

DIAMOND-BEARING
IMPACTITES
OF THE POPIGAI
ASTROBLEME

**АЛМАЗОНОСНЫЕ
ИМПАКТИТЫ
ПОПИГАЙСКОЙ
АСТРОБЛЕМЫ**

1. ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ПОПИГАЙСКОЙ АСТРОБЛЕМЫ И ЕЕ ОКРУЖЕНИЯ

Попигайский кратер (координаты его центра — $71^{\circ}28'$ с. ш., $111^{\circ}11'$ в. д.) возник на Сибирской платформе, на северо-восточной окраине Анабарского щита в результате крупномасштабного импактного события. Геологическая структура этого района характеризуется двуслойным строением: на докембрийском кристаллическом фундаменте, полого погружающемся к северо-востоку, здесь залегает платформенный чехол преимущественно карбонатных и терригенных пород верхнепротерозойского, палеозойского и мезозойского возраста, некоторое распространение имеют раннемезозойские основные гипабиссальные интрузии (рис. 1.1). Породы фундамента и осадочного чехла могут рассматриваться как образования цокольного структурно-литологического (структурно-вещественного) комплекса, имеющего двухъярусное строение. Все эти породы деформированы вдоль бортов импактной структуры, они местами выступают во внутренней ее части. Выполняющие кратер различные перемещенные брекчии и импактиты являются аллохтонными образованиями и принадлежат к коптогенному (возникшему при импактном событии) структурно-литологическому комплексу. Аллогенные брекчии и импактиты распространены и за пределами кратера в виде значительно эродированных полей выбросов. Рыхлые плиоцен-четвертичные и четвертичные отложения перекрывают брекчии и импактиты в пределах отчетливо выраженной в современном рельефе котловины, они относятся к заполняющему структурно-литологическому комплексу.

1.1. Кристаллический фундамент

Метаморфические, местами гранитизированные и мигматизированные породы фундамента в северо-восточной части Анабарского щита представлены различными гнейсами и плагиогнейсами. Это чередующиеся гиперстеновые и двупироксеновые гнейсы и плагиогнейсы, биотит-гранатовые, биотит-гранат-гиперстеновые, биотит-гранат-силлиманитовые и гранат-силлиманит-кордиеритовые гнейсы с подчиненными им линзами салит-скаполитовых пород, кальцифиоров, мраморов. Гранатовые, биотит-гранатовые и другие гнейсы и плагиогнейсы нередко содержат графит. Все эти образования принадлежат к выделяемым в пределах северной части Анабарского щита верхнеанабарской и халчанской сериям. Общая мощность этих пород в рассматриваемой части щита оценивается в 10—12 км [Геол. карта СССР..., 1983]. Радиологический возраст неизменных кристаллических пород указывает в основном на тектоно-магматические процессы,

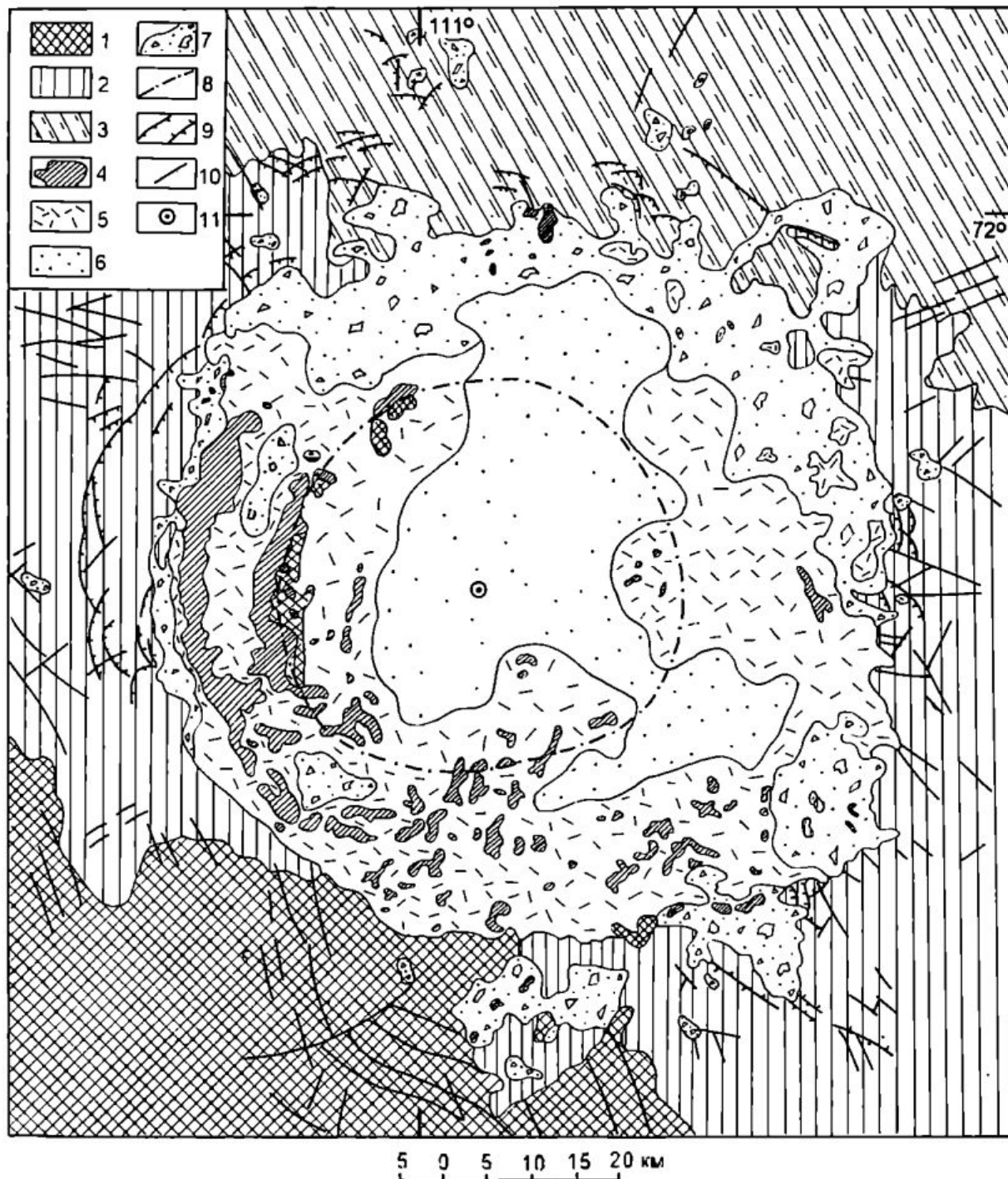


Рис. 1.1. Схематическая геологическая карта Попигайской астроблемы (со сиятым покровом плиоцен-четвертичных отложений):

1—3 — цокольный комплекс: 1 — кристаллические породы архея, 2 — осадочные породы верхнего протерозоя и нижнего палеозоя, 3 — осадочные, вулканогенно-осадочные и изверженные породы верхнего палеозоя и мезозоя; 4—7 — коптогенный комплекс: 4 — тагамиты, 5 — зювиты, 6 — коптокластиты, 7 — аллогенные брекчии; 8 — ось кольцевого поднятия; 9 — надвиги и сбросы; 10 — разломы неустановленной морфологии; 11 — геометрический центр астроблемы.

происходившие в раннем протерозое (2200—1800 млн лет, отдельные определения дают цифры 2500—2980 млн лет).

Метаморфические породы прорваны редкими небольшими телами дунитов, перидотитов и пироксенитов, обычно амфиболизированных, метагаббро и метагаббро-норитов. Порфиробластические гиперстеновые граниты (чарнокиты) образуют линзовидные тела в гиперстеновых гнейсах. Особенности метаморфизма и радиологические оценки возраста всех этих плутонических пород, близкие к уже упомянутым, дают основание относить

их к позднему архею. Раннепротерозойские гранитоиды образуют небольшие массивы, линзовидные тела, поля мигматитов. В их составе отмечены порфиробластические биотит-амфиболовые граниты, лейкократовые биотитовые граниты и граниты аляскитового типа. Радиологические датировки (1800—2200 млн лет) указывают на их образование в раннем протерозое. Кварцевые долериты и габбродолериты, образующие дайки в метаморфических породах, рассматриваются как позднепротерозойские, исходя из их перекрытия позднепротерозойскими карбонатными породами с корой выветривания в основании и возраста (1190—1580 млн лет). Метаморфические породы фундамента образуют крутые складки северо-западного простирания, широко развиты различные дизъюнктивные нарушения, сопровождаемые зонами катаклаза и милонитизации.

