секторе по р. Саха-Юрге, а также, судя по имеющимся геологическим материалам и данным дешифрирования аэрофотоснимков, в южном и восточном секторах. Отдельные блоки пород достигают в поперечнике многих десятков и первых сотен метров, возможно, иногда и более. Можно предполагать, что путем увеличения размеров глыб в брекчии осуществляется переход к смещенным, сдвинутым, но не потерявшим пластинообразной формы надвиговым чешуям, сложенным главным образом кварцитами и карбонатными породами, которые находятся в подзоне II, а.

Особо следует отметить останцовые поля аллогенной брекчии в подзоне II, б и зоне III. В большинстве случаев участки развития аллогенной брекчии приурочены к широким депрессионным понижениям, возможно связанным с деформацией земной поверхности при взрыве. Обычно поля выбросов аллогенной брекчии на таких участках за пределами кратера занимают площадь в доли квадратного километра, иногда 2-3 км², однако в отдельных случаях (водораздел рек Попигая и Анабарки) достигают первых десятков квадратных километров. Как уже отмечалось, такие поля аллогенной брекчии сохранились преимущественно на участках, испытавших относительное погружение и вследствие этого в меньшей степени размытых. Аллогенная брекчия в силу рыхлости связующего ее цемента подвергается очень быстрому размыву. Поэтому на водораздельных пространствах, в условиях слабой расчлененности рельефа аллогенная брекчия предстает лишь в форме мелких выходов различных относительно более плотных пород, приуроченных к отдельным низким холмикам, конусовидным горкам, либо же обнаруживается по присутствию щебня различных пород, в том числе ударно-метаморфизованных. Для полей развития аллогенной брекчии на водоразделах чрезвычайно типичен мелкохолмистый микро-рельеф, обусловленный неравномерным размывом цемента и отдельных более устойчивых к выветриванию глыб пород — гнейсов кварцитов, доломитов, долеритов. Неустойчивые по отношению к выветриванию и слабо сцементированные породы в этих случаях можно обнаружить в виде мелких обломочков в делювии между отдельными холмиками (обломки угля, высыпки песчаников, обломки сидерита и т.д.).

Размеры отдельных глыб в таких останцах аллогенной брекчии, относящихся к наиболее удаленной зоне III (там, где их удалось проследить), все еще весьма значительны. Так, на правом берегу р. Анабарки, в 60 км от центра кратера отдельные глыбы гнейсов имеют в поперечнике до 10-15 м. На р. Балаганнах глыбы гнейсов и кварцитов имеют в поперечнике до 30 м, этот пункт находится от центра кратера в 45 км.

Поля аллогенной брекчии во многих случаях отчетливо дешифрируются на аэрофотоснимках. Они видны благодаря мелкой пятнистости фототона ("манная крупа"), обусловленной наличием на местности многочисленных неравномерно расположенных мелких холмиков, горок, иногда просто как бы куч щебня, выделяющихся светлой окраской благодаря более редкой растительности и светлой окраске щебня, особенно щебня карбонатных пород и ударно-метаморфизованных гнейсов.

Петрографическая характеристика

Далее описываются ударно-метаморфизованные породы и их минералы, слагающие раздробленное основание кратера (аутигенная брекчия), а также аналогичным образом измененные глыбы различных пород в составе аллогенной брекчии.

Ударно-метаморфизованные породы

Обломки ударно-метаморфизованных пород в составе аллогенной брекчии присутствуют в различных количественных соотношениях с неизменными обломками. Нередки случаи, когда рядом находятся обломки и глыбы интенсивно деформированные; подвергшиеся частичному плавлению и совершенно неизмененные. Признаки ударного метаморфизма и плавления наиболее характерны для архейских гнейсов, кварциты протерозоя испытывают обычно лишь интенсивное дробление, так же как карбонатные породы кембрия и долериты триаса. Брекчирование с образованием цементной текстуры испытывают в наибольшей степени плотно сцементированные осадочные, массивные метаморфические и изверженные породы (текстура грис по Hüttner, 1969, "автбрекчии" Short, 1970). В слабо сцементированных породах перми и мела такие текстуры не отмечались.

Глыбы гнейсов обладают признаками, указывающими на различную степень ударного воздействия. В крупных глыбах (в поперечнике до нескольких десятков метров) распределение участков, в различной степени измененных при ударном метаморфизме, нередко неравномерное. Наиболее характерный макроскопический признак ударного метаморфизма — развитие тонкой трещиноватости в минералах. В отдельных случаях гнейсы превращены в белую горную муку, в которой местами сохраняются небольшие блоки трещиноватых пород.

В глыбах гнейсов и других пород из аллогенной брекчии (реки Попигай, Рассоха, Саха-Юреге) неоднократно наблюдались конусы разрушения (конусы сотрясения). Такие же образования были встречены и в гнейсах аутигенной брекчии (Маячика-Керикете).

Конусы разрушения представляют собой системы пересекающихся конических поверхностей, покрытых тонкими продольными бороздками, высота их достигает 10–15 см и более (фототабл. I, *г, д*). Конусы разрушения Попигайского кратера аналогичны конусам разрушения, установленным в ряде других метеоритных кратеров и являющихся характерным признаком таких объектов (Dietz, 1968).

Ударно-метаморфизованные гнейсы под микроскопом сохраняют первичную структуру, однако слагающие их минералы всегда несут явные признаки воздействия ударного сжатия: в них развиваются различные системы трещин (фототабл. II, *а*), деформационные ламелли (планарные элементы или плоскостные системы), понижается двупреломление, а иногда происходит и полная изотропизация и т.д. Эти породы относятся к I и II ступеням ударного метаморфизма (см. табл. 1).

Гнейсы, в том числе обеленные в результате развития микротрещиноватости, иногда рассечены сетью брекчиевых жил, состоящих из обломков тех же пород, заключенных в тонко перетертом материале, местами содержащем ударное псевдотахилитовое стекло. При более интенсивном брекчировании гнейсы полностью состоят из сдвинутых, смятых, повернутых блоков пород разного размера — от десятков сантиметров до первых метров, разделенных полосами катаклазированного материала. Такие породы могут быть названы коптокатаклазитами. В цент-

ральных частях этих полос возникает плотное, черное, как бы пропитывающее обломки и раздробленную массу псевдотахилитовое стекло, насыщенное мелкими фрагментами минералов (фототабл. II, б, в). Мощность таких часто неправильно ветвящихся полос и жил коптокатаклазитов и псевдотахилитов составляет от нескольких миллиметров до одного и реже более метров. Характерно, что иногда в составе обломков, заключенных в этих жилах, присутствуют другие разновидности пород, отличающиеся от вмещающих по составу (например, среди лейкократовых гранатовых гнейсов встречаются обломки биотитовых, гиперстеновых и т.д.), что, вероятно, говорит о смешанном характере такого брекчированного кристаллического материала и о его перемещении и внедрении в трещинах. В отдельных случаях и псевдотахилитовое стекло, залегающее в коптокатаклазитах в виде жил, несет отчетливые признаки перемещения, имеет инъекционный характер. В этих случаях оно обычно пористое и как бы приварено к зальбандам.

Породы, относимые к коптокатаклазитам, полностью утрачивают первичную микроструктуру гнейсов и состоят из беспорядочной смеси обломков минералов (обычно диаплектических) с участием диаплектических стекол и нормальных стекол (стекол плавления). Текстура пород в целом полосчатая, обусловленная расположением обломков и линз стекла, а также полосчатым характером самого смешанного стекла плавления с различной окраской и светопреломлением (фототабл. II, в). При увеличении содержания смешанного стекла текстура породы становится флюидальной (фототабл. II, д) и осуществляется переход к псевдотахилитам, в которых количество обломков составляет не более 20% объема. Здесь уже отчетливо выражены текстуры течения стекла, нередко с мелкой пloyчатостью отдельных полос (фототабл. II, е).

Коптокатаклазиты и псевдотахилиты относятся к III и частично IV ступеням ударного метаморфизма (см. табл. 1).

Кварциты протерозоя из аллогенной брекчии обычно интенсивно брекчированы с образованием узких полос и линз тонкораздробленного перетертого материала, цементирующего крупные обломки, однако, под микроскопом имеющих кристолитическое сложение. Цементная текстура пород особенно отчетливо проявляется на поверхностях выветривания обломков, так же как и изредка встречающиеся конусы разрушения. Планарные элементы в просмотренных шлифах кварцитов не были встречены. Кварциты с цементной текстурой исключительно характерны для аллогенной брекчии (фототабл. III, а). Благодаря внешнему виду и большой устойчивости к выветриванию обломки этих пород — своеобразные индикаторы аллогенной брекчии. Обнаружение таких обломков в руслах ручьев определенно указывает на то, что где-то поблизости размывается аллогенная брекчия, содержащая, в частности, обломки ударно-метаморфизованных кварцитов. Карбонатные породы кембрия — известняки и доломиты — также дают автобрекчии с обломками размером 2–5 см, сцементированные тонкообломочным карбонатным материалом. Они встречаются реже, чем кварциты с такой текстурой. В одной из глыб доломита в аллогенной брекчии на р. Рассохе были встречены конусы разрушения высотой 5–6 см. Триасовые

долериты, включенные в виде глыб в аллогенную брекчию, во многих случаях также обладают цементной текстурой. Полосы "автобрекчий" в крупных глыбах располагаются отдельными неправильными участками и зонами. Размеры обломков — от десятков сантиметров до нескольких миллиметров, они сцементированы мелкоизмельченным материалом долеритов (см. фототабл. I, в). Отмечаются тонкие кальцитовые жилки, пересекающие "автобрекчий".

Иногда в породах, испытавших ударный метаморфизм, наблюдаются незначительные признаки последующей гидротермальной минерализации в форме тонких жилок и жеод кристификационного кварца, кальцитовых жилок, пересекающих раздробленные породы. Эти проявления обычно не выходят за пределы отдельных крупных глыб и в цементе не наблюдались.

Ударно-метаморфизованные минералы

Минералы описанных пород испытывают ударный метаморфизм различных ступеней (см. табл. 1). Здесь будут рассмотрены преобразования, происходящие с кварцем, полевыми шпатами, пироксенами, биотитом и гранатом — главными составными частями гнейсов, в которых проявления ударного метаморфизма наиболее отчетливы. Ударный метаморфизм в минералах изучался только оптически.

Кварц. Начальные проявления ударного метаморфизма выражаются в дроблении кристаллов со смещением их отдельных частей по трещинкам, заполненным тем же тонкоразмельченным материалам (см. фототабл. II, а). Более интенсивное воздействие ударного метаморфизма выражается в появлении планарных элементов (деформационных ламеллей, плоскостных систем). Эти ламелли, кажущиеся под микроскопом ровными тонкими линиями, расположены обычно параллельно определенным кристаллографическим элементам и имеют ширину в несколько микрон. Они пронизывают отдельные кристаллы, образуя пересекающиеся под разными углами системы, никогда не выходящие за границы зерна (см. фототабл. III, б, в). Различают несколько видов планарных элементов (Engelhardt und and., 1969): декорированные — тончайшие полости, пустые или заполненные газом или жидкостью; недекорированные — тонкие ламелли, отличающиеся от окружающего вещества светопреломлением и оптической ориентировкой, и, наконец, ламелли тонкозернистого, кристаллического материала, вероятно стшовита. В исследованных нами кварцах наблюдались только первые два типа планарных элементов. Планарные элементы располагаются параллельно низко индифференцированным поверхностям кварцевой решетки, наиболее часто $\{10\bar{1}3\}$, реже $\{10\bar{1}2\}$, $\{10\bar{1}1\}$, $\{11\bar{2}1\}$, $\{21\bar{3}1\}$, $\{11\bar{2}2\}$, $\{51\bar{6}1\}$ (рис. 17). Число планарных систем в отдельных изученных кристаллах кварца колеблется от 1 до 9.

Иногда проявляется смятие планарных элементов, которые приобретают вид параллельных зигзагообразных линий (см. фототабл. III, г).

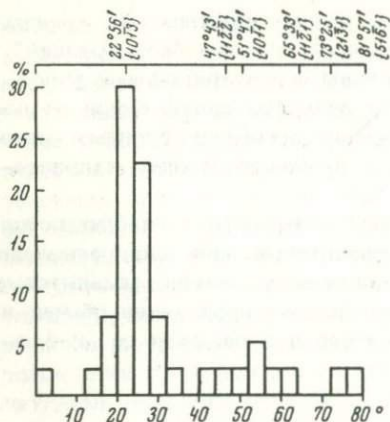


Рис. 17. Гистограмма, иллюстрирующая ориентировку относительно оси С и частоту встречаемости планарных элементов в кварце из ударно-метаморфизованных гнейсов Попигайского кратера

Направление $\{10\bar{1}3\}$, соответствующее граням ромбоэдра, встречается чаще. Планарные элементы с такой ориентировкой наиболее показательны для кварца из пород метеоритных кратеров, испытавших ударную нагрузку (Engelhardt et al., 1968; Bunch, et. al., 1968, и др.).

Следующая стадия ударного метаморфизма — превращение кварца в диаплектическое стекло. Оно хорошо отличается микроскопически от нормального стекла плавления благодаря отсутствию пористости, текстур течения, наличию резко заметной шагрени и своеобразной полигональной микротрещиноватости, напоминающей грешины усыхания. Показатель преломления диаплектического кварцевого стекла 1,469 (фототабл. III, *д, е*). Более интенсивные воздействия давления и остаточной температуры приводят к образованию нормального кварцевого стекла, известного под названием лешательерита. Оно бесцветно, содержит пузырьки и обладает текстурами течения. Светопреломление этого стекла составляет 1,460–1,462 (фототабл. IV, *а*).

Диаплектические и нормальные кварцевые стекла очень широко развиты в экзитах и тагамитах Попигайского кратера, которые будут описаны дальше.

Плаггиоклаз. Плаггиоклазы в ударно-метаморфизованных породах Попигайского кратера колеблются по составу от олигоклаз-андезина в гнейсах до лабрадора в долеритах. Плаггиоклазы испытывают различные преобразования — от начального кливажа до превращения в нормальные стекла плавления, которые характерны для плаггиоклазов, изученных экспериментально, а также развитых в породах других метеоритных кратеров (Stöffler, 1965, 1966, 1967; Engelhardt, Stöffler, 1968; Bunch et. al., 1968, и др.).

Более слабые проявления изменения в плаггиоклазах заключаются в развальцевании, растрескивании отдельных кристаллов со сдвигами по трещинам, не имеющим определенной ориентировки. На этой же стадии происходит понижение двупреломления вплоть до частичной изо-

тропизации отдельных участков кристаллов (фототабл. IV, б). Нередко появляются рои параллельных полосок с пониженным светопреломлением или изотропных, следующих параллельно определенным кристаллографическим направлениям, чаще всего системе альбитовых двойников. Планарные элементы в плагиоклазе отличаются от таковых в кварце: они под микроскопом всегда выглядят полосками, лентами, а не линиями.

Диалектическое плагиоклазовое стекло — маскелинит — столь же характерно для ударно-метаморфизованных пород, как и кварцевое. Нередко в гнейсах плагиоклаз полностью превращен в диалектическое стекло, в то время как цветные минералы не имеют видимых изменений (фототабл. IV, в, г). Показатель преломления диалектического стекла по олигоклаз-андезину гнейсов 1,525. Диалектическое апо-лабрадорное стекло имеет показатель преломления 1,548.

Нормальное плагиоклазовое стекло (стекло плавления) довольно трудно отличить от такового, развитого по щелочным полевым шпатам. Серые пузыристые стекла из включений гнейсов в тагамитах имеют светопреломление 1,520–1,523. Возможно, эти стекла плагиоклазовые.

Щелочные полевые шпаты. Ударные преобразования в щелочных полевых шпатах изучены в настоящее время недостаточно. В ряде случаев внешне они напоминают изменения, наблюдаемые в плагиоклазах, в частности планарные элементы в микроклине, расположенные параллельно альбитовым двойникам микроклиновой решетки, понижение двупреломления и т.д. Отмечалось и образование диалектических стекол по ортоклаз-пертиту (из включений стекла в витрокластических зювитах) и микропегматиту (из ударно-метаморфизованного биотитового гнейса). В последнем случае в диалектическое стекло преобразован только щелочной полевой шпат, кварц же остается неизменным (фототабл. IV, д). Диалектическое стекло по щелочному полевному шпату — бесцветное или желтоватое и, как любое диалектическое стекло, лишено пор и флюиальности. Показатель преломления его 1,518–1,520.

Биотит. Наиболее характерны для биотита механические деформации, выражающиеся в изгибании биотитовых пластинок поперек спайности, вызывающие в поляризованном свете появление различно гаснущих полос (фототабл. IV, е). Эти деформации получили название лент изгибания или смятых полос (kink bands, Knickander, Chao, 1968 и др.). При более интенсивном ударном воздействии биотит теряет плеохроизм (?), в нем появляются планарные элементы, двупреломление несколько понижается. В отдельных случаях наблюдалось превращение биотита в бурую массу с темными участками рудного минерала (магнетит). Эта масса, вероятно, представляет собой окисленное стекло и аналогична такому же апобиотитовому стеклу, описанному Чао (Chao, 1968).

Пироксен. В рассматриваемых образованиях пироксен представлен двумя разновидностями — моноклинной (авгит) и ромбической (гиперстен, Fs_{43}). Эти минералы наиболее устойчивы к ударным воз-

действиям. Они проявляются в авгите обычно в форме тонких, часто расположенных параллельных трещин, ламелл, отличающихся более низким двупреломлением, или изотропных (ширина — несколько микрон) и черных непрозрачных полос (ширина — доли миллиметра). Эти элементы ориентированы параллельно базальным пинакоидам и призмам, в частности (010) и (110) (фототабл. V, a). В единичных случаях наблюдается смятие отдельных зерен и изгибание планарных элементов.

При плавлении пироксены превращаются в бурое непрозрачное окисленное стекло, раскристаллизация которого ведет к образованию агрегата мелких иголочек клинопироксена.

Гранат. Этот минерал ударно-метаморфизованных пород, в котором преобладает алмандиновый компонент, характеризуется развитием интенсивной неориентированной трещиноватости, захватывающей отдельные части зерен, в то время как другие остаются недеформированными (это явление очень похоже на брекчирование с образованием цементной текстуры, описанное в ударно-метаморфизованных породах). Такой раздробленный гранат в некоторых шлифах наблюдался совместно с кварц-полевошпатовыми стеклами.

В случае плавления гранат переходит в черно-бурю землистую массу, представляющую, вероятно, результат девитрификации окисленного апогранатового стекла и его низкотемпературного гидротермального преобразования. В тагамитах такие продукты многоступенчатого изменения граната представлены железистым монтмориллонитом.

Цемент аллогенной брекчии

Коптокластиты, являющиеся цементом аллогенной брекчии, а также образующие отдельные линзы в зювитах, представляют собой сравнительно рыхлые породы, сложенные обломками минералов песчаной и глинистой размерности (от 1–2 мм и менее), несортированные, неслоистые, включающие обломки пород более крупного размера. Они описывались ранее как вулканические пески (Смирнов, 1962).

Кластический материал представлен главным образом кварцем и полевыми шпатами (около 80%), карбонатами, кремнистыми породами, мелкими обломками кварцитов, гнейсов, алевролитов, встречаются биотит, пироксен, гранат, роговая обманка, рудные минералы, апатит, циркон, турмалин, монацит, ставролит. Постоянно присутствуют также кусочки обугленной древесины и сидерит. В более плотных разновидностях коптокластиты скреплены пелитовым материалом, заполняющим поры и промежутки между обломочками, обычно измененным (карбонат, слюды, хлорит, цеолиты) (фототабл. V, б).

Изредка в составе обломочного материала можно встретить фрагменты кварца с планарными структурами, а также кусочки различных стекол. Обломочный материал, слагающий коптокластиты, угловатый, неокатанный, хотя нередко встречаются и окатанные минеральные зерна — кварц, минералы тяжелой фракции. По-видимому, окатанный материал заимствован из разрушенных осадочных пород, особенно обладавших слабой цементацией.

ИМПАКТИТЫ

Попигайский метеоритный кратер отличается широким развитием импактитов. Импактиты по существу представляют собой брекчии, одним из главнейших компонентов которых является стекло или продукты его изменения. Это стекло слагает цемент брекчий или образует составляющие их обломки. Соответственно выделяются две разновидности импактитов — массивные (тагамиты) и стекловато-обломочные (зювиты). Они различаются и по условиям залегания.

Зювиты

Зювиты наиболее широко развиты, они выполняют внутреннюю воронку кратера и распространяются за ее пределы в виде отдельных языков. Не исключено, что зювиты могут быть в небольшом количестве обнаружены в зоне III.

Исходя из количественных соотношений обломочного материала разного состава, могут быть выделены три типа зювитов: витрокластические, в которых количественно преобладают обломки стекла, литовитрокластические, где значительную примесь составляют обломки различных пород, и, наконец, грановитрокластические, существенную часть которых образуют обломки зерен различных минералов. Эти основные типы, между которыми, вероятно, существуют различные переходы, в свою очередь могут быть подразделены на разновидности в зависимости от особенностей состава стекол, их соотношений с цементом, размерности обломков и т.д. (табл. 2). От грановитрокластических зювитов осуществляется и переход к коптокластитам. Зювиты в целом сцементированные породы. К особому типу следует отнести несцементированный зювитовый материал песчаной размерности (зювитовый песок). Подробное петрографическое описание этих типов и разновидностей зювитов дается после их геологической характеристики.

Геологическая характеристика

Разделение зювитов на петрографические типы имеет и определенное геологическое содержание. Для зювитов, расположенных в зоне II в толще аллогенной брекчии, характерны преимущественно грановитрокластический состав и постепенные переходы к коптокластическому цементу этой брекчии. Витрокластические и литовитрокластические зювиты развиты как бы выше по разрезу в этой зоне, они наиболее характерны для зоны I и, вероятно, для более глубоких ее горизонтов. Витрокластические зювиты и особенно их спекшаяся разновидность обычно ассоциируют с пластовыми телами тагамитов.

Зювитовый песок развит в периферических частях толщи спекшихся зювитов (в зоне подошвы, в зоне фронтального выклинивания, возможно, также и в верхней части). Грановитрокластические зювиты, переходящие в коптокластиты, залегают выше литовитрокластических в центральной части кратера (зона I).

Тип	Количественное соотношение обломков и цемента, %					Характеристика обломков стекла **			Характеристика цемента			
	Разновидность		обломки пород "родственные включения"	чуждые включения	обломки минералов*	обломки стекла	цемент	размер, см	форма и соотношение с цементом	состав и структура	состав и структура	вторичные изменения и минералы
	5-10	Доли % 1-2										
Вытrockластические	Крупнообломочные ("сплекшесы")	5-10	Доли % 1-2	3-7	75-80	3-6	0,2-0,3-10-15	Обломки неправильной формы, вытянутые, изогнутые, спаяны с цементом	Преобладают светлые, желтовато-бурые и буровато-коричневые, с вариативной структурой, почти лишенные обломков (n = 1537-1542)	Обломочно-стекловатый, содержащий большое количество стекловатого материала, "поровый"	Монтмориллонит, хлорит в значительном количестве	
	Мелкообломочные ("туфовидные")	3-5	Доли	4-8	70-80	5-10	0,5-1-2-3, иногда до 10-20	Округлые, изогнутые и вытянутые, иногда "обрубленные" с размочаленными концами	Преобладают темные, коричневые и бурые массивные, пористые и флюидальные с различным количеством обломков (n = 1,541-1,584)	Стеклово-обломочный; преобладает обломочный материал, тонкоразмельченный. Заполняет промежутки между обломками (поровый)	Серпидит, монтмориллонит в незначительном количестве	
чекские		5-10	5	20	50	22	0,5-1,5-2	Чаще остроугольные, реже изогнуто-вытянутые	Светло-желтые, с реликтами минералов, флюидальной тексту-	Базальный, тонкообломочный	Монтмориллонит	

Тип	Количественное соотношение обломков и цемента, %					Характеристика обломков стекла **			Характеристика цемента			
	Разновидность		обломки пород "родственные включения"	чуждые включения	обломки минералов*	обломки стекла	цемент	размер, см	форма и соотношение с цементом	состав и структура	состав и структура	вторичные изменения и минералы
	1	Доли										
Грановитrockластические	Литовитrockласты								рой (n = 1,583) и зеленые, монтмориллонитизированные, пемзовидные (n = 1,557-1,559)			
	Мелкообломочные	1	Доли	50-55	20-25	20-25	От 0,1-0,2 до 0,5-0,6 (ср. 0,2-0,3)	Вытянутые, обрубленные, с размочаленными концами, эллипсоидные, округлые	Светло-зеленые, флюидальные, с реликтами обломков; розовые, флюидальные, пористые (n=1542-1,543), псевдо-тахилитовые	Базальный, мелкообломочный	Железистый монтмориллонит (нонтронит), серпидит, кальцит, хлорит	
	Крупнообломочные	10	Доли	35-40	12-18	30	0,5 - 2-5	"Эллипсоидно-вытянутые, изогнутые, округлых очертаний, различной формы	Черные, непрозрачные с обломками, розовые, флюидальные, пористые с реликтами минералов, бесцветные, пористые (n = 1,518-1,520), (n = 1,549 - 1,551), розовато-коричневые, флюидальные, пористые (n = 1,539-1,548), коричневые, пемзовидные (n = 1,538-1,539)	Базальный, тонкообломочный, пелитовый	Карбонат в заметном количестве	

* Среди обломков минералов встречаются как неизменные, так и ударно-метаморфизованные: изогнутый биотит, кварц и полевые шпаты с планарными элементами и изотропизированные; гранат, пироксены и акцессорные минералы обычно сохраняются в первоначальном виде.

** Во всех разновидностях зювитов в стеклах присутствуют диаплектические стекла по кварцу (n = 1,469) и полевым шпатам (n = 1,518-1,520) и лешательерит (n = 1,460-1,462).

Грановитрокластические зювиты в аллогенной брекчии в изученных обнажениях составляют по объему не более 5–10% (линзы и участки до 5–10 м в поперечнике). Эта оценка относится к аллогенной брекчии, развитой в подзонах II,а и I,г. Скорее всего, аллогенной брекчии в том виде, как она наблюдается на поверхности в подзонах I,г и II,а во внутренних частях кратера (подзоны I,а и I,б и частично I,в) нет, так как она полностью замещена зювитами и собственно коптокластитам, в той или иной степени содержащими крупноглыбовый материал, типичный для этой брекчии. Крупнообломочные грановитрокластические зювиты (средний размер обломков стекла до 2–5 см) обычно тесно связаны с участками аллогенной брекчии, насыщенными глыбами и обломками гнейсов до нескольких метров в поперечнике, испытавшими частичное плавление. Обломки гнейсов, окруженные каймами черного стекла, встречаются именно в этой разновидности зювитов (обнажения на реках Рассохе и Попигай, ниже ее устья, фототабл. V,в). Из-за относительно небольшого содержания обломков стекла эти породы обладают малой связностью и легко крошатся в руках (фототабл. V,г).

Мелкообломочные грановитрокластические зювиты (обломки стекла среднего размера, до 2–3 мм) залегают в виде линз и неправильных тел в линзах коптокластитов и в коптокластическом цементе аллогенной брекчии; по р. Попигай выше фактории они обладают плитчатой отдельностью, близкой к горизонтальной (см. рис.14). Крупных глыб и обломков пород в них обычно нет (фототабл. VI,а).

Литовитрокластические и витрокластические зювиты развиты в зоне I,а и в подзоне II,а. Они выступают на склонах и вершинах возвышенностей и холмов в северо-западном, западном, южном и юго-восточном секторах, нередко образуют крупные обнажения по берегам рек (фототабл. IV,б).

Мощность толщи зювитов пока не может быть точно определена. Судя по отдельным обнажениям, она составляет не менее 80–100 м. Следует предполагать, что наибольшую мощность зювиты имеют в подзонах I,а–I,г, особенно между поднятиями основания. По данным В.С. Якупова (1972), электрозондирование указывает на отсутствие архейских пород основания в выделяемой нами зоне I до глубины 700–800 м. Как будет показано далее, допустимая максимальная мощность зювитов в зоне I может значительно превышать эту цифру.

Литовитрокластические зювиты развиты к юго-востоку от полукольцевого поднятия архейского основания кратера и, вероятно, широко распространены в подзонах I,а и I,б. На юго-восточных склонах гор Маячика–Керикете этот тип зювитов залегают непосредственно на аугигенной брекчии гнейсов. Зювиты состоят из мелких (до 0,5–1,5 см) обломков светло-желтого, местами сильно измененного пемзовидного стекла (эти обломки легко выветриваются и порода приобретает резко выраженную пористость), заключенного в темно-сером, местами почти черном плотном цементе (фототабл. VI,в). Зювиты содержат включения различных пород размером до нескольких десятков сантиметров в поперечнике – гнейсов, кварцитов, карбонатных пород, песчаников, угля и т.д.

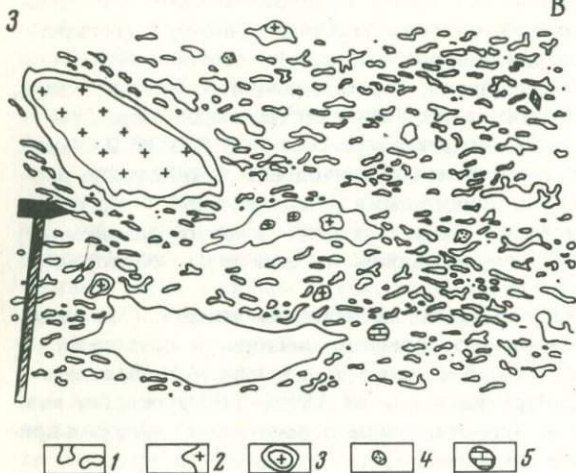
Витрокластические зювиты имеют облик мелкообломочных или среднеобломочных туфов, включающих обломки различных пород, имеющих в поперечнике до нескольких дециметров или первых метров. Это преимущественно гнейсы, затем кварциты, карбонатные породы, песчаники, алевриты, кусочки угля, сидерит, гальки кремнистых пород и др. Преобладающий размер обломков цементирующей массы от 0,5–1 до 2–3 см. Иногда отмечается присутствие отдельных зональных бомб стекла размером от 10–20 см до 1–2 м, содержащих в центральной части остатки недоплавленных гнейсов. Такие зювиты широко развиты в зоне I особенно в южном, юго-западном и западном секторах кратера.

Весьма характерны спекшиеся витрокластические зювиты. Эта разновидность широко развита в северо-западном секторе, в пределах Буордахского языка (фототабл. VI, б); судя по данным М.Н. Васильевой, А.О. Ефимова, К.С. Забурдина и др. за 1966–1970 гг., они широко распространены также в юго-восточном и восточном секторах кратера в подзонах I, б, в, г и в подзоне II, а.

Спекшиеся зювиты образуют крупные обнажения и осыпные склоны, при выветривании они нередко дают причудливые гребни и останцы, обладают грубой столбчатой отдельностью. По внешнему виду эти зювиты напоминают спекшиеся туфы или игнибриды, с которыми их ранее иногда отождествляли. Эти породы состоят из обломков и бомб стекла размером до 10–15 см, чаще 2–3 см (фледли, по Hörz'у, 1965), и многочисленных включений различных пород и минералов. Обломки стекла имеют нередко уплощенную форму, округлые или неправильные контуры в поперечном размере, нередко стекло облекает мелкие и крупные включения различных пород, в разной степени ударно-метаморфизованных и оплавленных (фототабл. VI, г). Наблюдались бомбы со следами аэродинамического воздействия при их переносе во взрывном облаке, а также веретенообразно-скрученные, с грубыми продольными спирально изогнутыми бороздами и трещинами типа хлебной корки. Бомбы и обломки стекла нередко зональны, причем внешнюю зону слагает серое пемзовидное стекло, а внутреннюю — более плотное черное стекло. В крупных обнажениях зювитов видно, что уплощенные обломки стекла — фледли располагаются субгоризонтально или же под небольшими углами наклона в сторону центра кратера (рис. 18). Такое залегание, вероятно, указывает на направленное перемещение материала в момент его отложения. Крупные глыбы ударно-метаморфизованных пород, нередко насыщающие зювиты, часто бывают окружены каймой черного или темно-серого стекла. Видимая мощность спекшихся зювитов в отдельных обнажениях достигает 60–80 м.

При налегании спекшихся зювитов непосредственно на деформированные карбонатные породы кембрия (Буордахский язык) в последних отмечается перекристаллизация, окремнение.

Зювитовый песок встречается в качестве приконтактной разновидности спекшихся зювитов там, где они налегают на холодные подстилающие породы палеозоя или на аллогенную брекчию (р. Буордах, Пестрые Скалы на р. Рассохе, р. Намсик-Далдын вблизи оз. Падый).



В Р и с. 18. Спекшиеся витрокластические зювиты на возвышенности Суон-Гумул

1 - наиболее крупные лепешковидные бомбы и обломки стекла, заключенные в мелкообломочном цементе; 2 - обломки ударно-метаморфизованных и оплавленных гнейсов; 3 - обломки гнейсов с каймами стекла; 4 - обломки кварцитов; 5 - обломки известняков и доломитов

В двух последних случаях зювитовый песок, имеющий мощность около полуметра, встречен в основании пластовых тел тагамитов, залегающих на неровной поверхности с аллогенной брекчией. На р. Нам-сик-Далдын в зювитовом песке встречен обломок метаморфизованного угля, вероятно, мелового возраста.

Петрографическая характеристика

Зювиты состоят из частиц и бомб стекла, обломков пород и слагающих их минералов (см. табл. 2). Обломки пород можно подразделить на включения родственные, представленные главным образом породами кристаллического фундамента, и чуждые, к которым относятся различные терригенно-карбонатные осадочные породы, а также изверженные породы основного состава. Разумеется, подобное разделение несколько условно. Оно основано на том, что стекла произошли преимущественно за счет плавления пород фундамента, о чем, в частности, свидетельствует близость состава стекол и валового состава зювитов к среднему составу пород кристаллического фундамента.

Родственные включения в зювитах представлены главным образом биотит-гранатовыми, гипертеновыми гнейсами, двупироксеновыми, амфибол-пироксеновыми плагiogнейсами, гранитогнейсами, мигматитами, а также кварцевыми и кварц-полевошпатовыми жильными породами архея. Из перечисленных разновидностей в зювитах чаще встречаются биотито-гранато-пироксеновые гнейсы, иногда с графитом, и жильные породы кварц-полевошпатового состава. Эти включения большей частью переплавлены и изменены, однако среди них наблюдаются и обломки, подвергшиеся ударному метаморфизму без следов плавления.

Чуждые включения занимают резко подчиненное положение. Это - кварциты и кварцито-песчаники мукунской серии верхнего протерозоя,

известняки, доломиты, глинистые и доломитистые известняки верхнего протерозоя и нижнего кембрия, песчаники, алевролиты, обломки древесины и сидерита из пермских, юрских (?) и меловых отложений и, наконец, основные породы протерозоя и пермо-триаса, включающие диабазы, микродолериты, оливиновые, безоливиновые, гиперстеновые долериты, габбро-долериты и трахидолериты.

Обломки и бомбы стекла, разнообразные по составу, величине и форме, составляют в зювитах значительную часть объема (см. табл. 2). Связующая масса зювитов представлена тонкообломочным материалом, образовавшимся за счет перечисленных пород, их минералов и стекол.

Обломки гнейсов, а также обломки минералов в различной степени несут признаки ударного метаморфизма, плавления и последующего низкотемпературного гидротермального воздействия. В ряде случаев наблюдается раскристаллизация стекол, а также их преобразование в агрегат минералов из групп монтмориллонита и кремнезема с участием кальцита, хлорита, цеолитов.

Витрокластические зювиты в основном состоят из обломков и бомб стекла (70–85%), сцементированных тонким стекловато-обломочным материалом (5–10%). В этой группе по характеру стекол, размеру обломков и соотношению их с цементом намечаются две резко различающиеся разновидности. К первой относятся витрокластические крупнообломочные зювиты ("спекшиеся"), в которых преобладают светлоокрашенные стекла в виде обломков и бомб (фледлей) размером от 0,2–3 до 10–15 см (см. рис. 18). Тонкообломочно-стекловатый цемент как бы спаивает обломки, вследствие чего порода очень уплотняется. Макроскопически эта разновидность представляет собой синевато-серую породу явно обломочной текстуры, где более светлые голубовато-серые неправильной формы фрагменты стекла заключены в темно-сером цементе. Стекла переполнены мелкими и мельчайшими оплавленными кусочками гнейсов и их минералов, которые хорошо выделяются на темном фоне породы благодаря белой окраске и придают ей пятнистый облик (фототабл. VI, e).

Витрокластические мелкообломочные зювиты ("туфовидные") характеризуются преобладанием обломков темноокрашенных стекол от 0,5–1 до 2–3 см в поперечнике. Промежутки между обломками заполнены стекловато-обломочной, как бы пелитовой массой, сравнительно плотной за счет присутствия в ней заметного количества частиц стекла (фототабл. VII, a).

Литовитрокластические зювиты в основном сложены обломками пемзевидных, пористых, светлых стекол (~50%) и различных пород (7–10%), размеры которых в среднем 0,5–1,5–2 см. Цемент образован мелкими обломками (0,1–1,2 мм) минералов, погруженных в зеленовато-бурую, частично карбонатизированную и монтмориллонитизированную массу (фототабл. VII, б).

Грановитрокластические зювиты большей частью состоят из обломков различных минералов (~35–55%) стекол (~10–30%), цементных, частично измененная масса тех же тонко измельченных частиц (фототабл. VII, в). По размеру обломков различаются: 1) мелкообло-

мочные грановитрокластические зювиты с размером обломков от 0,1—0,2 до 0,5—0,6 см; в среднем 0,2—0,3 см; по внешнему виду они зеленовато-серые, темно-зеленые, сравнительно рыхлые; 2) крупнообломочные, грановитрокластические зювиты, темно-серые, с обломками кристаллических и осадочных пород белой, зеленоватой, розовой и черной окраски, размером до 2—5 см.

Рассмотрим основные особенности преобразований, которые испытали включения различных пород в зювитах.

Родственные включения в зювитах в различной степени изменены, причем в одном шлифе можно встретить как совершенно свежие, так и переплавленные обломки.

По степени ударного метаморфизма и плавления их можно условно разделить на четыре группы.

1. Неизмененные породы. Они представлены наиболее часто биотит-гранатовыми, двупироксеновыми, гиперстеновыми гнейсами и кварц-полевошпатовыми жильными породами, не несущими признаков деформаций и плавления.

2. Слабо измененные породы. Первичные минералы гнейсов сохраняют первоначальную форму и окраску. Биотит слегка изогнут или растянут, гранат частично раздроблен, появляются планарные элементы в кварце, полевых шпатах и пироксенах. Кварц и плагиоклаз иногда частично превращены в диаплектические стекла.

3. Значительно измененные породы. К этой группе относятся ударно-метаморфизованные гнейсы, в которых темноцветные минералы — клинопироксены, биотит, гиперстен, гранат не испытывают существенных преобразований и близки к таковым в предыдущей группе, в то время как кварц, плагиоклаз и щелочные полевые шпаты полностью превращены в диаплектические стекла.

4. Переплавленные и вторично раскристаллизованные породы. К этой группе относятся подавляющая масса обломков родственных включений. Они обычно окружены черными каемками плавления мощностью от долей миллиметра до 1,0—1,5 см. Под микроскопом видно, что каемки состоят из черного или рыже-бурого непрозрачного, чаще полупрозрачного стекла, содержащего фрагменты минералов, нередко диаплектических, и диаплектических стекол. Каемки стекла пористые, флюидальные, рекристаллизация подчас приводит к появлению вариолитовой структуры, почти повсеместно по стеклам развиваются зерна прозрачного кальцита и волокнистые кристаллы монтмориллонита.

Центральная часть таких обломков также значительно преобразована. Темноцветные минералы — гранат и ортопироксен превращены чаще всего в бурое бесструктурное непрозрачное вещество. Термические исследования этого материала показывают, что он состоит из стекла и окислов железа. Иногда проявляется вторичная рекристаллизация, выражающаяся в развитии микролитов анортита и оливина (по гранату) и моноклинного пироксена (по ортопироксену). Биотит, как правило, деформирован, повсеместно изогнут поперек спайности, наблюдается понижение двупреломления, потеря плеохроизма, окисление и в единичных случаях частичная изотропизация.

Лейкократовая часть пород — кварц, плагиоклаз и щелочные полевые шпаты — превращена в бесцветное и буроватое пористое стекло плавления, иногда флюидальное; сохраняются только отдельные крупные зерна мутного буроватого кварца, нередко с планарными элементами. В этих стеклах обычно наблюдается девитрификация (фототабл. VII, *v, d*). При этом новообразования в стеклах как бы нарастают на нерасплавившиеся реликты минералов. Образование агрегатов микролитов плагиоклаза происходит при девитрификации как диаплектических стекол, так и нормальных. По кварцевым стеклам развивается тонкозернистый агрегат мозаичных зерен кварца и иголочек кристобалита ($n = 1,486$). Плагиоклазовое стекло нередко рекристаллизовано в звездчатые и снеповидные скопления мелких лейст, иголок и волокнистые агрегаты кристаллов (фототабл. VII, *e*).

Чуждые включения в зювитах, как уже упоминалось, представлены терригенно-карбонатными породами и основными изверженными породами различного возраста. Некоторые обломки глинистых и доломитистых известняков иногда подвергаются перекристаллизации и термальному метаморфизму, что выражается в развитии в них цоизита, тремолита, кварца, хлорита. Обломки окаменелой древесины нередко обожжены, углистый материал превращен в пористую коксоподобную массу, алевриты ороговикованы.

В округлых обломках долеритов из включений иногда ясно видно оплавление и превращение лейкократовой части породы в стекло, при сохранении темноцветных — пироксена и ильменита в неизменном виде. М.Н. Васильева и др. описали в витрокластических зювитах крупное (до 12 см) включение молочно-белого кристобалита, вероятно представляющее продукт плавления обломка кварцита и последующей кристаллизации кварцевого стекла.

Включения обломков минералов в зювитах встречаются во всех их разновидностях. Наряду с обломками пород и стекол они слагают связующую массу и широко распространены в виде включений в стеклах. Обломки минералов представлены кварцем, плагиоклазом (олигоклаз, андезин, реже лабрадор), микропегматитом, щелочными полевыми шпатами, микроклином, ортоклазом, иногда микропертитового сложения. Это в основном породообразующие минералы разрушенных и измененных гнейсов, однако часть обломков плагиоклаза, и в частности лабрадор, происходит из основных изверженных пород, а часть кварца — из протерозойских кварцитов. Зерна последних хорошо различаются по округлой форме и наличию регенерационной каймы.

Из темноцветных и аксессуарных минералов различных пород на первом месте по частоте встречаемости среди обломков стоит биотит, затем гранат, клинопироксен, гиперстен, кальцит, желтовато-зеленый эпидот, циркон, турмалин, апатит, монацит, графит, магнетит, ильменит, сульфиды.

Многие из этих минералов обнаруживают различные признаки ударного метаморфизма, которые уже рассматривались.

Размеры и формы обломков минералов разнообразны — от округлых и как бы оплавленных, которые заключены в стеклах, до частично де-

формированных кристаллов, встречающихся в цементе. Особенно интересны обнаруженные в некоторых стеклах шарики оплавленных ильменита и пирротина размером до 1,0–1,5 мм (фототабл. VIII, а).

Стекла, входящие в состав зювитов, различаются по окраске, пористости, структуре, насыщенности реликтами минералов, а также по рекристаллизации и различным изменениям. Нами описывается лишь несколько групп наиболее характерных типов стекол, встречающихся в зювитах в виде фледлей и обломков.

Могут различаться диаплектические стекла по кварцу и полевым шпатам (они уже были описаны), а также нормальные стекла плавления по различным породам и минералам (полиминеральные и мономинеральные). Среди последних выделяются стекла непрозрачные и полупрозрачные темноокрашенные и прозрачные светлоокрашенные (от бесцветных до розовых, зеленоватых, желтоватых и синевато-серых).

Темные разновидности стекла наиболее широко распространены в витрокластических мелкообломочных зювитах. В этой группе намечается несколько их разновидностей.

1. Темное буро-коричневое массивное стекло, не имеющее пор и флюидальности. Оно обычно содержит незначительное количество реликтов полевого шпата, кварца и пятна рудных минералов. Показатель преломления этого стекла $n = 1,598-1,600$.

2. Бурое и красновато-коричневое стекло, несколько более прозрачное, пористое, с флюидальной текстурой, обычно почти неизменное. Наряду с указанными обломками минералов в них встречаются фрагменты долеритов с габбро-офитовой структурой. Показатель преломления 1,555–1,557. Иногда в нем наблюдается образование тонких иголок полевого шпата и пироксена, а также зерен и пластинок рудных минералов, расположенных параллельно флюидальности. По концентрическим трещинам, напоминающим структуру перлитовых стекол, иногда развивается кварц.

3. Черное полупрозрачное стекло с пятнистым распределением окраски, обусловленным присутствием мелких, не полностью расплавленных фрагментов минералов.