1.2. Платформенный чехол

В состав платформенного чехла входят отложения верхнего протерозоя, нижнего и среднего кембрия, нижнего триаса, средней юры, мела, а также различные генетические типы плиоценовых и четвертичных образований [Геол. карта СССР..., 1983].

Верхнепротерозойские отложения представлены ильинской, лабазтахской и котуйканской свитами нижнего рифея и старореченской свитой венда. Отложения первых двух свит широко развиты к западу от Попигайской структуры, где залегают с резким угловым несогласием на размытой поверхности пород архея. Они имеют сходный литологический состав и представлены красно-бурыми и розово-серыми кварцевыми, реже полевошпат-кварцевыми песчаниками, кварцито-песчаниками, гравелитами и редкими линзами конгломератов. Суммарная мощность свит — около 500 м. К юго-востоку от структуры локально развиты отложения лабазтахской и котуйканской свит. Лабазтахская свита сложена в основном кварцевыми песчаниками и кварцито-песчаниками мощностью до 60 м. Котуйканская свита согласно перекрывает отложения лабазтахской или же залегают с резким угловым несогласием на породах архея. Разрез представлен переслаивающимися пестроокрашенными строматолитовыми и глинистыми доломитами, кварцевыми песчаниками с глауконитом с прослоями гравелитов и конгломератов мощностью до 65 м. Старореченская свита сохранилась лишь к юго-востоку от структуры, где она несогласно перекрывает как породы нижнего рифея, так и архея. Представлена она однородной 120—140-метровой толщиной серых и коричневатых строматолитовых, песчаных и глинистых часто битуминозных доломитов с прослоями песчаников и конгломератов.

Кембрийские отложения имеют широкое распространение к северо-западу и к востоку от Попигайской структуры. Отложения нижнего отдела на северо-западе представлены немакит-далдынским и куранахским горизонтами алданского яруса и ленским ярусом, а на юго-востоке лишь немакит-далдынским горизонтом и перекрывающими их нерасчлененными отложениями ленского и амгинского ярусов. Отложения немакит-далдынского горизонта несогласно залегают на породах нижнего рифея и венда. Они сложены зеленовато-серыми песчаниками, гравелитами, конгломератами и доломитами, а перекрывающие их отложения куранахского горизонта — пестроокрашенными глинистыми известняками, мергелями и доломитами. Ленский ярус сложен серыми и зеленовато-серыми доломитами, глинистыми известняками с прослоями мергелей и алевролитов.

Нерасчлененные отложения ленского и амгинского ярусов, развитые к юго-востоку от структуры, представлены коричневато-серыми битуминозными известняками, черными горючими сланцами, зеленовато-серыми аргиллитами и кремнистыми породами общей мощностью 40—65 м. Общая мощность отложений нижнего кембрия к северо-востоку от структуры составляет 210—230 м, а на востоке не превышает 80—100 м.

Отложения среднего кембрия на северо-западе представлены амгинским и майским ярусами, а к востоку от структуры джахтарским и силигирским горизонтами майского яруса. Амгинский и майские ярусы сложены в основном светлоокрашенными преимущественно зеленовато-серыми доломитами и известняками. В разрезе майского яруса также встречаются водорослевые, глинистые и битуминозные доломиты. Джахтарский и силигирский горизонты, развитые к востоку от импактной структуры, сложены ритмично переслаивающимися пестроцветными преимущественно зеленоцветными известняками, глинистыми и алевритистыми известняками и мергелями. Общая мощность отложений среднего кембрия, развитых к северо-западу от Попигайской котловины, составляет 360—450 м, а на востоке не превышает 230—310 м.

Пермские отложения широко распространены к северу и северо-востоку от Попигайской астроблемы и залегают на размытой поверхности кембрия. Они представлены нижнепермскими серыми песчаниками с прослоями аргиллитов, алевролитов, глинистых сланцев и конгломератов мощностью 60—150 м и верхнепермскими песчаниками с прослоями алевролитов, песков, углисто-глинистых сланцев и каменных углей мощностью 60—80 м.

К нижнему триасу отнесены вулканогенно-осадочные породы (туфы базальтов, туфопесчаники, туффиты), образующие небольшие поля среди пермских отложений. Их видимая мощность — около 20—30 м.

Юрские отложения в коренном залегании установлены только в одном пункте к северу от Попигайской астроблемы на р. Анабарка, где они представлены лептохлоритовыми кварц-полевошпатовыми песчаниками, характерными для среднего отдела в прилегающих районах. В виде обломков в брекчиях и импактитах были встречены песчаники с ааленской фауной, что указывает на бывшее распространение юрских толщ в этом районе.

Найденные в аналогичных условиях обломки пород с остатками фауны, характеризующей берриасский ярус и нижневаланжинский подъярус нижнего мела, свидетельствуют о развитии в этом районе образований соответствующего возраста. Собственно отложения валанжина, залегающие на размытой поверхности пермских отложений к северу от импактной структуры, представлены песками с прослоями глин. Заключенные в них конкреции содержат характерные остатки фауны, мощность песков не превышает 20—30 м. Верхнемеловые отложения сохранились на небольших площадях по периферии астроблемы, где они залегают на кембрийских карбонатных породах. Это кварц-полевошпатовые пески и песчаники с прослоями глин, лигнитовых углей и линз гравелитов и конгломератов общей мощностью до 10—15 м. Обломки и глыбы аналогичных пород встречаются в составе различных брекчий во внутренней части астроблемы.

Плиоценовые и четвертичные отложения распространены повсеместно, но особенно широко они развиты в пределах Попигайской котловины. Наиболее значительные площади их развития находятся в восточной ее части. Исходя из геолого-геоморфологических данных и анализов спорово-пыльцевых комплексов, выделяются разновозрастные аллювиальные, озерные, ледниковые, эоловые и другие образования, сложенные толщами

песков, галечников, гравия, глин, илов, суглинков, содержащих иногда линзы торфа. Широко развиты современные элювиальные и делювиальные глыбовые россыпи. Мощность плиоцен-четвертичных образований в целом колеблется от первых метров до 50—60 м.

Изверженные породы в составе осадочного чехла представлены раннетриасовыми долеритами, габбродолеритами, трахидолеритами. Они образуют дайки и силлы, неправильные секущие тела в пермских и кембрийских толщах. Мощность их колеблется от первых метров до нескольких десятков метров. В прилегающих районах они перекрыты юрскими отложениями.

Осадочные породы чехла в рассматриваемом регионе имеют общее пологое моноклинальное падение на северо-восток, у границ щита оно составляет до 2—3°, по направлению к северо-востоку углы падения вылаживаются до 30'. Местами общее пологое залегание осложнено пологими складками, флексурами и широко развитыми разрывными нарушениями. Преобладают разломы северо-западного и северо-восточного простирания, длина их составляет 10—15 км, амплитуды смещения — несколько десятков метров.

1.3. Морфология и внутреннее строение астроблемы

Характеристика морфологии и строения Попигайской астроблемы приведена в ряде опубликованных работ [Масайтис и др., 1975, 1979б, 1983; Геология астроблем, 1980; и др.]. Морфология Попигайской котловины определенным образом наследует морфоструктуру импактного кратера, значительно модифицированную эрозией и аккумуляцией плиоценовых и четвертичных отложений. Абсолютные отметки днища округлой котловины составляют 20—80 м, контуры ее в значительной мере совпадают с внутренней воронкой кратера, имеющей диаметр около 75 км. Котловина ограничена окружающим полого-волнистым плато с запада и юга (относительная высота его около 200—250 м), с севера и востока ее днище незаметно сливается с увалистой равниной, возвышающейся на 100—150 м над ним. В пределах котловины, преимущественно в западной и юго-западной ее частях, располагаются прерывистые дугообразные цепи холмов иногда с плоскими вершинами, высота их достигает 100—250 м. Гряды невысоких холмов окружают котловину на северо-востоке и юге. Реки, дренирующие котловину, имеют дугообразно-концентрическую ориентировку долин, наследующих основные морфоструктуры кратера. Геоморфологические особенности Попигайской астроблемы подробно освещены в работе М. И. Плотниковой [1990].