4. Темно-коричневое полупрозрачное пемзовидное стекло с показателем преломления 1,538–1,539, содержащее обломки нерасплавленных лейкократовых минералов и диаплектических стекол. Количество пор в этом стекле достигает 55–60%. Поры имеют округлую правильную форму, размеры их в среднем составляют 0,1–4 мм, обычно ничем не заполнены (см. фототабл. VIII, б).

В целом в выше описанных стеклах поры либо свободные, либо заполнены кварцем, халцедоном, кальцитом, монтмориллонитом и цеолитами.

Светлые разноокрашенные стекла наблюдаются во всех разновидностях зювитов. В их числе можно выделить несколько типов.

1. Наиболее характерно флюидальное стекло, состоящее из чередующихся зон и полос розовато-коричневой, розовой и синевато-серой окраски; показатель преломления его изменяется от 1,542 до 1,549. Стекло переполнено порами (до 20% породы) круглой и овальной фор-

мы, иногда соединяющимися в цепочки. Поры заполнены лучистыми бесцветными цеолитами, желто-зеленым пластинчатым железистым, реже магниальным монтмориллонитом и хлоритом, последние два минерала развиваются также по трещинам и по стеклу. Стекло местами совершенно лишено включений обломков минералов, местами же переполнено оплавленными кусочками кварца, полевых шпатов, пироксена и бесцветных диаплектических стекол, среди которых ясно различаются кварцевое диаплектическое стекло ($n = 1,460-1,462$) и более высокопреломляющее пористое стекло ($n = 1,549-1,551$), очевидно образованное по плагиоклазу.

2. Светло-желтые, зеленовато-желтые, желтовато-бурые, зеленоватые флюидальные пузыристые измененные стекла, образуют чаще всего мелкие обломки в зювитах. Показатель преломления этих стекол колеблется в широких пределах - от 1,543 до 1,583 (табл. 3). Стекла различаются по количеству и величине пор, присутствию обломков и степени вторичных изменений. Термические анализы продуктов изменения стекол и их оптические свойства ($N_m = 1,572-1,573$; $N_g - N_p = 0,03$; N_g - темный, буро-зеленый; N_p - светлый, зеленовато-желтый) позволяют определить их как железистый монтмориллонит или нонтронит.

Таблица 3

Оптическая характеристика светлоокрашенных стекол из зювитов

№ шлифа	Порода	Окраска и структура стекла	Показатель преломления
8280	Грановитрокластический крупнообломочный зювит	Светло-зеленое пористое	1,543
V, б	Витрокластический зювит ("туфовидный")	Желтовато-зеленое буроватое Буровато-зеленое флюидальное	1,557 1,555
1795, а	То же	Зеленоватое флюидальное Зеленовато-желтое сильно измененное	1,557-1,559 1,582-1,584
IV, б	Витрокластический зювит ("туфовидный")	Зеленовато-бурое мелкопористое, лишенное обломков	1,541

3. К особому типу относятся встречающиеся обычно внутри первых двух разновидностей бесцветные и серые пористые участки, представляющие собой нормальные плагиоклазовые ($n = 1,549-1,551$), квар-

цевые (лешательерит, $n = 1,649$) и щелочно-полевошпатовые ($n = 1,520-1,523$) стекла плавления.

Из дресвы витрокластических зювитов извлечены многочисленные шарики стекла диаметром 0,5 мм и менее (фототабл. VIII, в). Они имеют молочно-белую, зеленовато-серую, темно-серую, желтовато-серую окраску, иногда просвечивают в краях. Форма их шарообразная, иногда несколько сплюснутая и вытянутая, наблюдались слившиеся шарики. На поверхности отдельных шариков отмечались небольшие раздувы. Показатели преломления отдельных шариков указывают на их принадлежность к силикаглассу или лешательериту ($n = 1,462$).

Зювиты обычно сцементированы тонкозернистой массой (размер частиц от 0,1 до 0,01 мм и мельче), состоящей из измененных частиц различных минералов и стекол в разных соотношениях.

Наиболее богатый стеклом цемент имеют витрокластические зювиты ("спекшиеся"). При его образовании тонкораспыленное, еще не полностью застывшее стекло смешивалось с мелкими частицами минералов и заполняло промежутки между обломками. При застывании масса обломков и мелких частиц горячего стекла как бы сваривалась, что приводило к образованию плотной породы. Цемент грановитрокластических зювитов содержит незначительное количество стекла, и он сравнительно рыхлый.

Цементирующая масса зювитов всегда в той или иной мере преобразована низкотемпературными гидротермальными процессами. Наиболее распространены новообразования минералов из группы монтмориллонита. Термические анализы указывают на присутствие в цементе главным образом нонтронита, однако наблюдается и бейделлит. Широко развиты также лучистые волокнистые агрегаты хлорита, бесцветные тонкие пластинки гидрослюд и отдельные зерна кальцита.

В обломках стекол, в зювитах и в цементирующей их массе обычно присутствует небольшое количество рудных минералов, описание которых выполнено И.В. Ляхницкой в 1971 г. В их составе преобладает магнетит, образующий зерна идиоморфных счертаний и обломки, и вероятно, имеющий в этом случае кластическое происхождение, или же мелкие (0,01-0,03 мм) неправильной формы выделения, неравномерно рассеянные в стекле. Иногда они окружают цепочками нерасплавившиеся зерна цветных минералов. Сульфиды представлены очень мелкими (0,01-0,03 мм) неправильными угловатыми зернышками пирита. Реже в стеклах встречаются шарики пирротина, а также пиритовые шарики диаметром до 1-2 мм, иногда эллипсоидальные. Их характерная особенность - радиально-лучистая внутренняя структура, обусловленная кристаллизацией сульфидного расплава от краев шариков к их центрам. Иногда встречаются шарики, состоящие из стекла и сульфидов, с выделениями последних в виде пятен и прожилков в силикатной массе. Для всех разновидностей шариков характерно развитие тонких ветвящихся жилков магнетита (особенно в их периферических частях) с более или менее ясно выраженной радиальной ориентировкой. Иногда наблюдаются самостоятельные шарики магнетита и троилита. Почти во всех аншлифах встречаются выделения графита различной формы,

состоящие из мелких чешуек, реже встречаются более крупные чешуйки (до 0,1 мм).

Зювитовый песок состоит из частиц, размер которых в среднем составляет около 0,5–1 мм, присутствует сравнительно небольшое количество обломков пород и спеков размером до 2–3 см, гонкообломочный материал (менее 0,5 мм) составляет около 20% объема. Частицы песка имеют угловатые очертания и представлены светлоокрашенными обломками минералов (такими же, как в составе зювитов) и частицами различных, преимущественно черной окраски стекол, в том числе пористых. Последние составляют до 80% объема породы. Иногда встречаются спеки обломков минералов и пористого стекла, а также силикатные шарики, аналогичные обнаруженным в зювитах.

На р. Намсик–Далдын в зювитовом песке встречен обломок метаморфизованной древесины размером около 7 см в поперечнике. Химико–петрографическое описание этой углефицированной древесины выполнено по нашей просьбе А.И. Гинзбург и О.И. Гавриловой (ВСЕГЕИ).

Уголь имеет серовато–черную окраску, черта его черная, мягкая, на большей части поверхности излома уголь алмазно–блестящий и лишь на некоторых матовый, имеет волокнистое строение.

Под микроскопом наблюдается чередование срезов древесины с мало измененным клеточным строением с почти бесструктурным веществом, в котором различаются многочисленные поры диаметром до 1 мм. Для гелифицированного вещества характерно непропорционально малое оптическое двуотражение, в отдельных точках оно совершенно изотропно.

Химический анализ древесины показал следующие результаты: влага W^a – 1,4%, зольность A^c – 5,0%, сера $S^c_{\text{общ}}$ – 0,5%, выход летучих V – 6,8%, содержание углерода C^r – 92,8%, содержание водорода H^r – 2,9%, удельный вес органической массы – 1,42 г/см³.

По петрографической характеристике и физико–химическим данным гелифицированная и углефицированная древесина представляет неравномерно гермически разложенный уголь, находящийся на стадии тощих изменений.

Тагамиты

Массивные импактиты – тагамиты широко развиты на поверхности в пределах дугообразных в плане, плоских возвышенностей в северо–западном, западном и юго–западном секторах несколько более ограниченное распространение на поверхности они имеют в южном, юго–восточном и восточном секторах.

Тагамиты почти нигде не выходят за пределы внутренней воронки (зона I), распространяясь лишь изредка в пределах языков выпихивания на 3–5 км в сторону от ее края (подзона II, а).

На водоразделах и склонах возвышенностей тагамиты чаще всего образуют мощные осыпи глыб и щебня и только по берегам рек дают скальные обнажения, нередко с отчетливо выраженной столбчатой отдельностью (рис. 19).

Тагамиты можно рассматривать как псевдомагматические образования. Формы залегания их изучены еще недостаточно. В настоящей работе для описания последних используется главным образом терминология, применяемая для характеристики форм залегания магматических пород. Можно выделить три главнейшие группы тел тагамитов, различающихся по условиям залегания и масштабам перемещения исходного расплава от участков их первоначального возникновения в эпицентре взрыва.

1. Неправильные пластообразные, линзообразные и радиальные лентообразные или рукавообразные (?) тела, залегающие на аутигенной брекчии в основании кратера под эювитами и аллогенной брекчией (возможно, частично и вдоль контактов между ними), а также маломощные жилы и дайки в аутигенной брекчии основания кратера.

2. Дайки различной мощности и жерловины (некки) в аллогенной брекчии и эювитах, инъекционные пластовые тела в этих же породах.

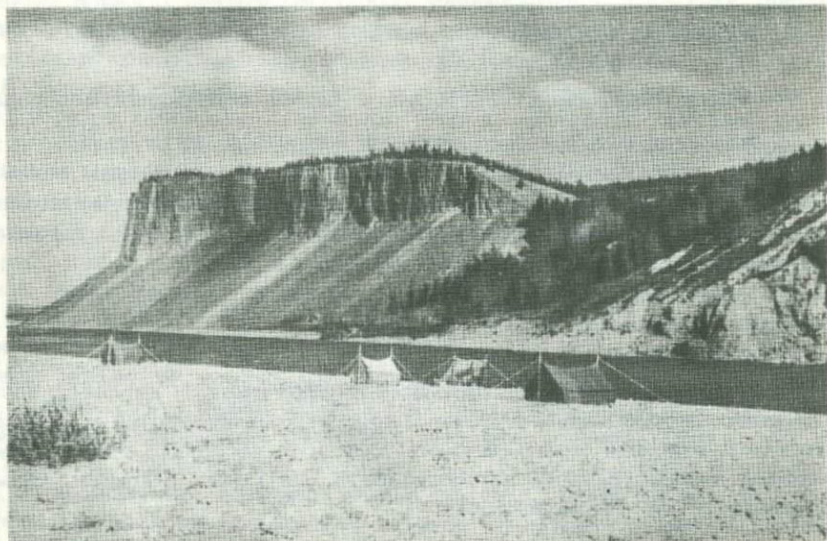


Рис. 19. Тагамиты со столбчатой отдельностью на р. Рассохе

3. Псевдопокровы, залегающие на неровной поверхности аллогенной брекчии (в том числе мелкообломочной) и зювитов.

Эти главнейшие группы тел связаны между собой по вертикали и, вероятно, по латерали.

Все эти тела сложены сравнительно однообразными, переполненными мелкими обломками тагамитами темно-серого, синева-серого, коричнево-серого, зеленовато-серого цвета, несколько различающимися по текстурным особенностям. Макроскопически могут быть выделены две разновидности тагамитов — пористые и лишенные пор.

Первые отличаются присутствием большого количества пор, составляющих от 5-10 до 30-40% объема. Размеры их от 1-2 до 2-3 см, иногда более, нередко наблюдается вытянутость пор, указывающая на перемещение заключавшего их вязкого расплава. Стенки пор бывают выстланы кристалликами кварца, монтмориллонитом, хлоритом, иногда поры заполнены целиком кварцем, опалом или халцедоном. Пористые тагамиты характерны для маломощных и вертикальных тел, а также в отдельных случаях для нижних и, возможно, верхних частей тагамитовых псевдопокровов. Пористые тагамиты содержат несколько меньшее количество включений, чем лишенные пор.

В отдельных случаях отмечались пористые пемзовидные тагамиты с большим количеством неправильных полостей и "канатными" поверхностями, обусловленными вязким течением расплава.

В тагамитах, почти не содержащих пор или содержащих их в очень ограниченном количестве (менее 1%), поры обычно заполнены хлоритом, размер их не превышает 2-5 мм.

Тагамиты содержат большое количество включений различных пород и минералов, среди которых преобладают породы архея и продукты их дезинтеграции. Условно различаются три группы включений: а) родственные включения архейских пород и их минералов, несущие признаки частичного расплавления; б) чуждые включения, захваченные тагамитовым расплавом при его перемещении в момент взрыва (упавшие сверху обломки различных пород, преимущественно небольшие по размеру); в) крупные ксенолиты различных пород, в том числе глыбы из аллогенной брекчии, глыбы коптокластического цемента аллогенной брекчии, глыбы зювитов, включенные в рукавообразные, дайкообразные и пластовые инъекционные тела тагамитов при растекании расплава и внедрении его в толщи этих пород.

Маломощные жилы и дайки тагамитов в аутигенной брекчии встречаются в пределах полукольцевого поднятия архейского основания в горах Маячика-Керикете и на водоразделе рек Намсик-Далдын и Парчанай. Их мощность не превышает 5-7 м, они сложены пористыми тагамитами с частично раскристаллизованной стекловатой основной массой, содержащей обломки гнейсов и их минералов. Жилы и дайки тагамитов, иногда выклинивающиеся, встречаются и в крупных блоках ударно-метаморфизованных гнейсов в составе аллогенной мегабрекчии (в частности, на р. Саха-Юреге).

В подзоне I в северо-западном и западном секторах кратера на северо-западном и западном склонах полукольцевого поднятия архей-

ского основания развиты большие по площади пластообразные, линзообразные или, возможно, лентообразные тела тагамитов, в подошве которых залегают брекчированные гнейсы (аутигенная брекчия) и маломощный горизонт зювитов. Выступающие на поверхности тела массивных тагамитов прерывистой цепочкой охватывают с северо-запада и запада поднятие кристаллических пород на расстоянии около 35 км. В настоящее время эти тела значительно эродированы. Можно допустить, что такие же линзообразные тела в основании кратера развиты почти повсеместно в тех местах, где на поверхности наблюдаются большие массы тагамитов в форме псевдопокровов и дайкообразных тел. Кровлей таких пластообразных тел, вероятно, служат зювиты.

Рукавообразные радиальные тела тагамитов иногда встречаются в подзоне II_a и залегают между аллогенной брекчией и зювитами. Они развиты в подзоне II_a и по направлению к центру кратера, видимо, сливаются с описанными линзами.

Дайки и неправильные секущие тела тагамитов наблюдались по правому притоку р. Саха-Юреге (рис. 20), где они как бы пронизывают аллогенную брекчию и служат подводными каналами к пластовым инъекционным телам, залегающим в аллогенной брекчии и зювитах. Мощность этих даек до 15–20 м, встречаются и маломощные дайки в 2–3 м, зигзагообразные в плане, что указывает на их внедрение в трещины. Простираение даек грубо параллельное борту кратера. Дайки сложены пористыми тагамитами, причем поры обычно вытянуты параллельно вертикальным контактам даек.

Более мощные дайкообразные тела, рассекающие зювиты, сравнительно широко распространены в восточном секторе кратера, это гряды Тагаамы (см. рис. 4), протягивающаяся примерно на 15 км, и ряд

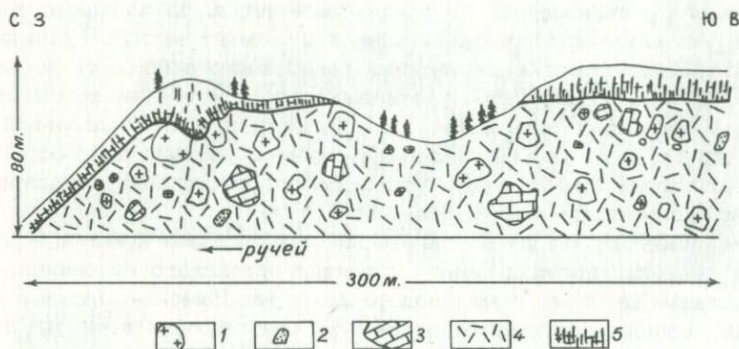


Рис. 20. Секущее тело тагамитов, сливающееся с пластовым телом, залегающим на аллогенной брекчии. Правый приток р. Саха-Юреге

1 – глыбы гнейсов; 2 – глыбы кварцитов; 3 – глыбы карбонатных пород; 4 – коптокlastический цемент аллогенной брекчии, включающий местами обломки стекол; 5 – тагамиты

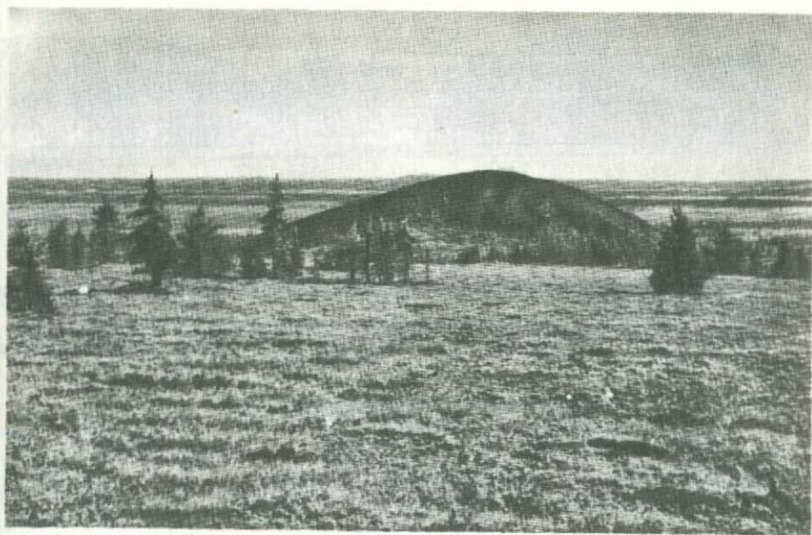


Рис. 21. Некк тагамитов в пределах поля развития зювитов. Восточный склон возв. Суон-Тумул

других гряд в этом же районе. По-видимому, можно рассматривать как дайкообразные и иногда ветвящиеся тела тагамитов. Мощность этих дайкообразных тел составляет 30–50 м, они в целом субпараллельны бортам кратера.

Специфическая форма вертикальных тел тагамитов — округлые в плане жерловины (некки), диаметр их составляет от первых десятков до 100–150 м. Они встречаются в пределах полей развития аллогенной брекчии и зювитов, обычно всегда гипсометрически ниже подошвы псевдопокровов и вблизи их размытых окраин, что может указывать на роль этих некков в качестве подводящих каналов (рис. 21). Внутренняя структура таких тел указывает на вертикальное их залегание. Некки обычно сложены пористыми тагамитами, причем вытянутые поры преимущественно вертикальны или круто наклонены.

Пластовые тела тагамитов в аллогенной брекчии и в зювитах распространены сравнительно широко в северо-восточной части возвышенности Согдоку-Керикете, в пределах Буордахского языка, по р. Далдын и в других местах.

По правобережью р. Рассохи между устьями ручьев Кыбытыгас и Тумул-Юрях прослеживается зона кровли одного из таких тел. Оно вскрыто здесь в береговых обрывах на расстоянии около 1 км. Верхний контакт волнистый, изобилует небольшими апофизами тагамитов в зювитах кровли (рис. 22). Тагамит оказывает метаморфизирующее воздействие на зювиты — последние уплотнены, как бы "сварены", плоскость контакта четко не выражена, так как зювиты теряют обломочную структуру и становятся похожими на тагамиты. По направлению к югу

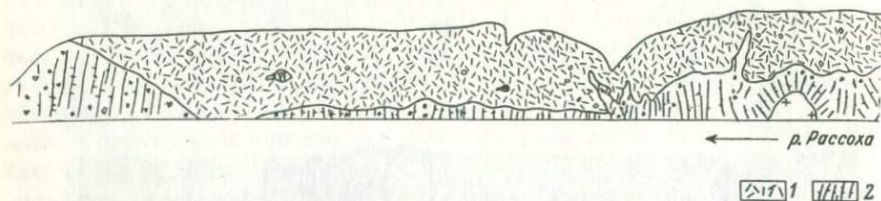


Рис. 22. Верхний контакт пластового тела тагамитов, р.Рассоха, ниже устья руч. Кыбыттыгас

1 - зювиты; 2 - тагамиты; 3 - крупные ксенолиты ударно-метамор-

вдоль борта долины р. Рассохи подошва описываемого пластового тела, располагающегося вдоль субгоризонтальной поверхности контакта между аллогенной брекчией и зювитами, поднимается до высоты 60–70 м над урезом воды (фототабл. VIII, 1). Тагамиты здесь содержат ряд ксенолитов, захваченных из подстилающей аллогенной брекчии. Это иногда крупные, до 5–8 м в поперечнике, угловатые глыбы ударно-метаморфизованных гнейсов. В результате того, что гнейсы попали в тагамит холодными, столбчатая отдельность в последних, вызванная охлаждением у контакта с ксенолитами, имеет как бы венцовый характер.

Внутренняя структура пластовых тел весьма однородна — только в их подошве породы имеют несколько более стекловатый характер, иногда отмечается флюидалность, параллельная основанию. Уплотненные включения гнейсов и других пород иногда располагаются субгоризонтально.

Пластовые тела местами переходят в вертикальные, секущие, что устанавливается как по относительному расположению отдельных выходов зювитов и тагамитов (возвышенность Парчанай-Керикете и др.), так и по особенностям внутренней структуры последних. Тагамитам таких секущих тел свойственна отчетливо выраженная тонкоплитчатая отдельность в отличие от столбчатой отдельности, характерной для пластовых тел и псевдопокровов. Тонкоплитчатая отдельность не имеет определенной ориентировки. Точно так же незакономерна и ориентировка вытянутых пор в тагамитах.

Наибольшие массы тагамитов заключены в псевдопокровах. Они сосредоточены главным образом в западном и юго-западном секторах, в меньшей степени в северном и южном. Максимальная мощность псевдопокровов может быть определена в пределах нескольких десятков метров. Сложенные ими возвышенности обладают уплощенными вершинами, покрытыми щебнем тагамитов, скальные обнажения иногда встречаются на уступах у плоских вершин или в береговых обрывах. Эти тела залегают на неровной поверхности зювитов и брекчий. Псевдопокровы более или менее однородны по всей мощности, содержат многочисленные включения гнейсов и других пород, обычно несколько более пористы и богаты стеклом в верхних частях. Характер кровли описываемых тел не установлен.



⊕ 3 ⊕ 4

физованных гнейсов; 4 - включения обломков различных пород в эвюитах и тагамитах. Протяженность обнажения около 1 км, высота - до 30-40 м.

Петрографическая характеристика

Тагамиты - массивные или пористые породы афанитового облика, насыщенные обломками пород и минералов. Размер этих обломков изменяется от 1-2 м до долей миллиметра (фототабл. IX, а, б). Крупные обломки (от первых метров до 1-2 см), содержание которых составляет около 3-5% и более, распределены равномерно обломки меньшего размера иногда образуют сгущения или концентрируются в пределах линзообразных участков и полос. Пористые тагамиты содержат до 15-20%, иногда больше, округлых или эллипсовидных вытянутых пор размером до 5-8 мм (фототабл. IX, в). В составе обломков преобладают гнейсы, реже встречаются другие породы (кварциты, известняки, доломиты, алевролиты и др.).

Под микроскопом основная масса пород состоит из буровато-коричневого, буровато-серого, красноватого или желтоватого стекла, содержащего мельчайшие нерасплавившиеся реликты минеральных частиц, что придает ей пятнистый облик (фототабл. X, а). Стекло, составляющее примерно от 95 до 75% объема пород, не содержит каких бы то ни было кристаллических вкрапленников и нередко имеет гетерогенный состав. Показатели преломления стекла в одном шлифе могут изменяться от 1,520 до 1,565, однако наиболее распространены, по данным нашим и других исследователей (Кирушина, 1959; материалы М.Н. Васильевой, К.С. Забурдина и др. за 1966-1970 г.), кислые стекла с $n = 1,520-1,537$. На отдельных участках стекло бывает совершенно прозрачным с флюидальной текстурой и лишено включений, однако чаще оно содержит микролиты, отмечаются явления девитрификации и вторичного изменения (фототабл. X, б, в). Микролиты образуют сетку иглолечек или призмочек плаггиоклаза размером до 0,2 мм, изометричных или призматических кристаллов моноклинного пироксена. Нередко плаггиоклаз образует звездчатые и сноповидные сростки, по составу он принадлежит к олигоклазу (№ 28-30) или, реже, к лабрадору (№ 50-65). Буроватый пироксен, вероятно, близок к авгиту ($cNg = 45^0$; $2v = 57-60^0$). Иногда стекло насыщено мельчайшими ксеноморфными микролитами пироксена, размер которых увеличивается вблизи включений кварца, нередко как бы обрастаемых каймой пироксена.

Наиболее характерное для тагамитов бурое, почти непрозрачное стекло с криптокристаллической структурой — результат частичной де-витрификации, при которой за счет стекла развиваются минералы группы кремнезема (кварц, вероятно, также кристобалит и др.), насыщенные железозоксидными соединениями, придающими ему темную окраску (фототабл. X, *г*). Стекло нередко замещается вторичными минералами, в числе которых могут быть названы минералы группы монтмориллонита, халцедон, реже хлорит, карбонаты и цеолиты. Эти же минералы частично или полностью заполняют поры.

Преобладающие среди обломков гнейсы и их минералы несут признаки ударного метаморфизма и плавления, охарактеризованные при описании аллогенной брекчии и зювитов. На контактах более крупных обломков гнейсов последние иногда приобретают брекчиевую или флюидальную текстуру и смешиваются с бурой стекловатой массой тагамитов, как бы растворяясь в ней (фототабл. XI, *д*). Лейкократовые минералы во включениях гнейсов (которые, так же, как и в зювитах, родственны описываемым породам) превращены в мозаичный агрегат кварца, халцедона, вероятно, также кристобалита и сноповидно-лучистого полевого шпата. Нередко здесь же присутствуют диаплектические и нормальные стекла плавления по этим минералам (фототабл. XI, *а, б, в, г*). Цветные минералы изредка встречаются в виде нерасплавившихся реликтов (биотит, ромбический пироксен), гранат обычно превращен в бурое непрозрачное землистое вещество, термические анализы которого обнаруживают присутствие железистого монтмориллонита. По определениям И.В. Ляхницкой, в описываемых породах присутствуют в небольшом количестве магнетит, ильменит, пирротин и реже пирит. Магнетит и ильменит образуют мелкие, иногда округлые зерна, отмечаются зерна магнетита с вростками ильменита. Магнетит в этих случаях нередко как бы растворяется в стекле и остается лишь ильменитовая решетка. Изредка встречаются очень мелкие (0,008–0,03 мм) сферулы с высокой отражательной способностью, похожие на самородное железо. Уточнить его диагностику не представилось возможным из-за малой величины таких выделений.

Химический состав импактитов

Химический состав импактитов Попигайского кратера иллюстрируется табл. 4, включающей результаты новых химических анализов импактитов из коллекций авторов и данные других исследователей¹. Результаты анализов указывают на сравнительное однообразие состава импактитов, отобранных в различных секторах кратера, а также на большую однородность состава тагамитов по сравнению с зювитами.

При интерпретации анализов следует иметь в виду, что во всех случаях анализировался смешанный материал, состоящий из стекла (в

¹ При чтении табл. 4 следует иметь в виду, что импактиты другими исследователями ранее названы "гуфами", "лавами", "туфлавами" и др.

той или иной степени измененного) и обломков различных пород и минералов, преимущественно из архейского основания, содержащихся в импактитах в количестве до 15–20%. Тем не менее колебания содержания тех или иных компонентов невелики. Средний состав зювитов близок к среднему составу тагамитов (табл. 5), несмотря на то что первые содержат больше включений различных пород и минералов. В табл. 5 приведен и средний состав кристаллических пород Анабарского щита, вычисленный по 39 анализам, заимствованным из работы М.И. Рабкина (1959). Близость среднего состава пород щита со средним составом импактитов указывает на источник материала, за счет плавления которого возник расплав, явившийся исходным для образования двух типов импактитов.

Попигайский кратер расположен в поле развития хапчанской и возможно, верхнеанабарской серий. Однако различия в среднем химическом составе пород этих серий и среднем составе пород других подразделений архея незначительны, особенно если учесть, что все метаморфические породы щита в той или иной степени насыщены гранитным материалом в форме различных инъекций и мигматитовых полей. В этом смысле примечательно сходство средних составов кристаллических пород Анабарского щита и кристаллических щитов вообще (табл. 6), приводимых А. Полдервартом (1957).

Импактиты Попигайского метеоритного кратера по химическому составу весьма близки к зювитам кратера Нордлингер Рис (Hörgz, 1965, и др.; см. табл. 4), которые возникли также за счет плавления варисского кристаллического основания кратера. Представление о составе этих пород дает анализ 5 табл. 4.

Судя по замерам показателей преломления, отдельные типы стекол плавления из импактитов Попигайского кратера (особенно стекол из зювитов, в меньшей степени гомогенизированных) имеют различный состав, отвечающий составу тех пород, за счет плавления которых они возникли. Используя зависимость между светопреломлением и содержанием SiO_2 , установленную для вулканических стекол (George, 1924), можно предполагать, что содержание SiO_2 в чистых стеклах зювитов и тагамитов колеблется от 50 до 63% ($n = 1,520\text{--}1,580$). Однако, как показали исследования Херца (Hörgz, 1965), чистые стекла кратера Нордлингер Рис имеют больший показатель преломления, чем это вытекает из их химизма, если сопоставлять полученные данные с кривой Джорджа. Это не позволяет использовать указанную кривую для определения содержания SiO_2 в стеклах импактитов.

Как видно из табл. 4, импактиты содержат различное количество гигроскопической воды и воды, удаляющейся при температуре выше 105° . Это связано как с различным содержанием воды, растворенной в различных типах стекол, так и (вероятно, в большей мере) с присутствием гидратизированных стекол, иногда частично замещенных монтмориллонитом и цеолитами. Следует помнить и о присутствии в породах реликтовых обломков первичных водосодержащих силикатов, в частности биотита.

Химический состав импактитов Попигайского кратера

Компонент	1	2	3	4	5	6	7
							Зювиты
SiO ₂	63,46	61,72	64,32	60,74	55,42	59,92	58,85
TiO ₂	0,65	1,04	0,89	0,88	1,08	1,13	0,96
Al ₂ O ₃	13,31	14,80	12,54	12,49	14,91	15,08	13,78
Fe ₂ O ₃	3,04	0,19	0,38	0,47	3,40	4,50	0,80
FeO	3,18	9,38	8,01	6,86	6,00	3,49	8,52
MnO	сл	0,09	0,11	0,09	0,10	0,09	0,12
MgO	4,36	2,75	2,94	3,81	3,86	2,88	3,21
CaO	6,47	3,36	3,19	4,37	4,43	3,42	3,98
Na ₂ O	1,81	2,06	1,74	1,50	1,74	1,95	1,22
K ₂ O	2,70	2,19	2,55	2,56	3,23	2,89	1,94
P ₂ O ₅	сл	0,15	0,17	0,12	0,18	0,17	0,17
H ₂ O ₁₀₅		1,35	1,53	0,41	3,67	2,70	2,72
ППП	0,62	0,40	1,38	4,47	2,02	1,92	3,40
Сумма	99,60	99,48	99,75	98,77	100,04	100,14	99,67

Компонент	1	2	3	4	5	6	7
							Тагамиты
SiO ₂	62,98	64,68	64,59	64,50	63,20	63,25	62,14
TiO ₂	0,77	0,71	0,75	0,73	0,39	0,96	1,02
Al ₂ O ₃	15,23	14,44	14,75	14,78	13,31	14,91	14,83
Fe ₂ O ₃	0,78	3,61	2,05	3,04	2,89	0,39	1,62
FeO	5,96	3,62	5,02	5,00	3,32	8,19	7,15
MnO	0,06	0,07	0,07	0,07	сл	0,12	0,12
MgO	3,65	3,71	3,21	3,20	4,63	3,02	3,01
CaO	3,27	3,67	2,36	2,37	6,62	3,03	3,05
Na ₂ O	1,98	1,56	1,23	1,25	1,92	1,89	1,89
K ₂ O	2,53	2,63	3,27	2,27	2,67	2,69	2,79
P ₂ O ₅	0,04	0,04	0,04	0,30	сл	0,15	0,16
H ₂ O ₁₀₅						0,48	1,31
ППП	2,77	1,47	2,93	2,80	0,64	0,44	0,55
Сумма	100,02	100,21	100,27	100,31	99,59	99,52	99,64

Зювиты:

По материалам М.Н. Васильевой и др. (анализ 1), А.О. Ефимова и др. (анализы 2-9), К.С. Забурдина и др. (анализы 10-12), М.Т. Кирюшиной, 1959 (анализ 13) и авторов (анализ 14). Анализ 14 выполнен в лаборатории ВСЕГЕИ Л.С. Богоявленской.

Таблица 4

8	9	10	11	12	13	14
60,60	62,92	65,68	63,52	68,46	65,22	71,40
0,99	1,20	0,60	0,57	0,60	0,69	0,54
13,70	14,78	13,03	11,77	12,17	12,59	12,58
1,18	0,88	3,07	4,61	2,67	3,20	1,04
7,44	8,19	2,04	0,79	2,26	3,34	2,34
0,11	0,10	0,03	-	0,05	0,08	0,06
3,73	3,10	3,27	3,11	3,22	2,62	1,63
3,87	3,19	3,04	3,43	3,15	4,58	1,30
1,48	2,15	1,80	1,80	1,90	1,11	2,12
2,76	2,45	2,71	1,88	2,80	2,16	2,72
0,18	0,15	0,33	0,20	0,23		
1,87	0,45				2,59	0,65
2,00	0,28	4,66	7,78	3,02	1,41	3,17
99,91	99,84	100,26	99,46	100,53	99,59	99,55

8	9	10	11	12	13	14
62,07	63,72	63,26	64,62	63,99	63,99	63,32
0,99	1,15	0,80	0,70	0,73	0,70	0,73
15,11	14,81	13,97	13,72	14,88	14,86	14,61
0,46	0,95	2,69	1,68	1,54	1,19	1,46
7,76	6,90	3,94	4,45	5,07	5,23	4,84
0,11	0,09	0,05	0,08	0,14	0,08	0,07
3,54	3,39	4,12	4,62	3,29	3,68	4,05
3,53	2,97	4,09	4,93	3,31	3,87	4,75
1,84	2,18	2,07	1,92	2,08	2,05	2,32
2,40	2,71	2,78	2,64	2,99	3,07	3,00
0,15	0,17	0,26	0,21	0,23	0,19	0,17
0,23	0,33		0,14	0,63	0,57	0,68
1,60	0,40	1,96	1,02	1,62	0,74	0,79
99,79	99,77	99,99	100,73	100,50	99,22	100,79

Тагамиты:

По материалам Л.П. Смирнова и др. (анализы 1-3), М.Н. Васильевой и др. (анализы 4, 5), А.О. Ефимова и др. (анализы 6-9), К.С. Забурдина и др. (анализы 10-14) и авторов (анализы 15-22). Анализы 15-22 выполнены в лаборатории ВСЕГЕИ Л.С. Богоявленской.

Таблица 4 (окончание)

Компонент	15	16	17	18	19	20	21	22
	Тагамиты							
SiO ₂	62,94	63,24	61,46	60,66	60,96	63,18	64,56	61,44
TiO ₂	0,68	0,68	0,72	0,68	0,72	0,72	0,68	0,72
Al ₂ O ₃	14,63	14,50	15,22	14,58	15,36	14,61	14,25	15,58
Fe ₂ O ₃	1,58	1,91	1,85	3,39	4,82	2,26	2,27	1,20
FeO	4,96	4,41	4,55	3,38	2,76	3,93	4,00	4,69
Λ	0,07	0,07	0,06	0,07	0,10	0,06	0,10	0,06
MgO	4,40	4,25	4,13	4,40	3,75	4,23	3,37	4,40
CaO	3,01	3,06	2,91	2,69	2,26	3,40	2,74	3,60
Na ₂ O	2,22	2,22	2,08	1,88	1,92	2,08	2,16	2,28
K ₂ O	2,70	2,40	2,76	2,76	2,76	2,66	2,60	2,80
P ₂ O ₅								
H ₂ O ₁₀₅	1,20	1,40	1,88	3,04	1,40	1,50	1,30	1,42
ППП	2,00	2,28	2,00	2,09	3,27	1,33	1,74	1,37
Сумма	100,39	100,42	99,62	99,62	100,08	99,96	99,77	99,62

Обращает внимание сравнительно низкая степень окисления железа в импактитах ($Fe_2O_3:FeO$ в среднем около 0,3-0,5), что значительно ниже этой величины для различных эффузивных пород, содержащих такое же количество кремнекислоты (Соловьев, 1970). Анализ чисто отобранного бледно-зеленого пузырчатого стекла из обломка в зювите, произведенный Н.Ю. Бунаковой, показал, что содержание FeO в нем составляет 5,07%, а $Fe_2O_3 = 0,78$, $Fe^{3+}/Fe^{2+} = 0,25$.

Фридман и др. (Friedman et al., 1960) установили, что величина отношения Fe^{3+}/Fe^{2+} при нагревании различных материалов до 2500° при атмосферном давлении кислорода приближается к равновесному значению, равному 0,4. Поскольку это отношение для рассматриваемого стекла значительно ниже, можно предполагать, что давление кислорода при плавлении здесь было меньше 1/5 атм. По сравнению с соотношением Fe^{3+}/Fe^{2+} в исходных кристаллических породах стекло Пошигайского кратера в целом (как и импактиты) характеризуется меньшей степенью окисления. Такие же соотношения окисного и закисного железа установлены соответственно в стеклах Риса и кристаллических породах, за счет плавления которых они возникли (Högz, 1965). Это указывает на весьма высокую температуру плавления материала, при которой происходило восстановление Fe_2O_3 до FeO. Интересно, что в импактитах по сравнению с исходными породами уменьшается отношение $Na_2O:K_2O$ что известно и в ряде других метеоритных кратеров.

Таблица 5

Средний химический состав импактитов и пород кристаллических щитов

Компонент	Попигайский кратер*				Средний состав кристаллических пород		Зювиты кратера Нордлингер Рис****	
	Зювиты		Тагамиты		Анабарский щит**	Щиты в целом***	\bar{x}	σ
	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ				
SiO ₂	63,11	4,03	63,13	1,22	64,4	64,4	64,04	1,15
TiO ₂	0,84	0,23	0,76	0,15	0,6	0,6	0,78	0,10
Al ₂ O ₃	13,39	1,12	14,68	0,53	16,6	15,5	15,28	0,80
Fe ₂ O ₃	2,10	1,56	1,99	1,08	2,4	1,8	1,42	0,72
FeO	5,13	2,91	4,97	1,44	3,1	2,8	2,39	1,26
MnO	0,075	0,037	0,079	0,028	0,1	0,1	0,08	0,03
MgO	3,17	0,66	3,82	0,52	2,3	2,0	1,71	0,92
CaO	3,70	1,14	3,43	0,99	4,2	3,8	3,98	0,54
Na ₂ O	1,73	0,31	1,96	0,29	3,1	3,5	3,59	0,68
K ₂ O	2,54	0,38	2,72	0,23	3,0	3,3	3,50	0,76
H ₂ O ₁₀₅								
+ППП	3,89	2,01	2,31	1,12			2,72	1,05
Сумма	99,67		100,01		100,0	100,0	100,14	
Число анализов	14		22		39		17	

* По данным табл. 4.

** По данным М.И. Рабина (1959), в пересчете на 100% без воды.

*** По А. Поддверту (1957), в пересчете на 100% без воды.

**** По Engelhardt, Stöffler, 1968.

Физические свойства ударно-метаморфизированных пород и импактитов

В петрофизической лаборатории ВСЕГЕИ была определена плотность и магнитная восприимчивость различных пород Попигайского кратера и осадочных, изверженных и метаморфических пород из его окружения (табл. 6).

Плотность не деформированных взрывом пород осадочного чехла близка средним значениям этих величин, приводимых Д.И. Саврасовым (1967) для прилегающих районов:

Породы и возраст	σ , г/см ³
Синийские (протерозойские) кварциты, доломиты, известняки	2,70-2,75
Кембрийские доломиты, известняки, мергели	2,55-2,65
Ордовикские известняки, мергели, аргиллиты	2,40-2,50
Силурийские известняки и доломиты	2,50-2,55
Пермские песчаники и алевролиты	2,20-2,40
Триасовые долериты	2,90-2,92

Таблица 6

Средние значения плотности и магнитной восприимчивости осадочных, изверженных и метаморфических пород района Попидайского кратера

Породы и их возраст	Число образцов	σ , г/см ³			$\chi \cdot 10^{-6}$ СГС	
		Интервалы значений	$\bar{\chi}$	S	Интервалы значений	$\bar{\chi}$
Кристаллические породы						
архея	32	2,26-3,66	2,83	0,25	0-2700	70
Кварциты протерозоя	22	2,34-2,62	2,51	0,08	0-90	10
Известняки и доломиты кембрия	26	2,00-2,82	2,67	0,17	0	0
Песчаники и алевролиты перми	7	2,01-2,52	2,23	0,18	0-10	5
Долериты триаса	7	2,86-2,47	2,91	0,06	270-955	660

Точно так же близки плотность и магнитная восприимчивость кристаллических пород (Саврасов, 1967):

Серии кристаллических пород	$\chi \cdot 10^{-6}$ СГС	σ , г/см ³
Далдынская	2500	2,90
Верхнеанабарская	1800	2,76
Хапчанская	1100	2,80

По результатам измерений образцов гнейсов, взятых из аллогенной брекчии и не несущих видимых признаков ударного метаморфизма (в том числе и в шлифах), их магнитная восприимчивость ниже (около $10-200 \chi \cdot 10^{-6}$ СГС) по сравнению с магнитной восприимчивостью

образцов, отобранных из гнейсовых толщ за пределами кратера (реки Налим-Рассоха, Игирэ-Далдын и др.). Магнитная восприимчивость последних такая же (около 1200-2700 $\chi \cdot 10^{-6}$ СГС), какая была получена и по данным измерений, проведенных Д.И. Саврасовым в прилегающих с юга районах шита. В табл. 6 помещены усредненные значения магнитной восприимчивости для неизмененных гнейсов, взятых из аллогенной брекчии и из гнейсовых толщ вне кратера. Пониженные значения магнитной восприимчивости для пород, испытавших ударные нагрузки, которые были относительно невелики и не привели к сколько-нибудь заметному преобразованию слагающих их минералов, указывают на то, что магнитные свойства изменяются даже при небольшой величине таких нагрузок.

Гораздо более значительные изменения магнитных свойств, а также величины плотности пород происходят при их ударном метаморфизме

Таблица 7

Средние значения плотности (σ) и магнитной восприимчивости (χ) ударно-метаморфизованных пород и импактитов Попигайского кратера

Группа пород	Число образцов	σ , г/см ³			$\chi \cdot 10^{-6}$ СГС	
		интервал значений	$\bar{\chi}$	S	интервал значений	$\bar{\chi}$
Ударно-метаморфизованные кристаллические породы из аллогенной и аутигенной брекчий	70	2,14-2,88	2,57	0,19	0-520	30
Псевдотахилиты	16	1,67-2,58	2,35	0,22	10-290	70
Включения ударно-метаморфизованных и частично расплавленных кристаллических пород в импактитах	45	2,02-2,46	2,43	0,18	0-165	35
Массивные тагамиты	82	2,10-2,92	2,48	0,28	5-160	40
Пористые тагамиты	13	1,62-2,76	2,11	0,33	10-40	25
Витрокластические зювиты (спекшиеся)	15	2,08-2,83	2,41	0,17	0-110	35
Витрокластические (туфовидные) и литовитрокластические зювиты	14	1,87-2,43	2,13	0,17	10-50	25
Грановитрокластические (мелкообломочные) зювиты	17	1,87-2,97	2,12	0,32	30-520	90
То же, крупнообломочные	15	2,06-2,66	2,31	0,19	20-420	125
Коптокластиты (цемент аллогенной брекчии)	8	1,40-2,26	2,07	0,11	20-55	45

(табл. 7), который устанавливается как по их внешнему облику, так и микроскопическими исследованиями. Образцы гнейсов, отобранные из аллогенной и аутигенной брекчий, обладают пониженными плотностями ($\sigma = 2,57 \text{ г/см}^3$) и, особенно, магнитной восприимчивостью (в среднем около 30×10^{-6} СГС) по сравнению с аналогичными недеформированными породами. Д.И. Саврасов указывает, что милониты и катаклазиты по кислым породам обладают пониженными плотностями и магнитной восприимчивостью ($\sigma = 2,65 \text{ г/см}^3$, $\chi \cdot 10^{-6}$ 470 ед. СГС). Ударно-метаморфизованным гнейсам свойственны более низкие значения этих величин, что свидетельствует о весьма существенных преобразованиях вещества, происходящих при ударных нагрузках больших энергий по сравнению с явлениями дробления пород при тектонических процессах в земной коре.