Геологические и геофизические данные, результаты бурения, а также дешифрирования аэрофотоснимков и дистанционных изображений из космоса позволяют рассматривать Попигайскую астроблему как сложную многокольцевую структуру (см. рис. 1.1). Основными ее морфоструктурными элементами, вырисовывающимися по рельефу поверхности истинного дна, являются центральное поднятие, внутренний кольцевой желоб, кольцевое поднятие, внешний кольцевой желоб (все эти элементы как бы охватываются внутренней воронкой кратера), внешняя пологая воронка, которая имеет характер террасовидной поверхности, наклоненной к центру структуры.

Наиболее четко эти основные элементы строения определяются по гравиметрическим данным (рис. 1.2), которые хорошо увязываются с из-

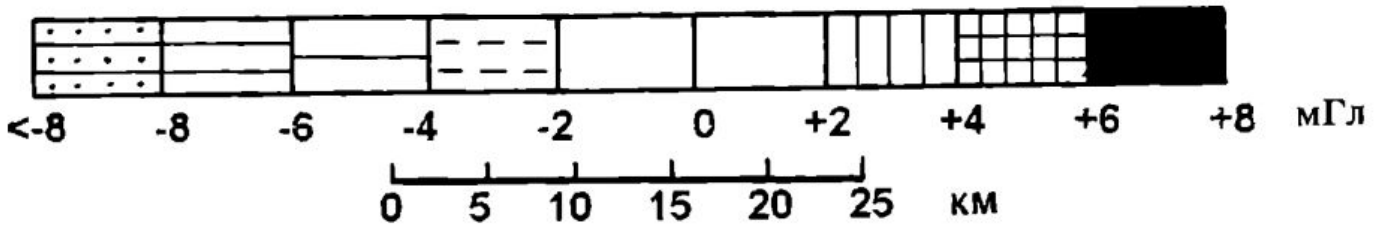
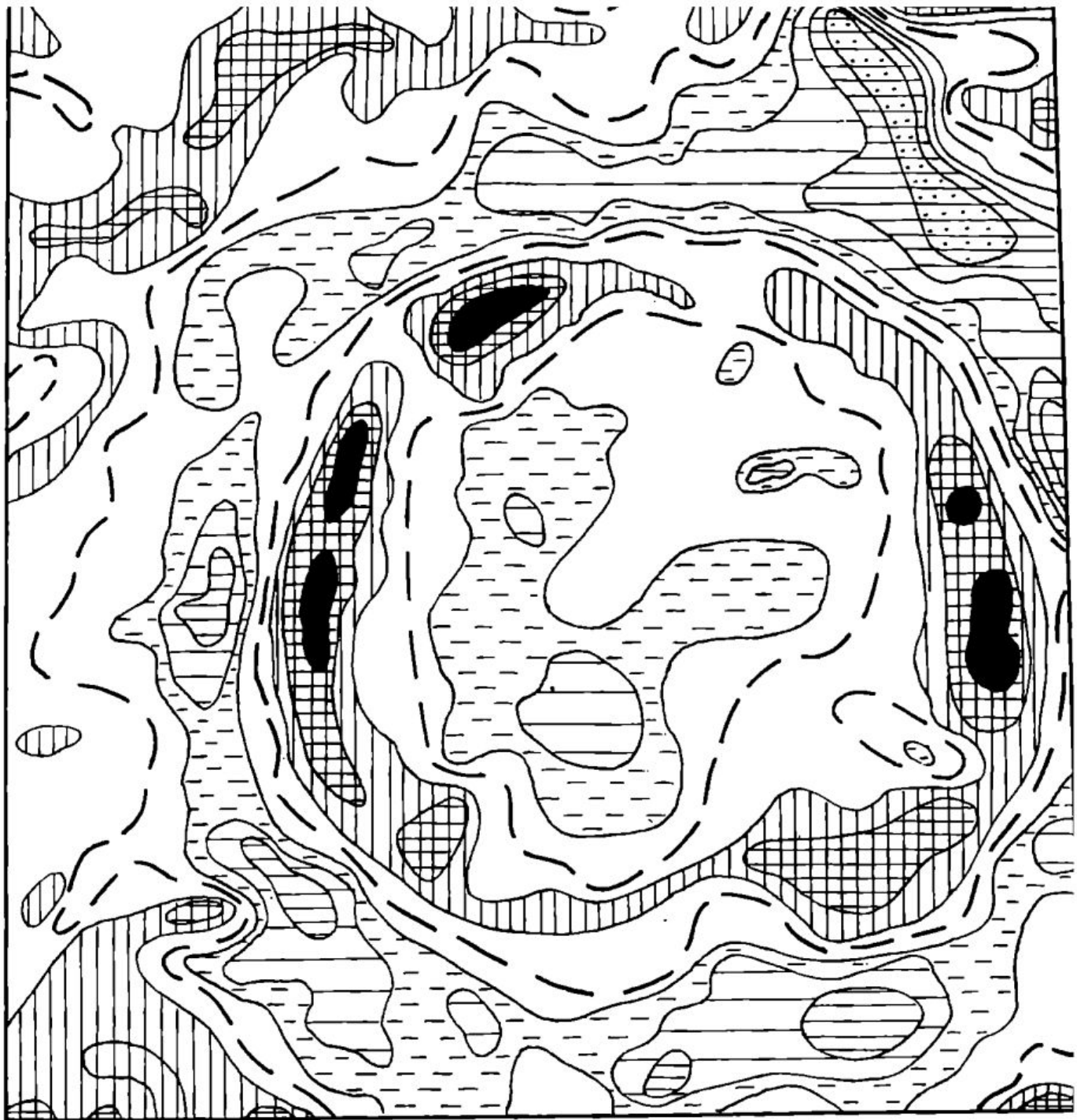


Рис. 1.2. Схема локальных гравитационных аномалий Попигайской астроблемы (по данным Ю. М. Шульгина и др., 1972).

менениями плотности развитых здесь пород (табл. 1.1) и с условиями их залегания. Плотность брекчий и импактитов в целом на $0,35-0,45 \text{ г/см}^3$ меньше, чем плотность исходных кристаллических пород фундамента и протерозойских и кембрийских пород чехла; плотность этих пород, подвергшихся ударному метаморфизму и дроблению, также уменьшена. По-

СРЕДНЯЯ ПЛОТНОСТЬ ПОРОД МИШЕНИ, БРЕКЧИЙ И ИМПАКТИТОВ

Породы	Кол-во определений	Плотность, г/см ³	
		\bar{X}	σ
Гнейсы и плагиогнейсы архея	32	2,83	0,25
Те же, ударно-метаморфизованные	70	2,57	0,19
Кварцито-песчаники протерозоя*	—	2,70	—
Доломиты, известняки, мергели кембрия	26	2,67	0,17
Песчаники и алевролиты перми	7	2,23	0,18
Мелкообломочные аллогенные брекчии (коптокластиты)	8	2,07	0,11
Зювиты	97	2,24	0,33
Гагамиты	82	2,48	0,28

* По данным Д. И. Саврасова и Ю. М. Шульгина

пигайская структура хорошо выражена и в форме округлой в плане отрицательной аномалии магнитного поля со средней интенсивностью около —300...—400 нТ. Эта аномалия как бы разрывает характерное для региона знакопеременное поле полосовых аномалий, имеющих северо-западное простирание и отражающих особенности состава и строения фундамента.

Слабовыраженное в гравитационном поле центральное поднятие, о существовании которого можно судить также и по данным электроразведки, имеет диаметр около 10—15 км, амплитуда его вероятно достигает нескольких сотен метров. Оно сложено кристаллическими породами, значительно преобразованными ударным воздействием и последующими перемещениями блокового характера. Теми же породами сложено и днище внутреннего кольцевого желоба, диаметр которого, по тем же данным, оценивается в 20—25 км. Максимальное погружение поверхности этого днища определяется в 2 км, соответственно такую суммарную мощность может иметь толща брекчии и импактитов в центральной части структуры.