Рассмотренные породы относятся к первой и второй ступеням ударного метаморфизма (см. табл. 1). Более интенсивными преобразованиями отличаются гнейсы, испытавшие метаморфизм третьей и четвертой ступеней, в которых значительная часть слагающих их минералов подверглась плавлению. В этом отношении показательны псевдотахилиты, встречающиеся в глыбах гнейсов в аллогенной брекчии, которые обладают еще более низкими значениями плотности и почти такой же низкой магнитной восприимчивостью, как и ударно-метаморфизованные гнейсы. По этим свойствам они достаточно близки к включениям гнейсов в импактитах. Как уже было отмечено, минералы этих включений частично превращены в различные стекла, что и объясняет дальнейшее уменьшение плотности этих пород по сравнению с ударно-метаморфизованными гнейсами, не испытавшими плавления.

Плотность и магнитная восприимчивость гнейсов из включений очень сходны с аналогичными свойствами тагамитов, в частности, с их плотной разновидностью. Это вытекает из особенностей происхождения тагамитов, которые представляют собой застывший расплав, возникший за счет плавления пород фундамента.

Различные типы и разновидности зювитов несколько различаются между собой, но в целом их плотность ($\sigma = 2,12-2,41 \text{ г/см}^3$) ниже, чем плотность тагамитов; по магнитной восприимчивости существенных отличий от этих пород не отмечается.

Наиболее низкими значениями плотности обладают коптокластиты, в том числе слагающие цемент аллогенной брекчии (σ около $2,0 \text{ г/см}^3$).

Перечисленные особенности магнитных и плотностных свойств, заполняющих кратер пород, так же как и брекчированных пород гнейсового основания кратера, по сравнению со свойствами недеформированных пород, окружающих кратер, могут объяснить наблюдаемые в его пределах отрицательные магнитную и гравитационную аномалии, возникновение которых обусловлено самим процессом образования кратера. В этом смысле эти аномалии принципиально отличаются от других аномальных полей отдельных участков земной коры, обусловленных эндогенными и экзогенными процессами.

ВОЗРАСТ КРАТЕРА

Геологический возраст процесса образования Попигайского кратера определяется, с одной стороны, возрастом наиболее молодых деформированных горных пород (как по периферии кратера, так и включенных в виде обломков в аллогенную брекчию), а с другой — возрастом наиболее древних осадочных образований, перекрывающих аллогенную брекчию и импактиты.

Согласно данным М.Т. Кирюшиной (1957, 1959) в обломках пород в "туфобрекчиях" была встречена окаменелость *Pseudomonotis* (*Euomorphotis*) (?) cf. *lenaensis* Lah., руководящая для ааленского яруса средней юры. В обломках песчаников в аналогичных брекчиях Л.П. Смирновым (1962) были найдены *Aucella sibirica* Sok., *Belemnites anabarensis* Pavl., *Ostrea anabarensis* Bodyl., *Euryptychites* sp., характеризующие средний и верхний валанжин. На р. Попигай в 3–7 км выше фактории в глыбах и обломках песчаников, включенных в аллогенную брекчию, нами была собрана фауна *Modiola sibirica* Bodyl., *Tellina* (?) sp. indet., *Astarte* sp. indet., *Pecten* sp. *Belemnitella* sp., характерная, по определениям А.А. Якушиной (ВСЕГЕИ), для валанжина, Л.П. Смирнов (1962) указывает, что в породах этого обнажения и на р. Намсик-Далдын в аналогичных породах содержатся аптские, альб-сеноманские, сеноманские и туронские спорово-пыльцевые комплексы.

Как отмечает М.Т. Кирюшина (1959), обломки древесины в "туфах" и "туфобрекчиях" обычно углефицированы, поэтому с учетом времени, необходимого для захоронения древесины и ее углефикации, можно предполагать, что образование "туфов" произошло значительно позже альб-сеномана, возможно, даже в кайнозое.

В песках, галечниках, илистых суглинках, широко развитых в восточной части котловины и перекрывающих "туфогенные образования", М.Н. Васильев и А.О. Ефимов и др. отметили присутствие характерной пыльцы третичных деревьев (*Tsuga*, *Abus*), а также широколиственных пород (*Juglans*, *Fagus*, *Tilia*, *Carpinus*, *Corylus*, *Ilex*). В этих отложениях содержатся переотложенная мезозойская пыльца и переотложенные диатомовые водоросли, представленные морскими палеогеновыми видами. Эти данные позволили М.Н. Васильевой и др. датировать отложения, перекрывающие "туфы", не древнее, чем плиоцен.

Таким образом, по геологическим данным (которые нужно еще уточнить) интервал времени образования кратера заключен между концом мела — палеогеном и плиоценом.

Результаты определения радиологического возраста импактитов и псевдотахилита аргон-калиевым методом

№ пробы	Порода	K, %	Ar ⁴⁰ рад, мм ³ /г	Ar ⁴⁰ рад / Ar ⁴⁰	Возраст, млн. лет
828м	Пористый тагамит из жилы в коптокатаклазите, стекло бурое, содержит микролиты	1,45	0,00238	0,421	43
840а	Пористый тагамит из рукавообразного тела, стекло содержит микролиты	1,41	0,00218	0,496	41
1619в	Пористый тагамит из рукавообразного тела, со свежим стеклом	4,48	0,00502	0,734	29
1713а	Массивный тагамит из пластового тела, стекло частично замещено монтмориллонитом	2,30	0,00410	0,357	46
1798а	Пористый тагамит из жилы в аутигенной брекчии, стекло содержит микролиты	1,44	0,00173	0,180	31
V в	Пемзовидная бомба стекла из зювита, стекло частично замещено монтмориллонитом	2,46	0,00392	0,456	42
822м	Черное стекло из линзы псевдотахилита в гнейсе	2,26	0,0222	0,923	242

Примечание. Постоянные распада K⁴⁰: $\lambda_K = 0,557 \cdot 10^{-10}$ лет⁻¹;

$\lambda_\beta = 4,72 \cdot 10^{-10}$ лет⁻¹

Ошибка определения возраста меньше 10%.

Дополнительные указания на время образования Попигайского кратера дают данные аргоновых определений радиологического возраста по валовым пробам импактитов (тагамитов), рассматривавшихся как давы среднего и основного состава.

По данным М.Н. Васильевой за 1966 г. - 1968 г., радиологический возраст "андезитовых порфиритов" составляет 28,8 млн. лет ($Ar = 0,0032\%$, $K = 2,6\%$, определения выполнены в Институте геохимии СО АН СССР). Л.В. Фирсов (1970) приводит четыре определения возраста "базальтоидов" - 40, 45, 40 и 45 млн. лет.

В лаборатории ВСЕГЕИ Л.К. Левский провел шесть определений возраста импактитов аргоновым методом (табл. 8).

Так как все тагамиты содержат то или иное количество включений, в том числе и включений обломков полевых шпатов и биотита из пород архея, радиологический возраст которых, по данным аргонового метода, составляет около 2000 млн. лет и более (Крылов, и др., 1963, и др.), по-видимому, следует принимать минимальные цифры возраста. Эти цифры относятся к породам, где число таких включений минимально, или же к породам, которые испытывали сравнительно медленное остывание, обеспечивающее полное улетучивание "древнего" радиогенного аргона из обломков минералов и стекол. На возможность сохранения значительных количеств аргона в апогнейсовых стеклах (псевдотахилитах), испытавших лишь кратковременный нагрев, указывает анализ 822м (см. табл. 8). Этот образец был взят из мало-мощной (около 1 м) линзы псевдотахилитов в ударно-метаморфизованных гнейсах, залегающих в виде крупной глыбы в аллогенной брекчии.

Приведенные данные радиологических определений возраста позволяют принять минимальную цифру 29-30 млн. лет как наиболее вероятный нижний предел времени образования кратера. Этому в целом не противоречат и геологические материалы. Не исключено, что исследования по уточнению времени образования кратера установят его несколько более молодой возраст, чем граница палеогена и неогена, как это вытекает из радиологических датировок. Имеющиеся данные в целом дают возможность отнести время образования кратера к началу неогена.

ПРЕДВАРИТЕЛЬНАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ РЕЗУЛЬТАТОВ ИССЛЕДОВАНИЙ

ДРЕВНИЕ МЕТЕОРИТНЫЕ КРАТЕРЫ НА ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ И СРАВНЕНИЕ ИХ С ПОПИГАЙСКИМ КРАТЕРОМ

В настоящее время на земной поверхности выявлено около 130 структур, возникновение которых, видимо, связано с падением космических тел, причем более чем в 50 из них установлены различные признаки, характерные для метеоритных кратеров. В статье Н. Шорта и Т. Банча (Short, Bunch, 1968) приведен перечень этих структур и перечислены обнаруженные в них признаки метеоритного удара. К их числу обычно относят особенности геологической обстановки и топографии, морфологии объекта и его внутреннего строения, включая характер слагающих его пород и их соотношения, петрографические и минералогические признаки, особенности геофизических полей (Зоткин, Цветков, 1970).

Важное диагностическое значение для структур, утративших морфологические особенности кратеров, имеют петрографо-минералогические признаки, указывающие на то, что горные породы испытали кратковременное воздействие очень высоких давлений и температур. К числу таких наиболее важных признаков относится нахождение высокобарических фаз кремнезема (коэсит, стиповерит), лешательерита, маскелинита и других диаплектических стекол, диаплектических минералов (минералов с планарными элементами, пониженным двупреломлением и др.), конусов разрушения. Помимо отмечаемых Шортом и Банчем высокобарических фаз кремнезема, присутствие которых указывает на то, что породы испытали интенсивное ударное воздействие, следует также отметить возможность обнаружения в метеоритных кратерах высокобарических фаз других соединений — рингвудита, установленного в одном из метеоритов (Binns et al., 1969), жадеита, выявленного в маскелините кратера Рис (James, 1969).

Если использовать приведенные Шортом и Банчем признаки в качестве критериев отнесения круговой структуры к древнему метеоритному кратеру, то в число таких признаков для Попигайского кратера будут входить: 1) ясно выраженные морфологические признаки; 2) интенсивные деформации пород; 3) геофизические аномалии; 4) присутствие "изверженных" пород — импактитов; 5) присутствие мегабрекчий с крупными обломками; 6) признаки ошлакования пород и куски стекла; 7) наличие инъекционных жил брекчий; 8) наличие конусов разрушения;

9) присутствие лешательерита; 10) присутствие маскелинита; 11) присутствие зювитовых брекчий; 12) присутствие псевдотахилитов; 13) явления перекристаллизации; 14) присутствие стекол плавления; 15) разложение рудных минералов в стеклах; 16) присутствие минералов с неупорядоченной структурой (тегоморфных); 17) пятнистое и аномальное угасание минералов; 18) ударный кливаж; 19) несколько систем планарных элементов в кварце; 20) микротрещины, не связанные с кристаллографическими элементами; 21) ленты смятия в минералах¹.

Следует также считать важными признаками метеоритно-взрывной природы Попигайского кратера явления радиального смещения осадочных пород в форме надвигов, существование языков выплавления и дальних выбросов ударно-метаморфизованных пород, существование полукольцевого (кольцевого?) поднятия основания внутри кратера. Весьма существен ряд петрографических признаков (негомогенность стекол, их различный состав, явления "растворения" пород родственных включений, соответствие составов их и импактитов, изменение физических свойств ударно-метаморфизованных и переплавленных пород, нехарактерное для тектонитов и др.) и, наконец, присутствие высокобарических фаз, заключенных в породах, испытавших наиболее сильные ударные нагрузки и плавление. Может быть перечислен и ряд других второстепенных признаков.

Как показывают исследования, падения и взрывы метеоритов на земной поверхности имеют определенное значение в качестве специфического, хотя и редко проявляющегося геологического агента (French, 1968; Взрывные кратеры..., 1968, и др.). Это положение иллюстрируют крупные метеоритные кратеры, достигающие в диаметре нескольких десятков километров, обладающие некоторыми особенностями, отличающими их от кратеров меньших диаметров (до 10 км); иногда они называются сложными кратерами. Попигайский метеоритный кратер также принадлежит к этой группе и является одним из крупнейших среди структур такого происхождения, установленных в настоящее время. Согласно перечню Шорта и Банча, в десятку наиболее крупных структур входят Маникуаган (Канада) - 61 км, Седбери (Канада) - свыше 60 км, Ришат² (Мавритания) - 50 км, Вредефорт (Южная Африка) - свыше 40 км, Ла Мальбе (Шарлевуа, Канада) - 37 км, Карсуэлл (Канада) - 34 км, Западный и Восточный Клируотер (Канада) - 30 и 26 км, Мэнсон (Северная Америка) - 31 км, Рис (ФРГ) - 24 км.

Главнейшая особенность сложных кратеров (диаметром более 10 км) - наличие центрального поднятия основания ("центральной горки"), а также одного или нескольких кольцевых или полукольцевых

¹ В последнее время в импактитах Попигайского кратера авторами и другими исследователями установлен также коэзит (Зап.Всес.Минер. об-ва, 1974, т. 103, № 1).

² По данным Дитца и др. (Dietz et al., 1969), отождествление структуры Ришат с метеоритным кратером ошибочно (прич. авторов).

поднятий. В таких структурах широко развиты импактиты, которые нередко принимаются за изверженные породы.

Нет необходимости повторять описания отдельных круговых морфоструктур, рассматриваемых как результат падения и взрыва крупных метеоритов и описанных в ряде работ зарубежных исследователей. Следует несколько подробнее остановиться лишь на кратере Нордлингер Рис, который весьма близок к Попигайскому кратеру по ряду особенностей строения и состава выполняющих его пород.

Многочисленные всесторонние исследования, проведенные в последнее десятилетие (Shoemaker, Chao, 1961; Preuss, 1964, 1969; Engelhardt, 1965, 1967a, б; Engelhardt und and., 1967; Schüller, Otteman, 1963; Stöffler, 1965, 1967; Hürz, 1965; El.Goresy, 1964, 1969, и др.), привели к однозначному и неоспоримому суждению о метеоритном происхождении кратера Нордлингер Рис, регулярные исследования которого начались еще в середине XIX в. Специальный выпуск *Geologica Bavarica* (№ 61, 1969) посвящен этому кратеру.

Рис, или Нордлингер Рис, находится вблизи города Нордлинга (Бавария) и представляет собой приблизительно округлую в плане котловину диаметром 24 км с плоским дном, окруженную с юга и севера высокими (до 500–600 м) холмами. Внутренние части котловины и ее окраины сложены беспорядочным нагромождением сильно деформированных и перемешанных пород кристаллического фундамента (гранитами, гнейсами и др.) и осадочных мезозойских и нижнетретичных отложений. Мощность слоя этой обломочной массы очень различная (до 100 м), местами она уничтожена эрозией и сохраняется лишь в углублениях. В центральной части котловины эта брекчия перекрыта верхнемиоценовыми тонкослоистыми глинами и мергелями, отложениями бывшего кратерного озера мощностью до 350 м.

Окружающая кратер зона шириной в несколько километров сложена такими же раздробленными породами в виде отдельных блоков и надрывных чешуй. На расстоянии до 60 км от центра кратера и иногда далее встречаются выброшенные из него блоки и глыбы пород. По составу и по особенностям преобразований, происходивших до и после выброса, породы Риса расчленяются на ряд типов (Hütner, 1969; Treibs, 1969). Пестрая обломочная масса (*Bunte Trümmermassen*) состоит из пород, которые были распространены в области котловины. Это фрагменты кристаллического фундамента, а также нижнетриасовых, юрских и третичных карбонатных и терригенных пород. Величина отдельных глыб в этой массе может достигать 1 км. Местами эти породы находятся в первоначальном стратиграфическом положении, однако в ненормальном наклонном или перевернутом залегании. Для них характерна также текстура грис (*Gries*), т.е. породы состоят как бы из мелких распадающихся кусочков. Мелкообломочная масса, цементирующая глыбы, называется пестрой брекчией (*Bunte Breccie*). В том случае, если брекчия состоит в основном из остроугольных обломков пород кристаллического фундамента различной величины, она называется пестрой кристаллической брекчией (*Bunte Kristallinbreccie*). Последняя образует жиллообразные тела в дислоцированных гнейсах и встре-

чается в виде небольших неправильных тел внутри пестрой обломочной массы.

Особое место среди образований Риса занимают зювиты, включающие обломки пород фундамента и мезозойских отложений, частично расплавленных или спекшихся, а также бомбы стекла. Зювит лежит на пестрой брекчии, мощность его достигает 400 м. Обломкам пород в брекчии и в зювитах присущ весь набор признаков ударного метаморфизма и плавления.

Важная особенность структуры кратера — его "двуслойное" строение, а также наличие полукольцевого поднятия основания (Preuss, 1964, и др.). Внутренняя воронка кратера в кристаллических породах имеет диаметр около 10 км. В 4,5–6 км от центра кратера располагается полукольцевое поднятие брекчированного основания. Внешняя воронка диаметром 21–24 км находится в породах осадочного чехла, в ее пределах и залегают смещенные блоки пород чехла и клиппены. Остатки вала находятся в 10–12 км от центра. Судя по данным бурения и геофизических исследований, до основания кратера глубина около 2,2 км. Возраст кратера принимается в 14,7–14,8 млн. лет.

Попигайский кратер в отличие от кратера Рис и других подобных структур характеризуется весьма широким развитием импактитов, в том числе их массивной разновидности. В этой связи целесообразно затронуть вопрос о так называемом триггерном вулканизме, т.е. вулканизме, возбуждаемом сверхмощным взрывом метеорита (Ронка, 1968, и др.).

Исходя из ориентировочных расчетов (Baldwin, 1963, и др.), даже при таком взрыве, который привел к образованию Попигайского кратера, мощность раздробленных пород под его основанием оказывается меньше, чем мощность земной коры в этом районе (около 40 км), что не дает оснований допускать возможности выхода подкорковых магматических масс на поверхность. Кроме того, невероятно, что под корой на таких глубинах постоянно присутствует расплав. Понижения давления в глубинах земной коры, возникающего после взрыва, явно недостаточно для того, чтобы какая-то часть подкорового субстрата внезапно расплавилась. Действительно, в Попигайском кратере нет признаков подъема глубинной магмы к поверхности. Наблюдаемые здесь туфоподобные и лавоподобные импактиты лишь имитируют состав, текстуру и условия залегания вулканических пород.

Как известно, интрузив Седбери иногда рассматривают как результат проявления такого триггерного магматизма. Поскольку породы кровли и подошвы интрузии Седбери несут явные признаки ударного метаморфизма и плавления (конусы разрушения, брекчии со стеклом, лаварные элементы и др.), можно предполагать, что структура этого кратера и зона трещиноватых пород в его основании сыграли роль магмоподводящего канала и структурной ловушки для рудоносного интрузива, однако, причинная связь образования кратера и подъема рудоносной магмы пока не установлена (French, 1968, и др.).

Помимо описанного в настоящей работе Попигайского кратера на территории СССР имеется ряд крупных объектов, которые могут рас-

сматриваться как древние метеоритные кратеры. Эти объекты, однако, не подвергались специальному изучению под таким углом зрения.

Происхождение этих морфоструктур вызывало многочисленные споры. В большинстве случаев они считались вулканическими и крипто-вулканическими образованиями или же образованиями, связанными с тектоническими и эрозионными процессами. Их нередко сравнивали с некоторыми структурами, которые в последнее время идентифицированы как древние метеоритные кратеры (Рис, Штейнхейм, Джепта Ноб, Уэллс Крик и др.). Лишь по отношению к некоторым из таких объектов были высказаны предположения, что они обусловлены взрывами метеоритов. К ним относятся район Пучеж-Катунских дислокаций в Горьковской области (Фирсов, 1965), Карская впадина на Пай-Хое, Болтышская впадина на Украинском щите и впадина озера Янисъярви в Карелии.

Ознакомление с геологическими описаниями, коллекциями и шлифами по ряду объектов, любезно предоставленными нам Н.А. Созиновым (Пучеж-Катунская структура), З.Г. Ушаковой (Пучеж-Катунская структура, озеро Янисъярви, Калужская структура), А.П. Никольским (Болтышская впадина), Н.А. Румянцевой и М.А. Масловым (Карская впадина) и другими исследователями, наряду с анализом литературных источников позволило получить данные, подтверждающие предположения о метеоритно-взрывном характере этих морфоструктур.

Согласно данным Л.В. Фирсова (1965), обобщившего многочисленные опубликованные материалы по району Пучеж-Катунских дислокаций, структура представляет собой пологую воронку в горизонтально залегающих отложениях палеозоя (кембрий-пермь) и раннего триаса, имеющих общую мощность около 2 км. Диаметр воронки около 80 км, она несколько вытянута в восток-северо-восточном направлении. Воронка выполнена раздробленными и перемятыми палеозойскими и триасовыми породами, в которые включены крупные отторженцы (до нескольких сот метров) и блоки тех же пород. Глубина воронки около 500-600 м, возможно до 1 км. К ее центру размеры обломков и глыб увеличиваются. Брекчии и смятые породы перекрыты осадочными породами верхней юры и мела, образующими мульду размером около 40 × 60 км, в центре ее мощность этих пород около 400 км.

Этот район хорошо изучен глубокими скважинами. В центре воронки выявлена гнейсовая брекчия, тело которой имеет в плане около 20 × 30 км, по периферии гнейсовая брекчия переходит в деформированные породы палеозоя. В центре структуры мощность гнейсовой брекчии превышает 850 м; можно предполагать, что эта брекчия имеет мощность до 2 км и опускается здесь до кристаллического фундамента платформы. С глубиной размер глыб и обломков в брекчии возрастает. Вырисовывается незначительное поднятие брекчированного фундамента в центре воронки.

Проведенный нами просмотр шлифов показал, что в составе брекчии докембрийских кристаллических пород в скважине Ленино-3 и в других скважинах (так называемый Воротиловский выступ), расположенных в центральной части воронки, встречаются катаклазиты со стеклом, брек-

чий зювитового типа с обломками диаплектического кварца и плагиоклаза, а также полосчатые плейчатые импактитовые стекла (псевдо-тахилитового облика), развитые в виде жилок и линз в амфиболитах и гнейсах. Весьма характерно присутствие зерен кварца с несколькими системами планарных элементов, а также диаплектического стекла по плагиоклазу. Все эти признаки ударного метаморфизма свидетельствуют о метеоритной природе Пучеж-Катункского кратера, возникшего примерно 180 млн. лет назад.

По данным А.П. Никольского (1969), обобщившего результаты геологосъемочных и разведочных работ, Болтышская впадина, находящаяся в 30 км севернее Кировограда и выявленная при бурении, имеет в диаметре около 25 км. Ее округлая форма была подтверждена и геофизическими исследованиями. Днище впадины располагается на 600 м ниже поверхности пород докембрийского кристаллического фундамента, залегающих вне впадины на глубине 70-100 м под рыхлыми кайнозойскими отложениями. Впадина заполнена толщей меловых (?) - палеогеновых озерных отложений, содержащих пласты горючих сланцев, под которыми развиты образования, трактуемые А.П. Никольским и некоторыми другими авторами как вулканические породы трахидаит-трахипаритового состава. Они развиты в центральной части впадины в зоне радиусом около 6 км, мощность их несколько десятков метров. В центре впадины отмечается поднятие кристаллических пород фундамента поперечником около 2-4 км. Одной из глубоких скважин, расположенной в стороне от центра, под вулканическими породами на глубине 780 м были вскрыты перемежающиеся калиевые граниты основания впадины, брекчии и катаклазиты, пронизанные жилами стекловатых пород.

По данным А.П. Никольского, богатые порами вулканические породы состоят преимущественно из стекла, заключающего многочисленные включения гранитов (главным образом микроклиновых) и их минералов, несущих признаки плавления. Размеры крупных обломков превышают несколько метров, они содержат жилки и линзы стекла. Местами происходит раскристаллизация основной массы пород с образованием микролитов гиперстена и плагиоклаза. Наблюдаются также низкотемпературные гидротермальные преобразования с возникновением карбонатов, цеолитов, гидрослюд. Предполагается, что вулканические породы как бы унаследовали состав окружающих гранитов в результате магматического замещения.

В пределах впадины и на ее бортах местами развиты отложения, принимаемые за морену и включающие глыбы и обломки гранитов до 5-10 м в поперечнике, цементирует их мелкообломочный материал.

Радиологическое датирование стекол указывает на их минимальный возраст около 70 млн. лет (аргоновый метод). Ознакомление с коллекцией шлифов из скважин показало, что так называемые вулканические породы могут рассматриваться как массивные импактиты. Они нередко пористы, обладают микролитовой структурой основной массы, лишены вкрапленников. Граниты, включенные в них в виде обломков, а также залегающие под ними, несут признаки плавления и ударного

метаморфизма, что выражается в дроблении, наличии многочисленных планарных элементов в кварце, понижении двупреломления кварца и плагноклаза, появлении ударных двойников и участков изотропизированного андезина и калиевого полевого шпата. Мелкие обломки кварца в импактатах часто имеют диаплектический характер. В них встречаются также многочисленные обломки тонкокристаллических кварц-полевошпатовых пород, представляющих собой перекристаллизованные диаплектические кварцевые и полевошпатовые стекла. Все это позволяет рассматривать Болтышскую впадину как древний метеоритный кратер, возникший в конце мезозоя — начале кайнозоя¹.

Район Карской впадины на севере Пай-Хоя неоднократно описывался в литературе (Рысюков, 1939; Хабаков, 1945); Еномян и др., 1970; В.Н. Смирнов, А.М. Иванова и др.). Диаметр впадины, почти полностью перекрытой рыхлыми четвертичными отложениями, около 50 км. В рассматриваемом районе развиты складчатые палеозойские отложения (девон-пермь), пронизанные диабазами и имеющие северо-западное простирание. Из-под рыхлых отложений в центре и по периферии впадины местами выступают залегающие на деформированных породах палеозоя брекчии и пористые "лавы", возраст которых определяется как кайнозойский, поскольку в состав брекчий включены обломки с фауной позднего мела.

В просмотренных нами шлифах брекчий и пористых лав из этого района встречены обломки кварцитов с характерными признаками ударного метаморфизма: зерна кварца кливажированы, смяты, а местами обнаруживают планарные элементы в виде пересекающихся систем тонких параллельных трещин или полосок.

Лавоподобные породы и брекчии, включающие обломки стекол и различных осадочных образований, могут рассматриваться как импактиты и, в частности, зювиты. Стекла слабо раскристаллизованы, часто пущырчатые, лишены вкрапленников, в целом имеют состав, приближающийся к андезитовому, но иногда пересыщены глиноземом.

В образцах меловых песчаников из этого района, хранящихся в ЦНИГР Музее им. Чернышева (коллекция О.Л. Эйнора), нами были обнаружены конусы разрушения высотой от 2-3 до 10-15 см. Все эти признаки позволяют говорить о том, что и Карская депрессия представляет собой метеоритный кратер, который образовался в послемеловое время.

Впадина озера Янисъярви, находящегося к северу от Ладожского озера, в поле развития кристаллических сланцев ладожской серии протерозоя рассматривается М. Денсом (Denise, 1971) как астроблема. Это заключение основано на данных П. Эскола (Escola, 1921) о близости состава развитых здесь "дацитов" к валовому составу кристаллических сланцев, обломками которых они насыщены, а также на сопо-

¹ Предположения о метеоритной природе Болтышской впадины были высказаны независимо Г.М. Карповым, В.А. Голубевым, В.А. Папавиченко на основании анализа геологической обстановки

ставлении с аналогичными структурами в Финляндии и Швеции, где обнаружены признаки ударного метаморфизма и коэсит. Округлая впадина озера Янисъярви имеет в поперечнике несколько более 15 км, импактиты ("дациты") выступают на островах почти в центре озера и на западном берегу.

Ознакомление со шлифами "дацитов" показало, что в их микрокристаллической гетерогенной основной массе (плаггиоклаз, кварц, гиперстен, биотит, рудные минералы), лишенной вкрапленников, заключены обломки перекристаллизованных кварц-полевошпатовых пород (вероятно, образовавшихся по диаплектическим кварцевым и плаггиоклазовым стеклам), а также обломки кварца с системами планарных элементов, что указывает на ударный метаморфизм и плавление пород.

По материалам З.Г. Ушаковой, радиологический возраст описываемых пород составляет 700–800 млн. лет (аргоновый метод). Есть все основания считать, что впадина Янисъярви представляет собой докембрийскую астроблему, значительно модифицированную последующими процессами эрозии, в том числе и ледниковыми¹.

Калужская структура (Петров, 1970; Кацман, Тихомиров, 1962; и др.), располагающаяся непосредственно к северо-западу от Калуги, имеет округлые очертания, в поперечнике она около 13 – 15 км. По геофизическим данным и бурению эта структура погребена под отложениями верхнего девона и вышележащими. Она вырисовывается как впадина в кристаллическом фундаменте и перекрывающих его отложениях валдайской серии (венд) и среднего девона глубиной до нескольких сот метров. Эти отложения интенсивно деформированы в кольцевой зоне по периферии впадины. Брекчии с обломками этих пород образуют кольцевой вал, возвышающийся на 70–300 м над днищем впадины и на 150–200 м над первоначальной поверхностью отложений среднего девона, которые в виде обломков входят в состав брекчии. Далее в стороны от вала брекчия перекрывает недеформированные отложения валдайской серии и среднего девона. В 3–7 км от вала впадину окружает пологая кольцевая депрессия, вырисовывающаяся по кровле одного из осадочных горизонтов. В центральной части впадины развита толща "вулканогенных" пород среднего состава (район дер. Мстихино) мощностью около 90 м, по радиологическим данным возраст этих пород отвечает силуру – нижнему девону.

Проведенные нами микроскопические исследования шлифов из скважины Мстихино показывают, что в обломках и глыбах кристаллических пород, входящих в состав брекчии (кристаллические сланцы, гранито-гнейсы), обычно раздробленных и катаклазированных, отчетливо устанавливаются признаки ударного метаморфизма. Отмечаются диаплектические кварц (с планарными элементами) и плаггиоклаз (с ударными двойниками, пониженным дупреломлением), смятый биотит, иногда встречается диаплектическое стекло по плаггиоклазу (маскелинит). Тол-

¹ В последнее время в брекчиях, залегающих под импактитами, установлено присутствие конусов разрушения.

Древние взрывные метеоритные кратеры СССР (астроблемы)

Кратер	Диаметр, км	Изучено		Морфология и структура	
		буровыми скважинами	геофизическими методами	впадина, вал (в том числе погребенные)	центральное и кольцевое поднятия
Попогайский	100	+	+	+	+
Пучеж-Катунский	80	+	+	+(п)	+
Карский	50	+	+	+	+
Болтышский	25	+	+	+(п)	+
Калужский	15	+	+	+(п)	+
Янисьярви	15			+	+
Ильинецкий	5	+	+		
Мишиногорский	4,5	+	+		
Каменский	25	+	+	+(п)	+
Ротмистровский	2	+		+(п)	
Беенчима-Салатинский	8			+	

Примечание: п — погребенные. В таблицу включены данные об астроблемах, полученные авторами и другими исследователями в то время, когда настоящая работа находилась уже в печати.

ша пород, называемых вулканическими, представляет собой по существу толщу эювитовых брекчий, в состав которых входят обломки различных полиминеральных стекол, в том числе флюидальных, пузырьчатых и др. Стекла насыщены обломками различных минералов, в том числе диаплектических, встречающихся и в основной массе эювитов.

Таким образом, и Калужская структура — астроблема, возникшая между средним и поздним девонем.

Наконец, еще одна морфоструктура, которая с большой вероятностью может рассматриваться как древний метеоритный кратер, — Мишиногорская, находящаяся в районе Гдова (Гдовские дислокации). Эта структура детально изучалась (в том числе геофизическими методами) и разбуривалась (Асаткин, 1938; Малаховский, Буслович, 1966 и др.). Структура имеет в плане округлые очертания (диаметр ее около 2,5 км), по ее периферии располагается кольцевая зона деформирован-

тура	Признаки ударного метаморфизма							Геологический возраст
	кольцевые деформации	взрывные брекчии	эювиты	массивные импактиты	конусы разрушения	диаплектовые минералы	диаплектовые стекла	
+	+	+	+	+	+	+	+	N ₁
+	+	+	+		+		+	I ₁
+	+	+	+	+	+			Kz
								K ₁
+	+	+			+			D ₃
								PR ₃
								Pz ₁
+	+	+			+		+	Pz ₃ ?
								P ₁
								K ₁
+	+				+			Kz?

ных осадочных пород среднего девона, под которыми залегают отложения ордовика, кембрия и позднего протерозоя. Кристаллический фундамент находится на глубине около 500 м. Деформации окружающих пород затухают в стороны от бортов структуры, заполненной гигантской брекчией, в состав которой входят все развитые здесь на глубине осадочные образования, а также глыбы пород кристаллического фундамента — гнейсы и пегматиты. Мощност брекчии около 700 м, она залегает на раздробленных кристаллических породах. Обломки и глыбы катаклазированы, милонитизированы, доломиты, известняки нередко имеют цементную текстуру. Минералы кристаллических пород (кварц, биотит) интенсивно деформированы; можно подозревать, судя по имеющимся петрографическим описаниям, наличие планарных элементов в кварце и изотропизированных полевых шпатов. В катаклазированных породах отмечено присутствие обломков и участков стекла, в том числе флюидального и плейчатого, содержащего включения обломков минералов. Есть основания подозревать наличие здесь конусов разруше-

ния, описываемых как "штриховки" на поверхностях обломков, "зеркала скольжения" и др.¹

Приведенные примеры показывают, что на территории СССР находится ряд крупных взрывных метеоритных кратеров, возможность чего уже предполагалась специалистами в области метеоритики (Кринов, 1962; Фесенков, 1968; Зоткин, Цветков, 1970, и др.). Сводная характеристика этих кратеров и астроблем приведена в табл. 9. Не исключено обнаружение и опознание и других структур такого рода, в том числе и более мелких по размерам, которых должно быть по сравнению с крупными значительно больше, но их выявление затруднено.

При изучении круговых морфоструктур, в образовании которых существенную роль играли взрывные процессы, следует иметь в виду, что единичные вулканические взрывы (в том числе и подводные), происходившие в областях древнего и новейшего вулканизма, могли создавать кальдеры, заполненные выбросами ювенильного материала и имеющие в поперечнике до 7–8 км (Влодавец, 1966; Зубин и др., 1969; Штейнберг, 1969, и др.). Однако как взрывы экструзивных куполов и вулканических построек (типа Безымянного), так и взрывы при кальдерообразовании (типа Кракатоа) отличаются от взрывов кратерообразующих метеоритов значительно меньшими значениями давления и температуры на фронте взрывной волны и соответственно отсутствием признаков ударного метаморфизма горных пород и минералов. Хотя общая энергия извержений бывает весьма значительной, более 90% ее имеет тепловую природу и связано с выносом большого количества ювенильного магматического материала, отличающегося по многим признакам от возникающих в метеоритных кратерах импактитовых расплавов.

НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ МЕХАНИЗМА ОБРАЗОВАНИЯ ПОПИГАЙСКОГО КРАТЕРА

Механизм образования взрывных метеоритных кратеров рассмотрен в ряде работ советских и зарубежных исследователей. Впервые достаточно обоснованные представления о характере процесса соударения движущегося с космической скоростью (около 15–20 км/сек и более) метеорита с поверхностью планеты были сформулированы в работах К.П. Станюковича и В.В. Федьнского (1947), К.П. Станюковича (1950), независимо оно было развито впоследствии зарубежными исследователями.

Согласно этим представлениям после соприкосновения с поверхностью метеорит продолжает еще двигаться вперед, проникая в горные породы и сжимая их перед собой. И метеорит, и эти земные породы

¹ При просмотре шлифов и образцов из брекчий, любезно предоставленных нам А.И. Шмаенком, были обнаружены диаплектические кварцы и плагиоклазы, маскелинит, конусы разрушения.

резко нагреваются, что вызвано прохождением мощной ударной волны. После полного торможения метеорита происходит взрыв, обусловленный испарением его и части вещества окружающих горных пород в результате перехода кинетической энергии в тепловую. Поскольку взрыв происходит на некоторой глубине, окружающие породы оказываются выброшенными за пределы ударной воронки. При этом образуется взрывной метеоритный кратер округлой формы, поскольку взрыв происходит после полного торможения летящего тела.

Для всестороннего изучения механизма образования Попигайского кратера материалов еще недостаточно. Здесь будут охарактеризованы только некоторые стороны процесса кратерообразования, как они рисуются исходя из результатов предварительного геологического и петрографо-минералогического изучения. Вместе с тем некоторый интерес представляет возможная оценка энергии взрыва и параметров кратера, исходя из его диаметра. Использование для оценки энергии взрыва графиков, предложенных Р. Болдуином (Baldwin, 1963), дает величину порядка 10^{30} эрг. Для сравнения можно указать, что энергия взрыва Тунгусского тела оценивается в 10^{24} эрг.

Насыщенность импактитов обломками гнейсов и сходство их среднего состава со средним составом кристаллических пород Анабарского щита указывают на то, что плавлению подверглись в основном породы фундамента. Это означает, что метеорит проник сквозь осадочный покров, мощность которого здесь около 1,2 км, и полностью затормозился в породах фундамента, где и произошел взрыв. Учитывая, что поперечник метеорита мог достигать 0,8–1,5 км в зависимости от его состава, глубина его проникновения может быть оценена не менее чем в 1,5–2 км, т.е. примерно в два его диаметра. Исходя из этих данных и соотношений параметров взрывных кратеров большого диаметра, можно допустить, что глубина основания кратера, возникшего после взрыва и заполненного до этой глубины аллогенной брекчией и импактитами, составляла около 3 км или несколько более. Эта оценка в целом согласуется с оценкой глубины залегания гнейсового основания по результатам интерпретации геофизических аномалий (1,5–2 км). Мощность линзы раздробленных и трещиноватых пород основания кратера согласно тем же графикам (Baldwin, 1963), может составлять до 1/4 или 1/5 диаметра кратера, т.е. доходить до 20 км.

Попигайский кратер состоит как бы из двух вложенных воронок разного диаметра, выработанных взрывом соответственно в породах, обладающих различными физико-механическими свойствами: внешняя воронка диаметром около 100 км образована в менее плотных породах осадочного чехла ($\sigma = 2,2\text{--}2,7$ г/см³), внутренняя воронка диаметром около 75 км – в кристаллических породах фундамента, обладающих большей плотностью ($\sigma = 2,8\text{--}2,9$ г/см³). По-видимому, такое строение кратера обусловлено двуслойным строением мишени.

Цементная текстура отдельных глыб плотных пород в аллогенной брекчие, а также глыбы гнейсов, несущие признаки интенсивного ударного метаморфизма и плавления и включенные в сравнительно рыхлый перемешанный цемент этой брекчие, ясно указывают на то, что мате-

риал мишени вначале подвергся интенсивному ударному сжатию, а потом был выброшен с места своего первоначального залегания. Это можно связать с процессом торможения метеорита, со сжатием окружающих пород и последующим дроблением, выбрасыванием, перемешиванием материала под действием отраженной ударной волны и расширяющихся газов. Радиальное выбрасывание материала происходило вверх и в стороны в виде газово-пылевого облака, насыщенного обломками пород различного размера, а также под небольшими углами к поверхности в виде отдельных крупных клипшенов, блоков и глыб, как бы скользивших в массе более мелких обломков. По-видимому, не существовало резкой границы между этими двумя движущимися средами — взрывным облаком и сравнительно плотным нагромождением глыб, на что указывают включения крупных блоков и клипшенов в массу аллогенной брекчии, состоящую из более мелких обломков и тонкораспыленного материала. Поскольку связность пород мишени была резко различной в зависимости от их литологии (от весьма плотных и связных кристаллических и изверженных пород и кварцитов до слабо сцементированных рыхлых песков и алевролитов), дробление и распыление материала происходило различным образом, так как оно обусловлено не только расстоянием от эпицентра взрыва, но и характером разрушаемых пород. Слабо сцементированные породы были распылены и в значительной степени вошли в состав коптокластитов, образующих цемент аллогенной брекчии, плотные породы, особенно кварциты, долериты, гнейсы, были разбиты на глыбы различного размера. При таком радиальном перемещении материала вдоль поверхности отдельные крупные (возможно, достигавшие первых километров в поперечнике) пластины и блоки осадочных пород как бы раздвигались в стороны от центра. При этом происходило надвигание, иногда многократное, чешуй и пластин разновозрастных пород, причем чаще более древние породы надвигались на более молодые, образуя отторженцы — клипшны.

С этим процессом хаотического разлета и раздвигания материала, частью как бы скользившего по поверхности, связано, по-видимому, и образование специфических структурных элементов кратера — языков выпихивания. Они возникали главным образом в местах раздвигов крупных чешуй и пластин, где наблюдалось схождение плоскостей соседних дугообразных надвигов, как бы разрезанных одной вертикальной плоскостью, имеющей радиальную направленность. Этот элемент структуры может несколько напоминать прилегающие один к другому лепестки цветка. Выбрасываемый обломочный материал устремлялся вдоль этих линий раздвигов, производя дополнительное выпихивание желобов в осадочном чехле, расширяющихся и углубляющихся по направлению к центру кратера. На такое выпихивающее действие выбрасываемого материала указывают повороты и загибы слоев осадочных пород вдоль границ языков, брекчирование этих пород и их перемешивание.

Не исключено, что системы дугообразных взбросо-надвигов, устанавливаемые в породах чехла по периферии кратера (особенно в подзоне II,б), обусловлены воздействием ударной волны, распространяю-

шейся с разной скоростью в породах различной плотности. Сверху вниз по разрезу чехла плотность пород и соответственно скорость прохождения в них упругих волн растут.

Можно допустить, что образование центробежных надвигов и взбросо-надвигов по периферии кратера происходило как в результате непосредственного воздействия радиально движущихся масс материала мишени (подзона II, а), так и в результате воздействия ударной волны вдоль границы сред, обладающих разной скоростью прохождения упругих волн (подзона II, б), вдоль границ горизонтов с разной компетентностью. Возможность образования центробежных надвигов при кратерообразовании в таких условиях была показана экспериментально (Gault et al., 1968).

Надвиги и взбросо-надвиги образовались до того, как они были перекрыты выброшенным материалом, что подтверждает возможность их возникновения в результате воздействия ударной волны на слои пород с разной компетентностью (например, кварциты, известняки, алевролиты), поскольку скорость прохождения ударной волны в породах значительно больше скорости переноса материала во взрывном облаке по воздуху.

Аллогенная глыбовая брекчия образована в результате радиального разброса раздробленного, но в целом твердого материала. Отложение ее происходило в основном из фронтальной, двигавшейся по пологой траектории части облака, которое обладало сравнительно низкой температурой. Перекрытие аллогенной брекхии по периферии кратера распыленным расплавленным материалом, образовавшим толщу зювитов, указывает на весьма значительные температуры внутренней (тыловой) части этого газово-пылевого облака и в эпицентре взрыва, где возникли массы расплавленных пород. Зювиты и представляют собой результат распыления и переноса частиц этого расплава, частично перемешанного с холодными обломками пород. Спекание зювитов, особенно в верхней части толщи и ряд текстурных особенностей обломков и бомб стекла указывают на весьма высокие температуры "палящей тучи", отложившей зювиты.

Метаморфизм обломка угля, включенного в зювитовый песок, позволил А.И. Гинзбург и О.И. Гавриловой сделать заключение о том, что он подвергался воздействию температуры порядка $520-550^{\circ}$, которая определена по ряду химических параметров — по атомному отношению C/N, удельному весу и содержанию водорода.

Часть расплавленного материала, которая не была выброшена при взрыве в виде палящей тучи, как бы растеклась рукавами и потоками по поверхности основания возникшего кратера, двигаясь радиально от эпицентра. После того как кратер был заполнен упавшим сверху раздробленным и расплавленным материалом, этот расплав, находившийся в момент взрыва под большим давлением, мог подниматься к поверхности сквозь толщу аллогенной брекхии, зювитов и коптокластитов. Выжимание расплава кверху по различным трещинам могло происходить как в результате расширения заключенных в расплаве газов (на это указывает, в частности пористость тагамитов, залегающих в виде

даек в аутигенной и аллогенной брекчиях), так и в результате формирования кольцевого поднятия основания, обусловленного, вероятно, упругой отдачей после взрыва или каким-то другим еще неясным процессом. Возможно, именно этим может быть объяснено дугообразное расположение псевдопокровов тагамитов на поверхности. Излияние расплава на поверхность и его перемещение имитировали некоторые вулканические процессы излияния и движения лав, однако имели, вероятно, ряд специфических особенностей. Образовавшиеся при этом покровы расплавленного материала могут рассматриваться как псевдовулканические.