Наиболее характерным элементом является кольцевое поднятие, имеющее диаметр около 45 км. Оно хорошо прослеживается в гравитационном поле (см. рис. 1.2), брекчированные кристаллические породы обнажаются на поверхности в северо-западном секторе кратера, в остальной части они скрыты под толщами импактитов и перемещенных брекчии. Поперечный профиль поднятия асимметричен: крутизна внутреннего склона — 3—20°, внешнего — 5—30°, местами — до 45°. Поднятие имеет блоковое строение, местами породы инъецированы жилами раздробленного и расплавленного материала.

Внешний кольцевой желоб с диаметром по оси 55—60 км имеет относительную глубину от 1,2—1,5 км на северо-западе до 1,7—2,0 км на юго-востоке, причем рельеф дна характеризуется значительными перепадами гипсометрических отметок, что устанавливается по данным бурения. Мощность сохранившихся брекчии и импактитов в пределах желоба в юго-восточном секторе достигает 2,0 км. Внешний склон желоба имеет различную крутизну — от 10—20° до 3—5° в пределах осложняющих его радиальных желобов. Эти структурные элементы второго порядка, прослеживающиеся примерно от оси кольцевого желоба в радиальных

направлениях, имеют ширину в пределах внешней воронки до 10—15 км. Мощность развитых в радиальных желобах брекчий и импактитов («языков выпахивания») достигает нескольких сотен метров и увеличивается от фронтальных частей к тыловым. Эти структуры придают внешним ограничениям поля сплошного распространения брекчий и импактитов фес-тончатый вид.

Осадочные породы чехла и, частично, кристаллические породы фундамента, окружающие впадину катера, интенсивно деформированы в кольцевой зоне в радиусе до 50 км от центра. Здесь развиты в сложных сочтаниях центробежные дугообразные надвиги, взбросо-надвиги, клиппены, небольшие складки и разрывы сплошности пород, в целом затухающие в радиальном направлении. Нередко отмечается, что более древние породы надвинуты на более молодые. Амплитуды латеральных перемещений могут достигать нескольких километров. Отмечаются также и радиальные разломы. Анализ гидрографической сети и материалов дистанционных съемок показывает, что слабо проявленные деформации горных пород можно проследить в радиусе до 70 км от центра структуры. В пределах этого же радиуса на водораздельных пространствах и на склонах долин местами располагаются сохранившиеся от эрозии останцы покрова выбросов — аллогенные брекчии, зювиты, реже тагамиты. Максимальная площадь отдельных останцов составляет до 3—5 км², при этом мощность сохранившихся выбросов может достигать первых десятков метров.

Современная поверхность деформированных пород осадочного чехла неравномерно приподнята на несколько десятков метров в полукольцевой зоне, окружающей кратер с севера. На поверхности здесь нередко выступают относительно более древние породы, местами перекрытые сохранившимися пятнами выбросов или брекчиями и импактитами краевой части сплошного поля их распространения. Такие приподнятые участки могут рассматриваться как реликты цокольного вала кратера, значительно видоизмененного эрозией.

Кристаллические породы истинного дна в разных секторах астроблемы несколько различаются по составу. В пределах кольцевого поднятия в районе возвышенности Маячика (северо-западный сектор) развиты графитсодержащие биотит-гранатовые, иногда с силлиманитом и кордиеритом гнейсы и плагиогнейсы и подчиненные им аналогичные биотит-гранатовые породы с пироксеном. В юго-западном секторе на кольцевом поднятии преобладают биотит-двупироксеновые гнейсы и плагиогнейсы с полосами и линзами биотит-гранатовых, биотит-гиперстеновых и биотит-салитовых гнейсов и плагиогнейсов. На борту внутренней воронки в этой части структуры развиты чередующиеся биотит-салитовые, биотит-двупироксеновые, биотит-гиперстеновые иногда гранатсодержащие гнейсы и плагиогнейсы с линзами мраморов и кальцифиров. На южном борту структуры наряду с биотит-гранатовыми гнейсами выступают салитовые и скаполит-салитовые породы и кальцифиры. Кристаллические породы нередко гранитизированы, здесь развиты и чарнокиты.

Перемещенные брекчии и импактиты образуют в целом сложную систему протяженных линзовидных субгоризонтально залегающих тел, местами расщепляющихся и выклинивающихся. Вместе с тем общая последовательность залегания различных пород в вертикальном разрезе может быть намечена вполне уверенно. На раздробленных и частично смещенных образованиях кристаллического фундамента и осадочного чехла (параавтохтон, аутигенная брекчия) обычно залегают клиппеновые и глыбовые

аллогенные брекчии, перекрытые импактитами — тагамитами и зювитами. Среди последних, особенно в верхней части, отмечаются линзы и пачки пород, характеризующихся неясной слоистостью и сортировкой. На ряде участков и, особенно, в центральной части астроблемы верхним членом общего разреза являются тонкообломочные аллогенные брекчии (коптокластиты), нередко с линзами зювитов.

Все эти породы, в значительной мере перекрытые четвертичными отложениями, обнажаются на площади около 1000 км². В центральной части структуры общая мощность аллогенных брекчий и импактитов может достигать более 2 км, при этом суммарная мощность тагамитов и зювитов составляет до 2/3 этой величины. Наибольшую мощность аллогенные брекчии имеют в осевой части кольцевого желоба, что установлено в северо-западном и юго-западном секторах. На юго-западном борту кратера, как и в некоторых других местах, импактиты залегают непосредственно на деформированных кристаллических или осадочных породах. Центр тяжести сложного линзовидного тела импактитов несколько смещен к юго-западу от геометрического центра структуры, и главная масса крупных пластовых тел тагамитов сосредоточена в западном и юго-западном секторах.

Различающиеся по литологическим признакам (составу обломочного материала, его гранулометрии и степени ударных преобразований, количеству и составу цементирующего материала, его агрегатному состоянию и пр.) аллогенные брекчии и импактиты могут рассматриваться как своего рода фации. Они возникли за счет местных пород, испытавших ударный метаморфизм (вплоть до плавления), перенос и осаждение, а также последующее охлаждение, кристаллизацию, гидрохимические преобразования и пр. Общая схема подразделения основных типов коптогенных образований (рис. 1.3) составлена на основании разработанных ранее общих подходов к систематике, классификации и номенклатуре горных пород, встречаю-



Рис. 1.3. Схема подразделения основных типов коптогенных образований. Импактные брекчии могут содержать до 10 % переплавленного материала, содержание его в импактитах более 10 %.

щихся в импактных кратерах [Структуры..., 1983], а также современных требований [Петрографический кодекс, 1995]. Более подробное описание всех этих образований, их соотношений и прочего приведены в разделе 2 при рассмотрении отдельных участков астроблемы, принадлежащих к различным ее концентрическим структурным зонам.

1.4. Время образования кратера

Момент попигайского ударного события по геологическим данным находится в интервале между поздним мелом и плиоценом. Радиологические датировки К—Аг методом по валовым пробам тагамитов и импактных стекол, а также датировки методом треков деления урана дали цифры от 29 до 45 млн лет, в среднем 38,9 млн лет [Масайтис и др., 1975; Комаров, Райхлин, 1976], что по последней геохронологической шкале [Odin, 1995] отвечает середине эоцена. Определения, выполненные на отобранных нами образцах тагамитов и импактных стекол Ag^{40} — Ag^{39} методом, позволили уточнить эту датировку, согласно полученным данным время импактного события оценивается в $35,7 \pm 0,2$ млн лет [Bottomley et al., 1993, 1997]. Таким образом, можно считать, что кратер возник в конце эоцена. Последняя цифра, по-видимому, наиболее близка к действительному времени кратерообразования, хотя нуждается в подтверждении разными методами и на более обширном тщательно отобранном материале.

В связи с уточнением датировки попигайского события заслуживают внимания данные о присутствии мелких кластеров ударно-метаморфизованного кварца в тонком прослое глины, обогащенном иридием и залегающем на границе эоцена и олигоцена в мощной толще карбонатных и других пород в средней части Аппенинского полуострова в районе Массиньяно [Langenhorst, Clymer, 1996]. Предполагается, что этот прослой, датированный аргон-аргоновым методом по фрагментам вулканического пепла в $35,7 \pm 0,4$ млн лет, возник при одновременном осаждении пылевых частиц, выброшенных в высокие слои атмосферы при ударном событии. Такой разнос мог быть аналогичным глобальному распространению частиц ударно-метаморфизованного кварца, обнаруженных в обогащенном метеоритным веществом прослое глины на границе маастрихта и дания. Этот прослой обязан своему возникновению импактному событию в районе п-ова Юкатан, при котором образовался кратер Чиксулуб диаметром около 200 км [Sharpton et al., 1996].

Следует при этом иметь в виду, что время образования Попигайского кратера, согласно приведенным данным, весьма близко к импактному событию, которое вызвало образование структуры Чезапик диаметром около 90 км, расположенной на Атлантическом побережье США [Roag et al., 1994; Roag, 1996]. Она возникла в конце эоцена, на что указывают геологические датировки мощного (до 60 м) прослоя специфических брекчий с ударно-метаморфизованным кварцем, залегающего в прилегающих частях континента и на шельфе (35,2—35,5 млн лет), а также наличие ударно-метаморфизованного материала, выявленного в разрезе океанского шельфа в 150 км от побережья штата Нью-Джерси и датированного в $35,2 \pm 0,3$ млн лет [Roag, Aubry, 1995]. Совпадение возраста кратера Чезапик с возрастом северо-американских тектитов, как и близость их Rb—Sr и Sm—Nd изотопных характеристик к таковым для пород мишени кратера Чезапик, делают последний весьма вероятным источником поля рассеяния

этих тектитов [Roag et al., 1994; Grieve, 1996]. Предположению Д. Милтона о том, что северо-американские тектиты могут быть связаны с образованием Попигайского кратера (личное сообщение) противоречат данные о распределении редких земель в породах мишени, тагамитах и импактных стеклах этой структуры и в северо-американских тектитах. Первые характеризуются положительной европиевой аномалией [Masaitis, 1994], в то время как эти тектиты имеют отрицательную европиевую аномалию [Bouška et al., 1987].

Уточнение времени образования обоих кратеров, возникших в течение ограниченного промежутка времени на рубеже эоцена и олигоцена, возраста прослая с ударно-метаморфизованным кварцем в разрезах вблизи Масиньяно, а также поиски такого прослая в других регионах представляются весьма актуальными.

2. ИМПАКТНЫЕ БРЕКЧИИ И ИМПАКТИТЫ КОНЦЕНТРИЧЕСКИХ СТРУКТУРНЫХ ЗОН

Особенности залегания и внутреннего строения толщ брекчий и импактитов в Попигайской астроблеме были выявлены при среднемасштабном и крупномасштабном геологическом картировании, а также при изучении керна скважин. Отдельные участки, описываемые далее, располагаются в различных секторах астроблемы и характеризуют строение трех ее концентрических структурных зон: внутренней зоны центральной впадины, промежуточной зоны кольцевого поднятия и кольцевого желоба и внешней кольцевой зоны деформаций (рис. 2.1). Эти участки различаются также по глубине эрозионного среза, а также по характеру обнаженности и изученности на глубину бурением.

2.1. Кольцевая зона деформаций и внешний склон кольцевого желоба

2.1.1. Район возвышенности Согдоку

Рассматриваемый район (см. рис. 2.1) расположен на борту астроблемы в ее северо-западном секторе, между сплошным полем развития импактитов и брекчий и деформированными верхнепротерозойскими и нижнекембрийскими осадочными толщами. Все эти породы вскрываются в протяженных береговых обнажениях по долинам ручьев Буордах, Саха-Юряге и их притокам и по правому борту долины р. Рассоха, главным образом параллельно западным склонам плоских возвышенностей Согдоку-Керикете на севере и Суон-Тумул на юге, относительная высота которых достигает 200 м. Хорошая обнаженность делает этот участок весьма благоприятным для детальных наблюдений, результаты которых частично были описаны ранее [Масайтис и др., 1975; Данилин, 1982; и др.].

Верхнепротерозойские кварцито-песчаники, а также доломиты, известняки, мергели, имеющие возраст от позднего протерозоя до позднего кембрия, в целом полого погружаются к северу, однако залегание их нарушено многократными дугообразными в плане надвигами и взбросо-надвигами, плоскости которых падают к востоку и юго-востоку (рисунки 2.2, 2.3). Кварцито-песчаники во многих случаях надвинуты на карбонатные

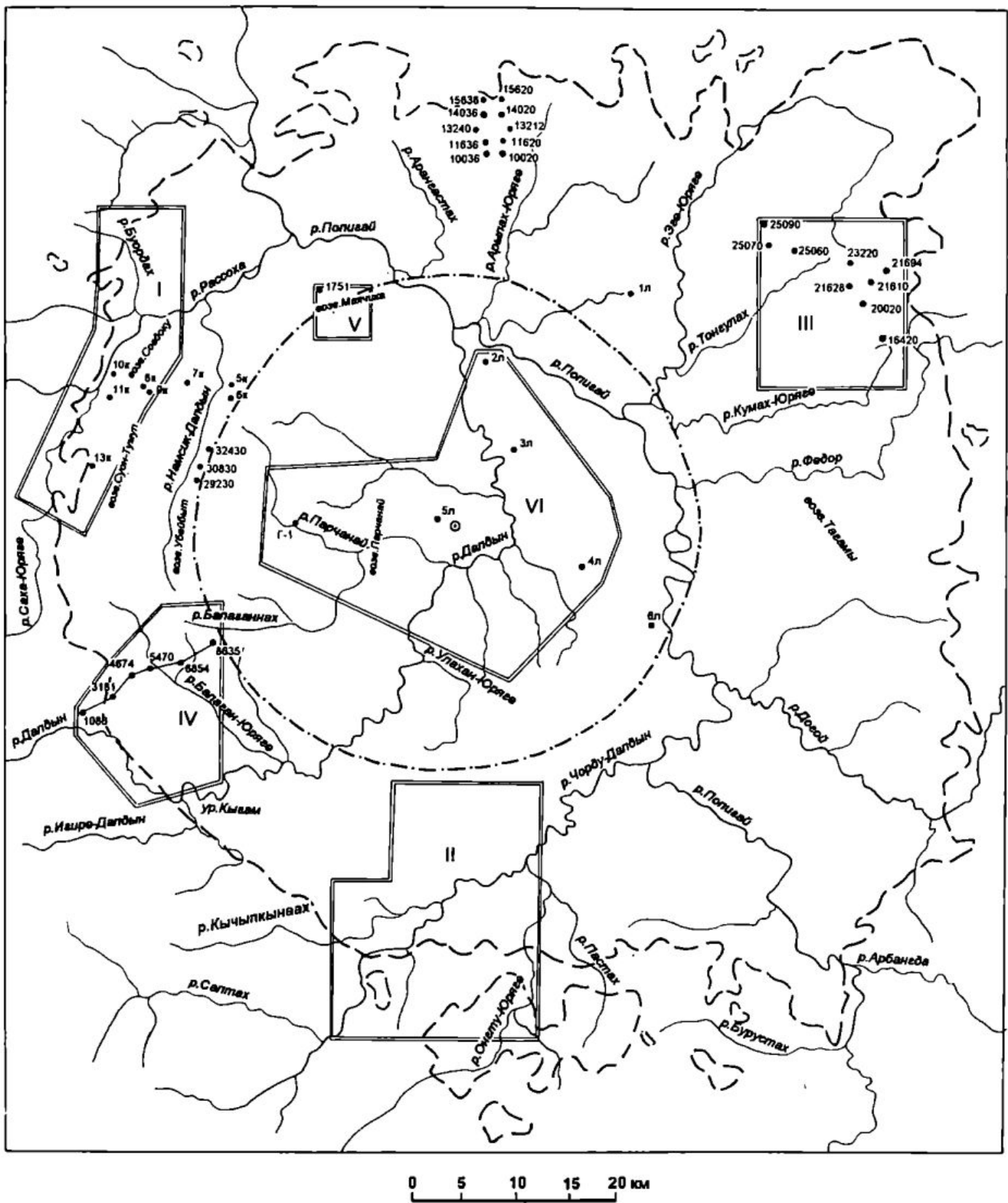


Рис. 2.1. Обзорная схема отдельных детально описанных районов Попогайской астроблемы:

1 — внешняя граница сплошного распространения аллогенных брекчий и импактитов; 2 — ось кольцевого поднятия; 3 — геометрический центр астроблемы; 4 — скважины и их номера; 5 — линии разрезов с указанием номеров отдельных скважин; 6 — контуры детально описанных районов и их номера: I — возвышенность Согдоку, II — среднее течение р. Чорду-Далдын, III — верховья р. Тонгулах, IV — верхнее и среднее течение р. Балаган-Юрты, V — возвышенность Маячика, VI — нижнее течение р. Далдын.