Ударно-метаморфизованные породы и импактиты Попигаевского кратера обладают рядом признаков, позволяющих оценить существовавшие в момент взрыва пиковые давления и остаточные температуры. Использование в качестве эталона данных табл.1 показывает, что при преобразованиях пород давление превышало 600 кбар, а температура — 2000°.

Естественно, что приведенные выше представления о механизме образования Попигаевского кратера весьма схематичны. Однако и они уже указывают на то, что процесс образования кратеров большего диаметра значительно сложнее, чем простых кратеров малого диаметра (Bjork, 1962; Beals at al., 1963; Shoemaker, 1963; Gault at al., 1968, и др.). Для детального описания физических условий этого процесса требуются специальные исследования.

ЛИТЕРАТУРА

- Асаткин Б.П. Гдовские дислокации. — Труды Ленингр. геол. треста, 1938, вып. 14.
- Агласов И.П. Тектоника северо-восточной части Сибирской платформы. — Труды НИИГА, 1960, т. 106.
- Агласов И.П., Польшкин Я.И. Главнейшие черты тектоники северной части Восточно-Сибирской платформы. — Уч. зап. НИИГА, Региональная геол., 1969, вып. 14.
- Боголепов К.В. Мезозойская тектоника Сибири. М., "Наука", 1967.
- Взрывные кратеры на Земле и планетах. М., "Мир", 1968.
- Влодавец В.И. Вулканическая деятельность на Земле в историческое время. — Труды II Всес. вулканологич. совещ., т. I, М., "Наука", 1966.
- Воронов П.С. О связи некоторых закономерностей рельефа севера Средней Сибири с процессами неотектоники. — Труды НИИГА, 1958, т. 67, вып. 7.
- Горшков Г.С., Богоявленская Г.Е. Вулкан Безымянный и особенности его последнего извержения 1955–1963 гг. М., "Наука", 1965.
- Демокидов К.К., Лазаренко Н.П. Стратиграфия верхнего докембрия и кембрия и нижнекембрийские трилобиты северной части Средней Сибири и островов Советской Арктики. — Труды НИИГА, 1964, т. 137.
- Дерибас А.А., Добрецов Н.Л., Кудинов В.М., Зюзин Н.И. Ударное сжатие порошков SiO_2 . — Докл. АН СССР, 1966, т. 168, № 3.
- Дитч Р.С. Астроблемы: древние структуры на Земле, образованные ударами метеоритов. — В сб.: Взрывные кратеры на Земле и планетах. М., "Мир", 1968.
- Драгунов В.И., Коников А.З., Маньковский В.К. Верхний протерозой и венд. — В кн.: Геология Сибирской платформы. М., "Недра", 1966.
- Егорова Л.И., Савицкий В.Е. Стратиграфия и биофаши кембрия Сибирской платформы (Западное Прианабарье). — Труды СНИИГГИМС, 1969, вып. 43.
- Енокян В.С., Зенченко М.С., Водолазский В.Н., Яцук В.И. Новое о строении Усть-Карской депрессии на Пай-Хое. — Материалы по геол. и полезн. ископаемым северо-востока европейской части СССР. Сб. 6. Сыктывкар, Коми книжн. изд-во, 1970.
- Жабин В.В. Находка кайнозойских эффузивов на северном склоне Анабарского массива. — Бюлл. научн.-техн. инф. ВИЭМС. Серия региональн. геол. и методики геол. картирования, 1969, № 2.
- Жуков В.В., Пинчук Л.Я., Пуминов А.П. Палеогеография северо-востока Средне-Сибирского плоскогорья и Лено-Анабарской низменности в кайнозойе. — В сб.: Четвертичный период Сибири. М., "Наука", 1966.
- Зоткин И.Т., Цветков В.И. О поисках метеоритных кратеров на Земле. — Астроном. вестник, 1970, т. IV, № 1.

- Зубин М.И., Мелекесцев И.В., Таракановский А.А., Эрлих Э.Н. Четвертичные кальдеры Камчатки. — В кн.: Вулканизм, гидротермы и глубины Земли. Петропавловск-Камчатский, Дальневост. книжн. изд-во, 1969.
- Кацман А.В., Тихомиров С.В. Результаты разведочных работ на Калужской площади. — Труды Союзной геолого-поисковой конторы, 1962, вып. 3.
- Кирюшина М.Т. О мезокайнозойских вулканогенных породах Попигайской котловины. — Инф. бюл. Ин-та геол. Арктики, 1957, вып. 3.
- Кирюшина М.Т. О проявлении мезокайнозойского вулканизма на северной окраине Сибирской платформы. — Изв. АН СССР, серия геол., 1959, № 1.
- Коэн А. Гипотеза образования тектитов как следствие удара астероида или кометы. Поля рассеяния молдавитов. — В кн.: Тектиты. М., "Мир", 1966.
- Кринов Е.Л. Основы метеоритики. М., Гостехиздат, 1955.
- Кринов Е.Л. Метеоритные кратеры на поверхности Земли. — Метеоритика, 1962, вып. XXII.
- Крылов А.Я., Вишневский А.Н., Силин Ю.И., Аграшенков Л.Я., Авдеев Г.В. Абсолютный возраст пород Анабарского щита. — Геохимия, 1963, № 12.
- Левин Д.В., Крюков С.М., Карасик А.М. Аэромагнитная съемка центрального сектора Советского Севера. — В сб.: Аэромагнитная съемка в геологии. М., Гостехиздат, 1963.
- Малаховский Д.Б., Буслевич А.Л. Новые данные о происхождении гдовских дислокаций. — Материалы по геол. и полезн. ископ. северо-запада РСФСР, 1966, вып. 5.
- Масайтис В.Л. Краткий очерк магматизма (Сибирской платформы). — В кн.: Минералогия Сибирской платформы. М., "Недра", 1970.
- Масайтис В.Л., Михайлов М.В., Селивановская Т.В. Попигайская котловина — взрывной метеоритный кратер. — Докл. АН СССР, 1971а, т. 197, № 6.
- Масайтис В.Л., Михайлов М.В., Селивановская Т.В. Попигайский метеоритный кратер. — Сов. геология, 1971б, № 6.
- Мокшанцев К.Б., Горнштейн Д.К., Гусев Г.С., Денъгин Э.В., Штех Г.И. Тектоническое строение Якутской АССР. М., "Наука", 1964.
- Мухамеджанов А.К. О структуре лунных кратеров и кратерных полей. Астроном. вестник, 1967, I, № 3.
- Мухамеджанов А.К., Станюкович К.П. К теории лунных кратеров. — Космические исследования, 1966, т. IV.
- Мэйсон Б. Метеориты. М., "Мир", 1965.
- Никольский А.П. Генезис магмы и тектонической впадины Болтышского вулкана. — В кн.: Вулканизм и формирование минеральных месторождений в альпийской геосинклинальной зоне. Львов, Изд. Львовск. гос. ун-та, 1969.
- Оффман П.Е. Тектоника и вулканические трубки центральной части Сибирской платформы. Тектоника СССР, т. IV. М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Петров В.Г. О кольцевых вулканотектонических структурах на Русской плите. — В кн.: Материалы по геол. и полезн. ископаемым Центральных районов Европ. части СССР, вып. 6. Калужск. книжн. изд-во, 1970.
- Подкопаев Е.И. Верхнеюрские — нижнемеловые андезиты севера Сибирской платформы. — В кн.: Геологическое строение СССР, т. 2. М., Гостехиздат, 1958.
- Полдерварт А. Химия земной коры. — В сб.: Земная кора. М., ИЛ, 1957.
- Рабкин М.И. Геология и петрология Анабарского кристаллического щита. — Труды НИИГА, 1959, т. 87.
- Рабкин М.И. Стратиграфия. Северо-восточная часть Сибирской платформы. Анабарский щит. — В кн.: Геология Сибирской платформы. М., "Недра", 1966.

- Ронка Л.Б. Метеоритный удар и вулканизм. — В сб. Взрывные кратеры на Земле и планетах. М., "Мир", 1968.
- Рысюков И.Л. Молодые вулканогенные образования Пай-Хоя. — Проблемы Арктики, 1939, № 9.
- Савицкий В.Е. О синийских отложениях Анабарского щита. — Вестник ЛГУ. Серия геол. и геогр., 1957, вып. 4, № 24.
- Саврасов Д.И. Физические свойства горных пород Западной Якутии. — В кн.: Геологич. результаты геофизич. исслед. в Сибири и на Дальнем Востоке. Новосибирск, "Наука", 1967.
- Сакс Е.Н. О тектоническом развитии Хатангской впадины на протяжении мезозойской эры. — Труды НИИГА, 1959, т. 105, вып. 11.
- Сакс Е.Н., Грамберг И.С., Ронкина З.З., Аглонова Э.Н. Мезозойские отложения Хатангской впадины. — Труды Науч.-исслед. ин-та геол. Арктики, 1959, т. 99.
- Смирнов Л.П. Стратиграфия меловых континентальных отложений Пошигайской котловины. — Труды НИИГА, 1962, т. 121, вып. 18.
- Соловьев С.П. Химизм магматических горных пород. М., "Наука", 1970.
- Станюкович К.П. Элементы физической теории метеоров и кратерообразующих метеоритов. — Метеоритика, 1950, вып. 7.
- Станюкович К.П., Бронштен В.А. Образование лунных кратеров и светлых лучей в результате метеоритных ударов. — В сб.: Новое о Луне. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Станюкович К.П., Федынский В.В. О разрушительном действии метеоритных ударов. — Докл. АН СССР, 1947, т. 57, № 2, 129.
- Трунин Р.Ф., Гоньшакова В.И., Симаков Г.В., Галдин И.Е. Исследование горных пород под действием высоких давлений и температур ударного сжатия. — Изв. АН СССР, серия физика Земли, 1965, № 9.
- Фесенков В.Г. Основные успехи метеоритики. — Земля и Вселенная, 1968, № 6.
- Фирсов Л.В. О метеоритном происхождении Пучеж-Катунского кратера. — Геотектоника, 1965, № 2.
- Фирсов Л.В. Палеогеновые базальтоиды в Пошигайском грабене (Анабарский массив). — Докл. АН СССР, 1970, т. 194, № 3.
- Штейнберг Г.С. О взрывном образовании кальдер. — В сб.: Вулканизм, гидротермы и глубины Земли. Петропавловск-Камчатский, Дальневост. книжн. изд-во, 1969.
- Штейнберг Г.С. О происхождении крупных лунных кратеров и лунных морей. — Докл. АН СССР, 1969, т. 184, № 3.
- Эрлих Э.Н. Тектоника Анабарской антеклизы и закономерности проявления кимберлитового и траппового вулканизма. — Труды Якут. филиала СО АН СССР, серия геол., 1963, сб. 9.
- Хабаков А.В. Геологическое строение Карского побережья северо-восточного Пай-Хоя. — Труды ГГУ, 1945, вып. 20.
- Якупов В.С. К вопросу о происхождении Пошигайской котловины. — Докл. АН СССР, 1972, т. 206, № 5.
- Ahrens T.G., Gregson V.G. Shock compression of crustal rocks: data for quartz, calcite and plagioclase rocks. — J. Geophys. Res., v. 69, 1964.
- Baldwin R.B. The measure of the moon. Chicago, Univ. Press, 1963.
- Binns R.A., Davis R.J., Reed J.B. Ringwoodite—natural $(Mg, Fe)_2SiO_4$ spinel in the Tenham meteorite. — Nature, v. 221, N 5184, 1969.
- Bjork R. Analysis of the formation of Meteor Crater, Arizona. — J. Geophys. Res., v. 66, 1962.

- Bunch T.E., Cohen A.J., Dence M.R. Natural terrestrial maskelynite. — *Amer. Mineralogist*, 1967, v. 52, N 1—2.
- Bunch T.E., Cohen A.J., Dence M.R. Shock induced structural disorder in plagioclase and quartz. In: *Shock metamorphism of natural materials*. French B., Short N. (Eds). Baltimore, 1968.
- Chao E.C.T. Ries and the progressive stages of impact metamorphism. — *Fortschr. Mineral.*, Bd. 44, 1967.
- Chao E.C.T. Pressure and temperature histories of impact metamorphosed rocks, based on petrographic observations. — *Neues Jahrb. Mineral., Abh.*, 1968, Bd. 108, H. 3.
- Chao E.C.T., James O.B., Minkin J.A., Boreman J.A., Jackson E.D., Raleigh C.B. Petrology of unshocked crystalline rocks and evidence of impact metamorphism in Apollo-11 returned lunar sample. — *Proc. Apollo-11 Lunar Sci. Conf.*, 1970, v. 1.
- Chao E.C.T., Shoemaker E.M., Madsen B.M. First natural occurrence of coesite. — *Science*, 1960, v. 132, N 3421.
- David E. Flight of tectites from meteorite impact. — *Z. Naturforsch.*, 1966a, Bd. 21a.
- David E. Grossmeteoriteneinschlag und Tektite. — *Z. Geophys.*, Bd. 32, 1966.
- De Carli P.S. Observations of the effects of explosive shock on crystalline solids. In: *Shock metamorphism of natural materials*. French B., Short N. (Eds). Baltimore, 1968.
- Dence M.R. The extraterrestrial origin of Canadian craters. — *Ann. N.Y. Acad. Sci.*, 1965, v. 123, art. 2.
- Dence M.R. Impact melts. — *J. Geophys. Res.*, 1971, v. 76, N 23.
- Dietz R.S. Shatter cones in cryptoexplosion structures. *Shock metamorphism of natural materials*. French B., Short N. (Eds). Baltimore, 1968.
- Dietz R.S., Fudali R.F., Cassidy W.A. Richat and Semsiyat Domes, Mauritania: not astroblemes. — *Bull. Geol. Soc. America*, 1969, v. 80, N 7.
- El Goresy A. Die Erzminerale in den Ries- und Bosumtwigläsern und ihre genetische Deutung. — *Max-Planck-Inst. Kernphys. Heidelberg*. Juni 1964, 5, 10 (1964). Bd. 28, N 12.
- El Goresy A. Neue Kohlenstoff-Modifikation aus dem Nördlinger Ries. — *Naturwissenschaften*, 56, 1969.
- Engelhardt W.v. Mineralogische und petrographische Untersuchungen an Gesteinen des Ries. — *N. Jahrb. Mineral. Monatsh.*, 1965.
- Engelhardt W.v. Chemical composition of Ries glass bombs. — *Geochim. et cosmochim. acta*, v. 31, N 10, 1967b.
- Engelhardt W.v. Neue Beobachtungen in Nordlinger Ries. — *Geol. Rundschau*, Bd. 57, 1967b.
- Engelhardt W.v., Arndt J., Müller W.F., Stöffler D. Shock metamorphism of lunar rocks and origin of the regolith at the Apollo-11 landing site. — *Proc. Apollo-11 Lunar Sci. Conf.*, v. 1, 1970.
- Engelhardt W.v., Arndt J., Stöffler D. u. a. Diaplektische Gläser in der Breccie des Ries von Nördlingen als Anzeichen für Stosswellenmetamorphose. — *Beitr. Mineral. und Petrol.*, 15. Berlin, 1967a.
- Engelhardt W.v., Bertsch W. Shock induced planar deformation structures in quartz from the Ries crater, Germany. *Contr. Mineral. and Petrol.*, v. 20, N 3, 1969.
- Engelhardt W.v., Hörz F. Riesgläser und Moldavite. *Geochim. et cosmochim. acta*, v. 29, N 6, 1965.
- Engelhardt W.v., Stöffler D. Stages of shock metamorphism in crystalline rocks in the Ries basin, Germany. — In: *Shock metamorphism of natural materials*. French B., Short N. (Eds). Baltimore, 1968.

- Engelhardt W.v., Stöffler D., Schneider W. Petrologische Untersuchungen in Ries. — *Geologica Bavarica*, v. 61, 1969.
- Escola P. On volcanic necks in Lake Jänisjärvi in eastern Finland. — *Bull. Commiss. geol. Finlande*, 55, 1921.
- French B.M. Shock metamorphism of natural materials. — *Science*, v. 153, N 3738, 1966.
- French B. Shock metamorphism as a geological process. In: Shock metamorphism of natural materials. B.French and N.Short (Eds). Baltimore, 1968a.
- French B.M. Sudbury structure, Ontario: some petrographic evidence for an origin by meteorite impact. — In: Shock metamorphism of natural materials. B.French and N. Short (Eds). Baltimore, 1968b.
- Fridman J, Thorpe A., Senter F.E. Comparison of the chemical composition and magnetic properties of tektites and glasses formed by fusion of terrestrial rocks. — *Nature*, 1960, v. 187, N 4743.
- Fron del C., Marvin U.B. Lonsdalite, a hexagonal polymorph of diamond. — *Nature*, 1967, v. 214, N 5088.
- Gault D.E., Quaide W.L., Oberbeck V.R. Impact cratering mechanics and structures. In: Shock metamorphism of natural materials, B.French and N.Short (Eds). Baltimore, 1968.
- George W.O. The relation of the properties of natural glasses to their chemical composition. — *J.Geol.*, v. 32, 1924.
- Gümbel C.W. Ueber den Riesvulkan und über vulkanische Erscheinungen im Rieskessel. *Sitzungsber. Bayer. Akad. Wiss. Math.-phys. Cl.*, 1870.
- Hanneman R.E., Strong H.M., Bundy F.P. Hexagonal diamonds in meteorites: implications. *Science*, 1967, v. 155, N 3765.
- Hörz F. Untersuchungen an Riesgläsern, *Beitr. Mineral. und Petrogr.*, Bd 11, (Schluss)—Heft 7, 1965.
- Hüttner R. Bunte Trümmermassen und Suevit. — *Geologica Bavarica*, 1969, N 61.
- James, Odette B. Jadeite: shock-induced formation from oligoclase, Ries crater, Germany. — *Science*, 1969, v. 165, N 3897.
- Lipschutz M.E., Jaeger R.R. Shock-induced preferred disorder in solids. — *Nature*, 1969, v. 222, N 5195.
- Milton D.J., DeCarli P.S. Maskelynite: formation by explosive shock. — *Science*, 1963, 140.
- McIntyre D.B. Impact metamorphism at Clearwater Lake, Quebec. — *J.Geophys. Res.*, v. 67, 1962.
- Müller W.F., Defourneaux M. Deformationsstrukturen in Quarz als Indikator für Stosswellen: Eine experimentelle Untersuchung an Quarz-Einkristallen. — *Z.Geophys.*, 1968, Bd. 34, N 5.
- Müller W.F., Hornemann U. Experimentelle Untersuchungen zur Wirkung von Stosswellen auf Quarz und Feldspäte. 75th Annual Meeting Deutsch. Mineral. Ges., 1967.
- Nininger H.H. Arizona's meteorite crater, Sedona, Arizona. American Meteorite Museum, 1956.
- Oberdörfer R. Die vulkanischen Tuffe des Ries bei Nordlingen. *Jahrb. Ver. Vaterl. naturkund. Württ.*, Bd. 61, 1905.
- O'Keefe, John A. Tektites. Chicago-London, Univ. Chicago Press, 1963.
- Preuss E. Das Ries und die Meteorittheorie. — *Fortschr. Mineral.*, 1964, Bd.41, H.2.
- Preuss E. Einführung in die Ries-Forschung. — *Geologica bavarica*, 1969a, v. 61.
- Preuss E. Kennzeichen von Meteoritenkratern mit Bezug auf das Ries. — *Geologica Bavarica*, 1969b, v.61.

- Proceedings of the Apollo-11 Lunar Science Conference, v. 1. Mineralogy and Petrology, Suppl., 1970, t. 1, vol. 34.
- Quaide W., Bunch T. Impact metamorphism of lunar surface material. — Proc. Apollo-11 Lunar Sci. Conf., 1970, v.1.
- Schüller A., Ottemann I. Vergleichende Geochemie und Petrographie meteoritischer und vulkanischer Gläser. — Neues Jahrb. Mineral. Abh., 1963, Bd. 100, H.1.
- Scarlar C.B., Carrison L.C., Schwartz C.M. High-pressure reaction of clinoenstatite to forsterite plus stishovite. — J. Geophys. Res., 1964, v.6a, N 2.
- Schoemaker E.M. Impact mechanics of Meteor Crater, Arizona In: The Moon, Meteorites and Comets; The Solar System, v. IV. B.M. Middlehurst and G.P. Kuiper. (Eds). Univ. Chicago Press, 1963.
- Schoemaker E.M., Chao E.C.T. New evidence for the impact origin of the Ries Basin, Bavaria, Germany. — J. Geophys. Res., 1961, v.66, N 10.
- Short N.M. Effects of shock pressures from a nuclear explosion on mechanical and optical properties of granodiorite. — J. Geophys. Res., 1966a, v. 71.
- Short N.M. Shock processes in geology. — J. Geol. Educ., 14, 1966b.
- Short N.M. Nuclear-explosion-induced microdeformation of rocks: an aid to the recognition of meteorite impact structures. In: Shock metamorphism of natural materials. French B. and Short N. (Eds). Baltimore, 1968.
- Short N.M. Evidence and implications of shock metamorphism in lunar samples. — Proc. Apollo-11 Lunar Sci. Conf., 1970, vol.1.
- Short N.M., Bunch T.E. A worldwide inventory of features characteristics of rocks associated with presumed meteorite impact craters. In: Shock metamorphism of natural materials. French B., Short N. (Eds). Baltimore, 1968.
- Stöffler D. Anzeichen besonderer mechanischer Beanspruchung an Mineralien der Kristallineinschlüsse des Suevits (Stosswellenmetamorphose). — Neues Jahrb. Mineral. Monatsh., 9-11 (1965).
- Stöffler D. Impact-Metamorphose Gesteine im Ries. — Fortschr. Mineral., 1966, Bd. 44, H.1.
- Stöffler D. Deformation und Umwandlung von Plagioklas durch Stosswellen in den Gesteinen des Nördlinger Ries. — Contr. Mineral. Petrol., 1967, 16.
- Stöffler D. Progressive metamorphism and classification of shocked and brecciated crystalline rocks at impact craters. — J. Geophys. Res., 1971, v.76, N 23.
- Treibs W. Überblick über die geographische und geologische Situation des Nördlinger Ries. — Geologica Bavarica, 1969, N 31.

ОБЪЯСНЕНИЯ К ТАБЛИЦАМ

ТАБЛИЦЫ I—XI

ОБЪЯСНЕНИЯ К ТАБЛИЦАМ

Фототаблица I

- a* — "жилы" углистых песков мела в брекчированных кембрийских породах автохтона в зоне надвигов на р. Саха-Юреге (масштаб в метрах);
- b* — обломок гнейса, окруженный каймой черного стекла в аллогенной брекчии, 2/3 нат. вел.
- в* — глыба брекчированного долерита с цементной текстурой (из включения в аллогенной брекчии);
- г* — конусы разрушения в известняках. Видны мелкие паразитные конусы;
- д* — конусы разрушения в лейкократовых биотит-гранатовых гнейсах, 2/3 нат. вел.

Фототаблица II

- a* — микрофотография раздробленного плагиогнейса. Ув. × 13, николи скрещены;
- b* — коптокатаклазит с псевдотахилитовым стеклом (черное), насыщенным мелкими обломками, 2/3 нат. вел.;
- в* — псевдотахилит с обломками гнейсов и их минералов, 2/3 нат. вел.;
- г* — микрофотография коптокатаклазита с линзами и полосами стекла, содержащего обломки кварца и других минералов. Ув. × 16, без анализатора;
- д* — микрофотография флюидального гетерогенного стекла, насыщенного обломками. Ув. × 16, без анализатора;
- e* — микрофотография псевдотахилитового полосчатого флюидального стекла с мелкими складками течения. Ув. × 26, без анализатора

Фототаблица III

- a* — кварцит с цементной текстурой. Цементирующий обломки тонкораздробленный материал несет признаки течения 2/3 нат. вел.;
- b* — микрофотография плагиогнейса, минералы которого характеризуются системами деформационных ламеллей (планарных элементов). Ув. × 40, без анализатора;
- в* — микрофотография трех систем планарных элементов в зерне кварца (горизонтальная и две диагональных). Ув. × 86, николи скрещены;
- г* — микрофотография смятых планарных элементов в кварце. Ув. × 26, без анализатора;
- д* — микрофотография диаплектического кварцевого стекла и нормального флюидального кварцевого стекла, включающего обломок кварца с планарными элементами. Ув. × 20, без анализатора;
- e* — тот же шлиф, николи скрещены

Фототаблица IV

- a* — микрофотография пузырьчатого лешательерита в флюидальном стекле. Небольшой участок лешательерита, деформирован согласно с флюиальностью окружающего стекла. Ув. × 26, без анализатора;
- b* — микрофотография частично изотропизированного плагиоклаза в гнейсе. Ув. × 86, николи скрещены;

в - микрофотография плагиоклаза с пониженным двупреломлением и полностью изотропизированного плагиоклаза (маскелинита) в биотит-гиперстеновом гнейсе. Светлые пластинки - биотит. Ув. $\times 40$, николи скрещены;

г - микрофотография маскелинита, образовавшегося по плагиоклазу в гиперстеновом гнейсе. Светлые кристаллы - гиперстен. Ув. $\times 40$, николи скрещены;

д - микрофотография диаплектического стекла по калиевому полевоому шпату в микропегматите. Светлые участки - кварц. Ув. $\times 40$, николи скрещены;

е - микрофотография смятого биотита из биотитового гнейса. Ув. $\times 16$, николи скрещены

Фототаблица V

а - микрофотография кристаллов пироксена с ударным кливажом. Ув. $\times 40$, без анализатора;

б - микрофотография псаммитового коптокластита. Ув. $\times 16$, без анализатора;

в - грановитрокластические зювиты, залегающие в виде линз в аллогенной брекчии. Видна бомба стекла с приваренным к ней цементом (около ручки молотка). В правой части снимка - глыба гнейса с каймой черного стекла, также приваренного к цементирующей массе, р. Рассоха;

г - крупнообломочный грановитрокластический зювит, содержащий обломки пемзовидного стекла 2/3 нат. вел.

Фототаблица VI

а - мелкообломочный грановитрокластический зювит 2/3 нат. вел.;

б - спекшиеся витрокластические зювиты, с включениями глыб различных пород. р. Буордах;

в - литовитрокластический зювит. Светлые обломки - пористое стекло, легко выкрашивающееся из породы 2/3 нат. вел.;

г - спекшийся витрокластический зювит 2/3 нат. вел.;

д - черный зювитовый песок, залегающий на аллогенной брекчии под тагмитами, р. Намсик-Далдын;

е - микрофотография витрокластического зювита, состоящего из обломков светлого стекла и минералов, заключенных в коптокластическом и стекловатом цементе. Ув. $\times 16$, без анализатора

Фототаблица VII

а - микрофотография витрокластического зювита, содержащего большое число обломков темноокрашенного стекла. Ув. $\times 16$, без анализатора;

б - микрофотография литовитрокластического зювита с обломками пузырчатого стекла. Ув. $\times 16$, без анализатора;

в - микрофотография грановитрокластического зювита с обломками светлоокрашенных полосчатых стекол. Ув. $\times 16$, без анализатора;

г - микрофотография включения обломка расплавленного гнейса в зювите, превращенного в пористое бесцветное стекло со слабо выраженной флюидалностью. Ув. $\times 86$, без анализатора;

д - тот же шлиф в скрещенных николях. Стекло полностью перекристаллизовано в тонкозернистый агрегат кварца и плагиоклаза, причем последний образует скопления игольчатых кристаллов и их сноповидные агрегаты;

e - микрофотография включения расплавленного гнейса в зювите. Вторичная кристаллизация игольчатого плагиоклаза из плагиоклазового стекла. Кварцевое стекло (пятнистые участки) раскристаллизовано в мозаику зерен кварца. Присутствует небольшое количество призм пироксена. Ув. × 86, без анализатора

Фотогатаблица VIII

a - микрофотография шариков пирротина и троилита в стекле. Отраженный свет. Ув. × 13;

b - микрофотография пузыристого стекла из обломка в зювите. Ув. × 16, без анализатора;

в - шарики стекла из витрокластических зювитов. Ув. × 13;

г - тагамиты, образующие пластовое тело в районе г. Хара-Хайа. Породы насыщены включениями ударно-метаморфизованных и оплавленных гнейсов до 1-2 м в поперечнике

Фотогатаблица IX

a - включение ударно-метаморфизованного гнейса в тагамите, распавшееся на округлые обломки, 2/3 нат. вел.;

b - контакт тагамита с включением гнейса. Тагамит имеет флюидальную текстуру, стекловатый цемент содержит мелкие обломки, 2/3 нат. вел.;

в - пористый тагамит, 2/3 нат. вел.

Фотогатаблица X

a - микрофотография пористого тагамита. В прозрачном желтоватом изобилующем трещинами стекле содержится небольшое число включений минералов. Удлиненные поры частично заполнены монтмориллонитом. Ув. × 16, без анализатора;

b - микрофотография основной массы тагамита. Звездчатые сростки лейст плагиоклаза в пористом стекле. Ув. × 86, без анализатора;

в - микрофотография игольчатых кристаллов пироксена и плагиоклаза в стекле из основной массы тагамита. Ув. × 86, без анализатора;

г - микрофотография тагамита. Бурое непрозрачное стекло, в котором заключены обломки различных минералов. Ув. × 16, без анализатора;

д - контакт частично расплавленного обломка гнейса со стекловатой основной массой тагамита, 2/3 нат. вел.

Фотогатаблица XI

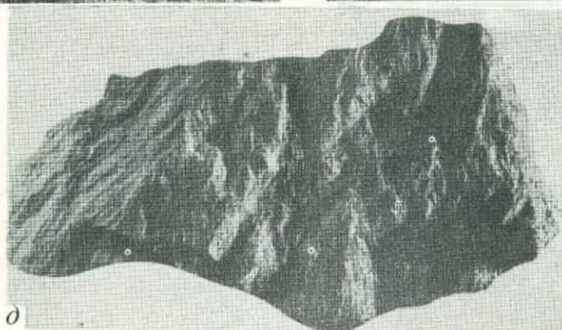
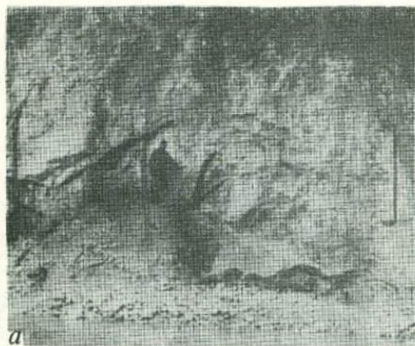
a - микрофотография диаплектических минералов и стекол в виде включений в тагамите, связующая масса которого частично раскристаллизована с образованием микролитов плагиоклаза и пироксена. Ув. × 16, без анализатора;

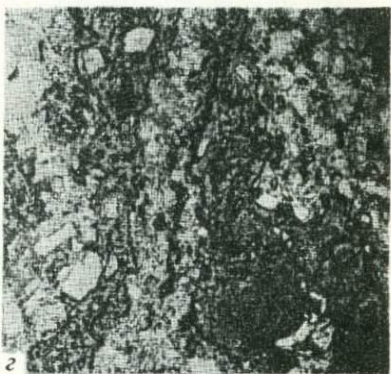
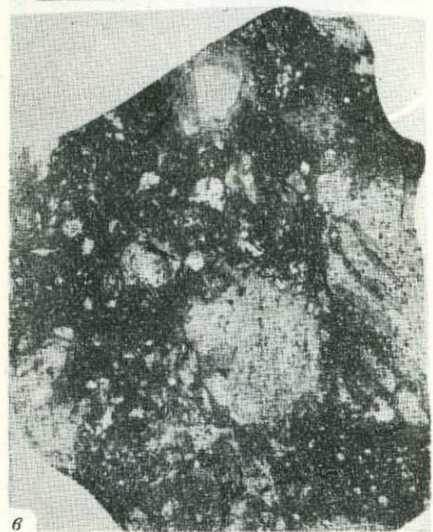
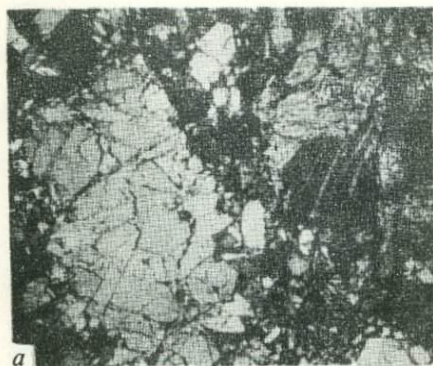
b - тот же шлиф, николи скрещены;

в - микрофотография обломка диаплектического кварцевого стекла в тагамите. Ув. × 40, без анализатора;

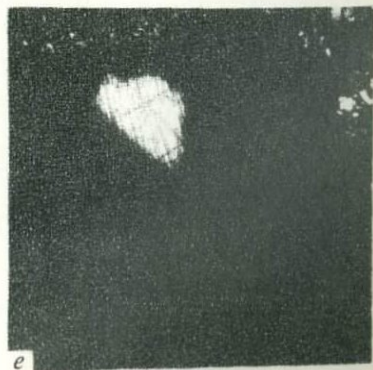
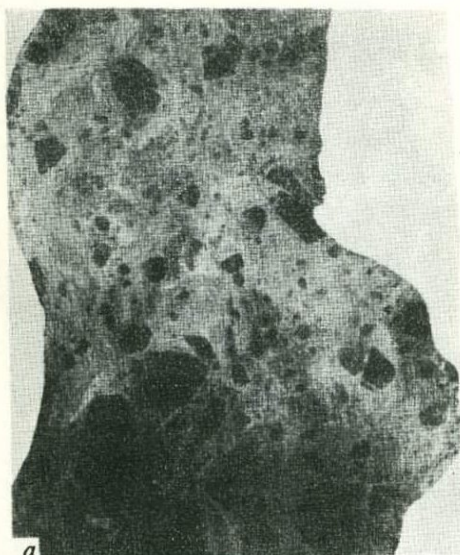
г - тот же шлиф, николи скрещены. Кварцевое стекло частично раскристаллизовано в мозаичный агрегат кварца и кристобалита;

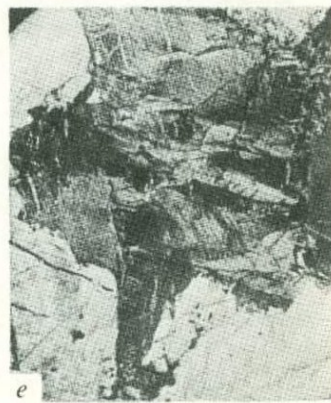
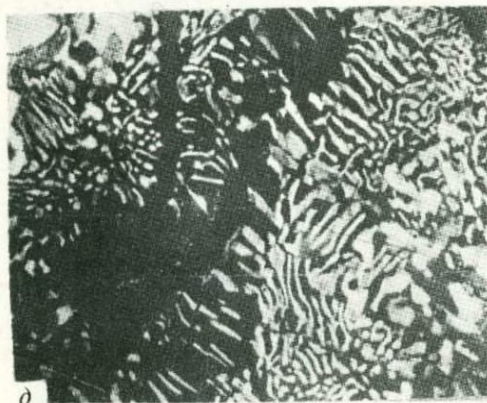
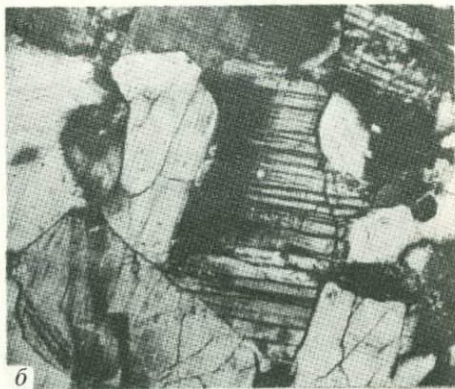
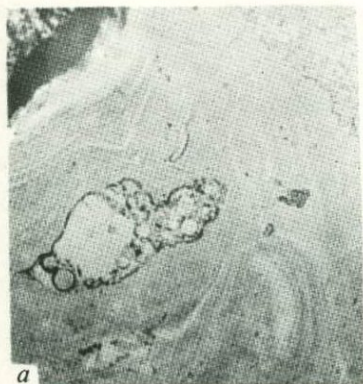
Фототаблица I





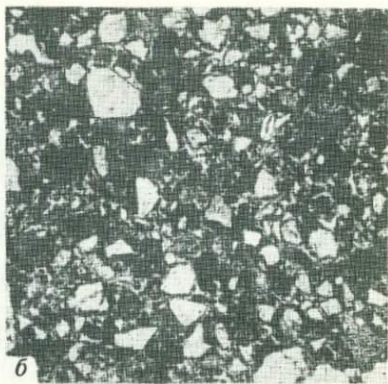
Фототаблица III







a



b



в



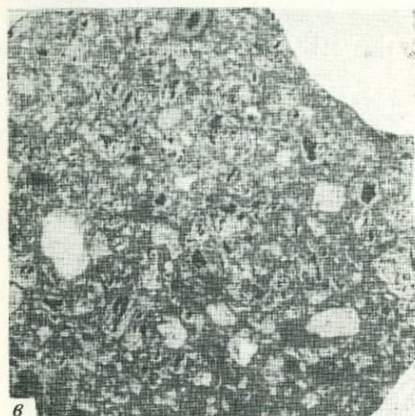
г



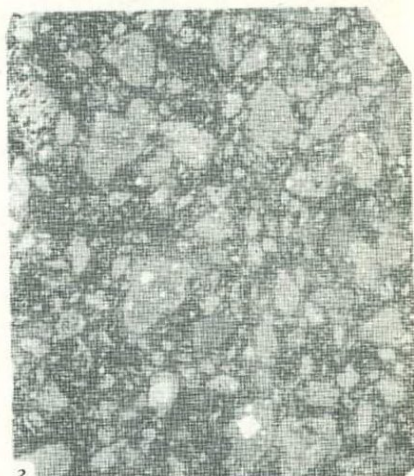
a



б



в



г

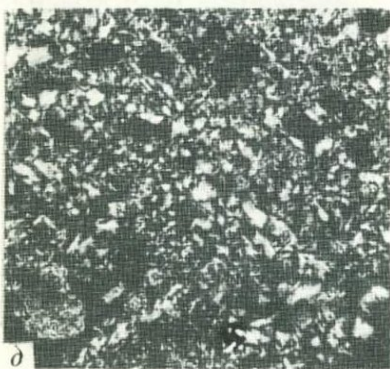
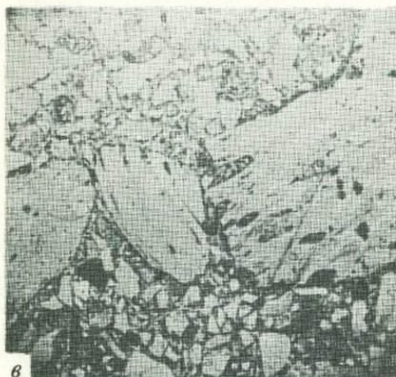
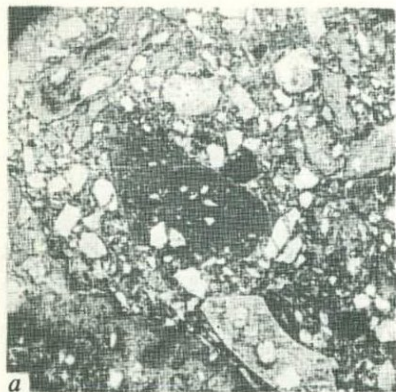


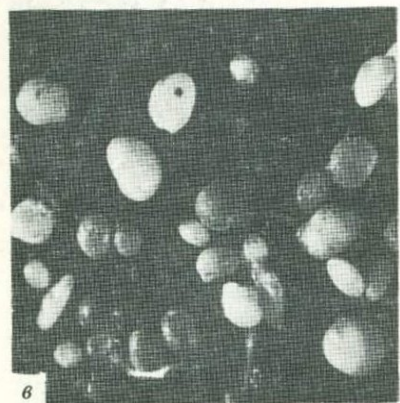
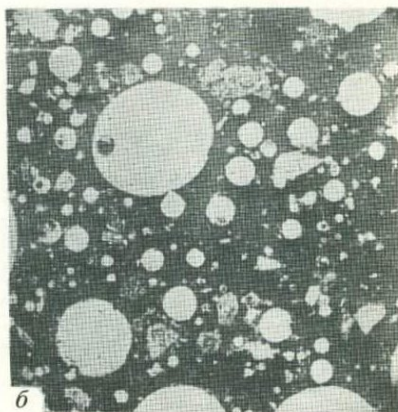
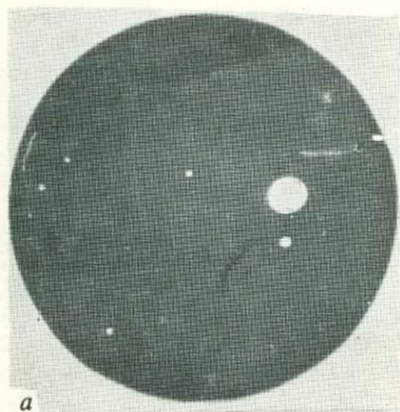
д



е

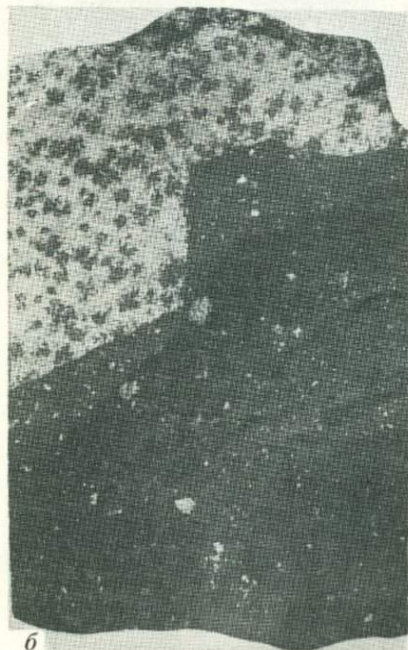
Фототаблица VII







a



б



в



a



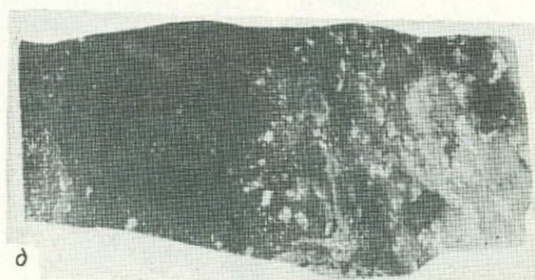
б



в



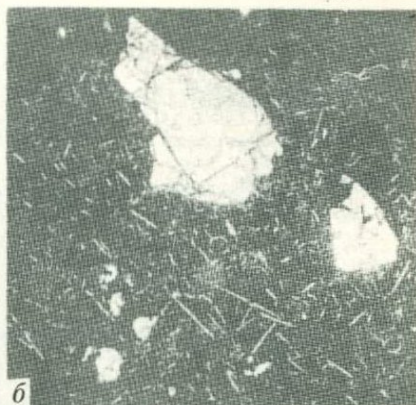
г



д



a



б



в



з

СОДЕРЖАНИЕ

<u>Введение</u> , В.Л. Масайтис	3
<u>Геолого-геоморфологические особенности района</u> , В.Л. Масайтис, М.В. Михайлов	7
Главнейшие комплексы метаморфических, осадочных и изверженных пород	7
Архейский фундамент платформы	8
Протерозойский-кайнозойский платформенный чехол	11
Интрузивные породы протерозоя и гриаса	12
Особенности магнитного и гравитационного полей	13
Основные черты геоморфологии	13
<u>Развитие представлений о строении и возрасте Полигайской котловины</u> , В.Л. Масайтис, М.В. Михайлов	16
<u>Структура Полигайского метеоритного кратера</u> , В.Л. Масайтис, М.В. Михайлов, Т.В. Селивановская	19
Предварительные замечания о применяемой терминологии	19
Зональность внутреннего строения кратера и структурных форм в окружающих породах	20
Внутренняя воронка кратера (зона I)	22
Внешняя воронка кратера (зона II)	24
Зона дальних выбросов (зона III)	36
<u>Условия залегания и вещественный состав взрывных брекчий и импактитов</u> , В.Л. Масайтис, Т.В. Селивановская	37
Ударный метаморфизм пород и минералов	37
Аутигенная брекчия	42
Аллогенная брекчия	43
Геологическая характеристика	43
Петрографическая характеристика	50
Импактиты	57
Зювиты	57
Геологическая характеристика	57
Петрографическая характеристика	62
Тагамиты	69
Геологическая характеристика	70
Петрографическая характеристика	75
Химический состав импактитов	76
Физические свойства ударно-метаморфизованных пород и импактитов	81
<u>Возраст кратера</u> , В.Л. Масайтис, М.В. Михайлов, Т.В. Селивановская	85
<u>Предварительная интерпретация результатов исследований</u> , В.Л. Масайтис, 88 Древние метеоритные кратеры на земной поверхности и сравнение их с Полигайским кратером	88
Некоторые вопросы механизма образования Полигайского кратера	98
<u>Литература</u>	103
<u>Объяснения к таблицам</u>	109
<u>Таблицы I—XI</u>	113

95 коп.

1522