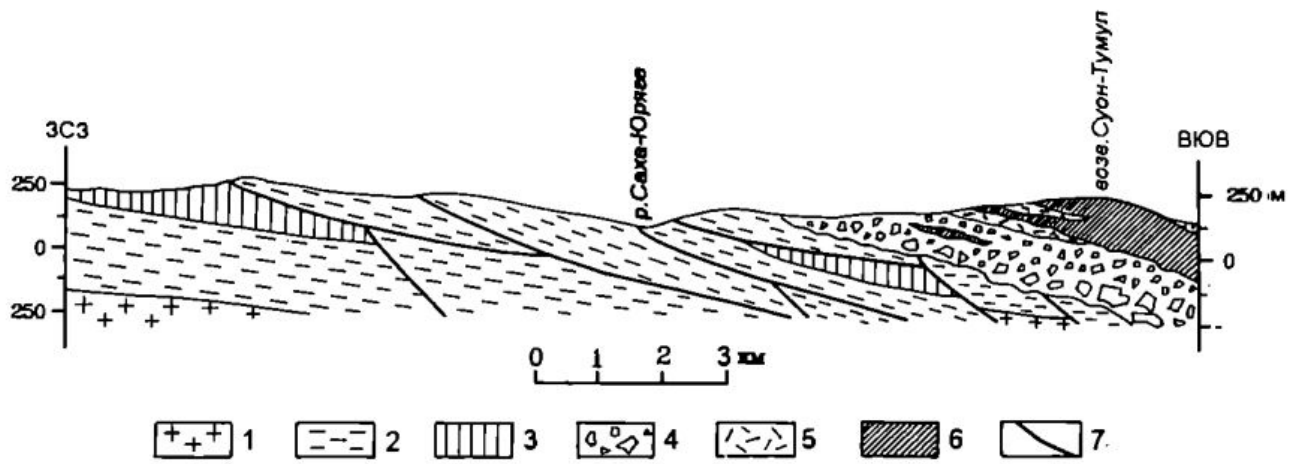


Рис. 2.2. Поперечный геологический разрез западного борта кратера в верховьях р. Саха-Юрьяе:

1 — гнейсы архея; 2 — кварцито-песчаники верхнего протерозоя; 3 — карбонатные породы нижнего кембрия; 4 — полимиктовые мегабрекчии и глыбовые брекчии; 5 — зювиты; 6 — тагамиты; 7 — надвиги.

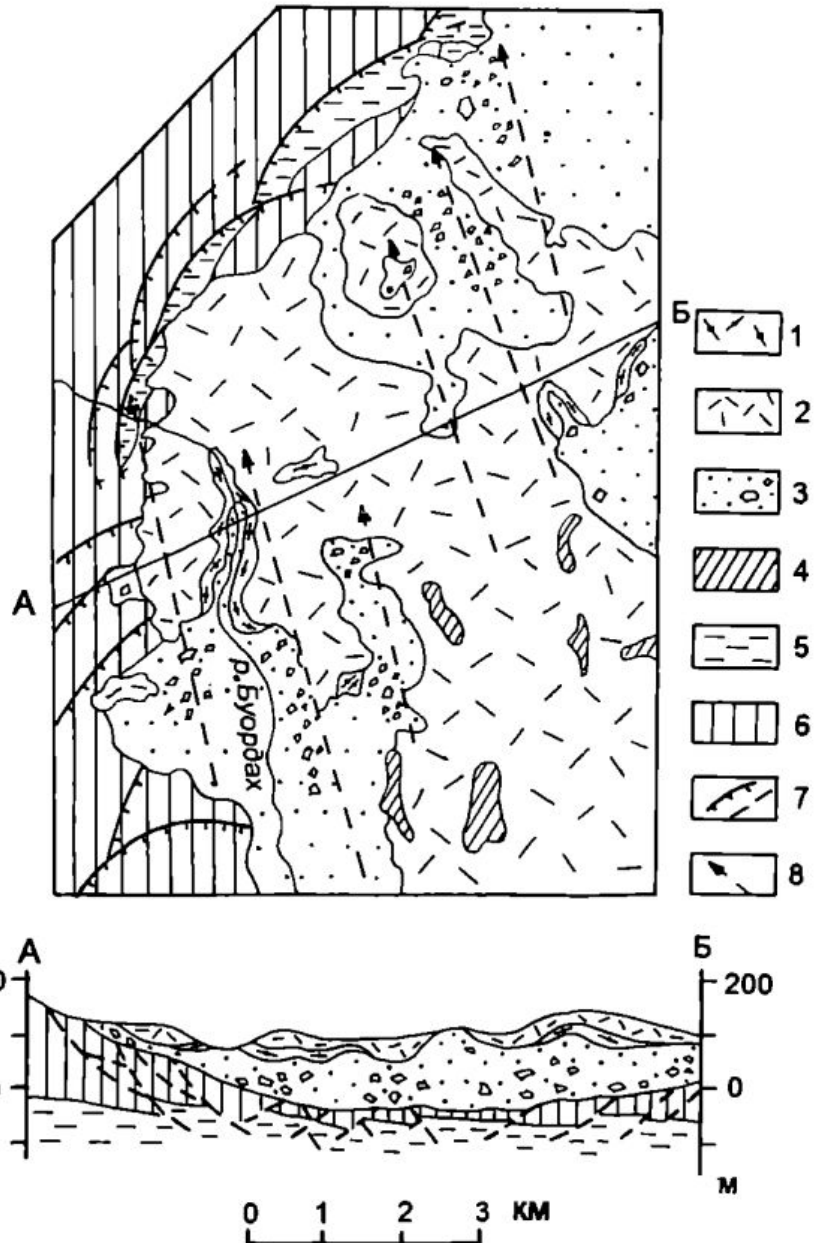


Рис. 2.3. Геологическая схема района р. Буордах:

1—2 — зювиты агломератовые, содержащие эпикласты преимущественно кристаллических пород (1), и лапиллиевые (2); 3 — аллогенная полимиктовая глыбовая брекчия; 4 — тагамиты; 5—6 — осадочные породы цоколя: 5 — кварцито-песчаники верхнего протерозоя, 6 — карбонатные породы нижнего кембрия; 7 — надвиги в плане и в разрезе, предполагаемые; 8 — оси гребневидных выступов поверхности подошвы зювитов.

породы, при этом отдельные чешуи имеют поперечник от 1—2 до 5—8 км, толщина смещенных пластин составляет от первых десятков до сотни метров, амплитуды смещения оцениваются в первые километры. В ряде случаев вдоль надвиговых плоскостей обнаруживаются останцы угленосных меловых песков. Здесь наблюдаются различно ориентированные мелкие складки, небольшие зоны интенсивного дробления, иногда угленосные пески заполняют трещины в плотных породах. В истоках р. Саха-Юряге на продолжении кольцевой зоны деформаций к югу в составе смещенных чешуй отмечены и кристаллические породы.

Образования коптогенного комплекса — аллогенные полимиктовые брекчии, зювиты и тагамиты — перекрывают на рассматриваемом участке деформированные породы осадочного чехла и погружаются к юго-востоку. Вместе с тем подошва брекчий и импактитов (рис. 2.4) занимает более низкое гипсометрическое положение на севере. Поверхность их основания неровная, в целом вырисовывается несколько как бы врезанных в осадочные породы желобов или борозд, заполненных полимиктовыми брекчиями и импактитами и ориентированных радиально по отношению к центру кратера [Масайтис и др., 1975]. Радиальные желоба, являющиеся свособразными морфоструктурными элементами второго порядка, имеют ширину от 1 до 4—6 км, глубина вреза — от 100 до 300 м. Наиболее крупный радиальный желоб (Буордахский язык) расположен в северной части участка, имеет корытообразный профиль и прослежен по простиранию на 9 км (см. рис. 2.3).

Аллогенные полимиктовые брекчии представлены преимущественно глыбовыми и клиппеновыми разновидностями с тонкообломочным псаммито-алевритовым цементом (коптокластиты), наиболее крупные обнажения этих пород находятся на берегу р. Рассоха ниже устья р. Саха-Юряге (ур. Пестрые Скалы) и на р. Саха-Юряге примерно в 10 км от устья (рис. 2.5). В ряде случаев цементом брекчии является раздробленный и перетертый материал плотных осадочных и кристаллических пород, слагающих обломки, глыбы и клиппены. В поперечнике они иногда достигают многих десятков и даже первых сотен метров. В среднем размеры глыб колеблются от долей метра и первых метров до первых десятков метров. В отдельных случаях крупные клиппены и их скопления как бы «плавают» в массе глыбовых брекчий. В то же время в ряде обнажений (особенно в нижней части долины р. Саха-Юряге) коптокластиты почти лишены крупных глыб и включают преимущественно щебень разного состава (рис. 2.6).

Наиболее выразительны ударные преобразования кристаллических пород, слагающих обломочный материал. Они представлены различными гнейсами и плагиогнейсами, содержащими в качестве цветных минералов преимущественно пироксены, биотит, гранат, в них нередко присутствуют сульфиды, графит. Эти породы в различной степени и неравномерно брекчированы, катаклазированы, пересечены жилами брекчий и псевдо-тахилитов, иногда дайкообразными маломощными телами тагамитов. Можно наблюдать породы, испытавшие различную степень ударных преобразований вплоть до превращения в агрегат диаплектовых стекол и мономинеральных стекол плавления. Последние при перемешивании материала нередко переходят в частично или полностью гомогенизированные импактные стекла, содержащие мелкие частицы ударно-метаморфизованных минералов, преимущественно кварца и полевых шпатов. Небольшие фрагменты таких стекол (обычно измененных) часто встречаются в мел-

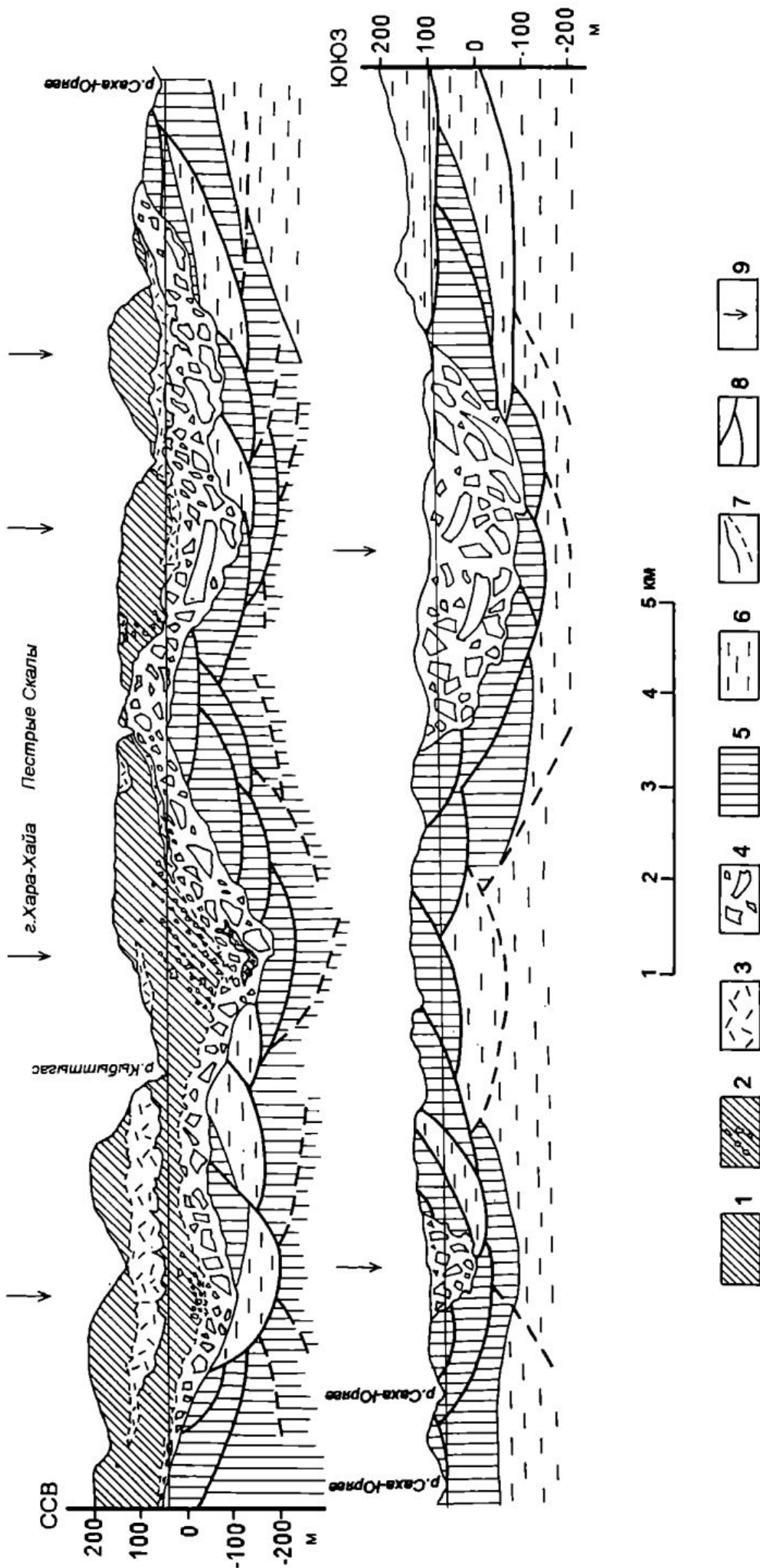


Рис. 2.4. Пролонгный геологический разрез борта кратера в районе западного склона возвышенностей Согдоку и Суон-Тумул:

1 — тагмиты; 2 — тагмиты с глыбами ударно-метаморфизованных гнейсов; 3 — зювиты; 4 — полимиктовые мелабрекчии и щербато-глыбовые брекчии; 5 — карбонатные породы нижнего кембрия; 6 — кварцито-песчаники верхнего протерозоя; 7 — геологические границы установленных и предполагаемые; 8 — тектонические контакты; 9 — оси радиальных желобов выпахивания.



Рис. 2.5. Аллогенная полимиктовая глыбовая брекчия, перекрытая останцом пластового тела тагамитов. Урочище Пестрые Скалы, р. Рассоха.

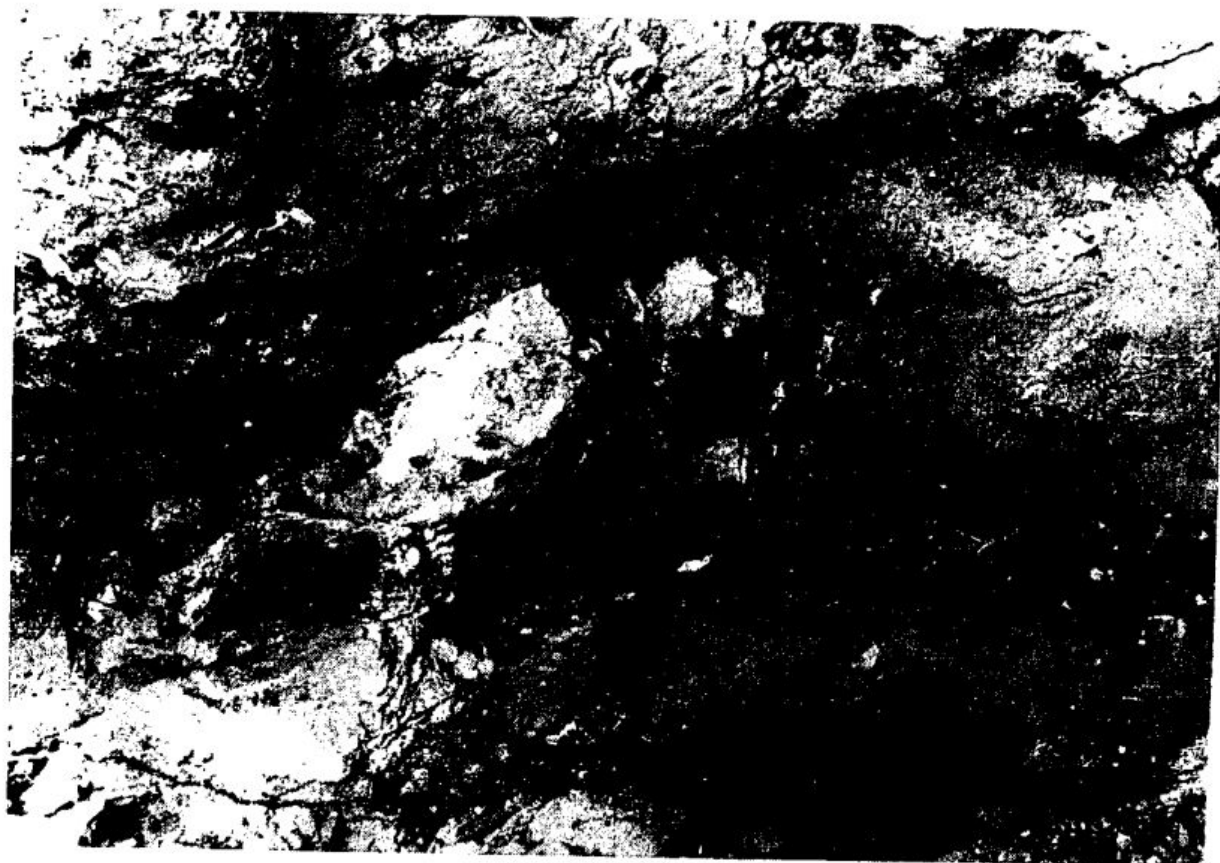


Рис. 2.6. Псаммито-алевритовые брекчии (коптокластиты), содержащие мелкие обломки различных осадочных и кристаллических пород и импактных стекол. В центре — крупная глыба кварцито-песчаника. Урочище Пестрые Скалы, р. Рассоха.

кообломочном псаммито-алевритовом цементе (коптокластите), который местами характеризуется флюидальными текстурами.

Помимо кристаллических пород в составе обломков и глыб находятся также кварцито-песчаники, различные карбонатные породы, угленосные песчаники и алевролиты, долериты, угленосные пески, содержащие сидеритизированную древесину. Они являются продуктами разрушения различных горизонтов осадочного чехла — от верхнепротерозойских до меловых. Видимая мощность полимиктовой брекчии на рассматриваемом участке составляет до 80—100 м, что подтверждено и бурением, при этом максимальная мощность может превышать указанную в два с лишним раза.

Полимиктовая брекчия повсеместно перекрыта зювитами и тагамитами, при этом поверхность их нижнего контакта весьма неровная, перепады высот могут достигать 200 м на расстоянии 2—3 км. В бассейне р. Буордах эта поверхность осложнена параллельными простиранию радиального желоба (325—340°) грядами и бороздами, прослеженными на 4—6 км и имеющими относительную высоту 30—80 м и ширину 0,5—1 км, крутизна их склонов составляет от 5—10° до 25°. Контакты с перекрывающими зювитами более резкие на гребнях и менее выраженные в пределах борозд, где преобладают агломератовые зювиты, насыщенные глыбами кристаллических пород, испытавших интенсивные ударные преобразования, хотя вся толща зювитов образована обломками лапиллиевой размерности [Данилин, 1982]. Во фронтальной части Буордахского языка аллогенная брекчия выклинивается и зювиты налегают непосредственно на взброшенные кварциты и карбонатные породы (см. рис. 2.3).

Тагамиты и зювиты в рассматриваемом районе образуют протяженное пластообразное тело сложного строения, достигающее на севере максимальной мощности (до 300—350 м) и постепенно утоняющегося к югу, где она не превышает 50—80 м. Линзовидные тела зювитов, не выдержанные по простиранию, подстилают тагамиты и встречаются внутри них, точно также маломощные линзы тагамитов могут залегать среди зювитов. Мощность линзовидных тел зювитов непостоянна — от первых десятков до 130 м. Это преимущественно лапиллиевые витрокластические зювиты, вблизи контактов с крупными телами тагамитов спекшиеся и нередко состоящие из уплощенных бомб импактных стекол (фледлей) с поверхностями, напоминающими поверхности канатных лав. Контакты зювитов и тагамитов обычно резкие, иногда отмечаются небольшие апофизы последних в зювиты кровли.

На поверхности лентовидного в плане плато, образованного возвышенностями Согдоку-Керикете и Суон-Тумул, выступает частично эродированная верхняя часть пластообразного тела тагамитов, протягивающегося с севера на юг более чем на 30 км и имеющего ширину от 6 км на севере и до 1 км на юге. Максимальная видимая мощность его местами достигает 200 м, однако она резко изменчива. На плато в средней его части выступает подстилающая тагамиты аллогенная брекчия, также вскрытая здесь скважинами. На севере и на юге подошвой пластового тела служат зювиты, кроме того, как отмечалось ранее, оно включает отдельные линзы этих пород мощностью в несколько десятков метров. Нижний горизонтальный контакт этого тела с аллогенной брекчией хорошо виден в ур. Пестрые Скалы (см. рис. 2.5), тагамиты вблизи контакта имеют стекловатый облик и флюидальную текстуру, обусловленную расположением пор и мелких включений гнейсов.

Наиболее полное представление о вертикальном разрезе пласта тагамитов дает обнажение этих имеющих столбчатую отдельность пород в районе г. Хара-Хайа, где его высота достигает 140 м. Здесь в нижней части пластового тела заключены многочисленные крупные глыбы ударно-метаморфизованных гнейсов до 10—20 м в поперечнике, они составляют до 30—40 % объема. По существу этот горизонт представляет собой мегабрекчию кристаллических пород, сцементированную тагамитами. Верхние две трети наблюдаемого разреза сложены тагамитами, насыщенными включениями ударно-метаморфизованных и термально преобразованных гнейсов и их минералов, размеры включений составляют от нескольких десятков сантиметров до долей миллиметра. Они распределены относительно равномерно, составляя до 10—15 % объема породы. Среди включений биотит-гранатовых гнейсов встречаются разновидности, обогащенные ударно-метаморфизованным графитом и содержащими алмазы. В верхней части обнажения наблюдается как бы провес кровли пластового тела, сложенный зювитами, однако не исключено, что это всего лишь останец частично эродированной линзы зювитов, так как восточнее, вплоть до водораздела, еще на протяжении около 100 м по вертикали отмечены выходы и делювий тагамитов.

Необходимо подчеркнуть следующие основные особенности строения района возвышенности Согдоку:

1. Весьма неровный рельеф подошвы образований коптогенного комплекса;

2. Залегание полимиктовых аллогенных брекчий в нижней части разреза и зювитов и тагамитов в верхней;

3. Уменьшение мощности сложного тела импактитов с севера на юг;

4. Выполаживание по мере перехода от нижней части разреза к верхней рельефа подошвы линзовидных и пластовых тел брекчий и импактитов, которые в верхней части соответственно имеют субгоризонтальное залегание;

5. Резкое увеличение снизу вверх по разрезу от подстилающего параавтохтона до зювитов и тагамитов амплитуды горизонтального перемещения преобразованного аллохтонного материала.

2.1.2. Район среднего течения р. Чорду-Далдын

Бассейн среднего течения р. Чорду-Далдын охватывает часть южного сектора астроблемы (см. рис. 2.1). Пологохолмистый рельеф с относительными высотами до 200 м чередуется здесь с обширными пониженными участками местности. В северной части рассматриваемого участка в субширотном направлении проходит ось кольцевого желоба, центральная и южная части приурочены соответственно к внешнему склону этого желоба и к кольцевой зоне деформаций в пределах внешней воронки кратера. Ее поверхность осложнена субмеридиональным радиальным желобом, ось которого проходит в восточной части площади [Мащак, Селивановская, 1988].

Гряда частично деформированных кристаллических пород, проходящая в широтном направлении и примыкающая на юго-запад к полям их сплошного распространения (относительное ее превышение над поверхностью гнейсовых толщ во внешней воронке около 150—200 м), отделяет область развития зювитов и тагамитов на севере от зоны преимущественного распространения полимиктовых брекчий на юге (рис. 2.7). Протяженность

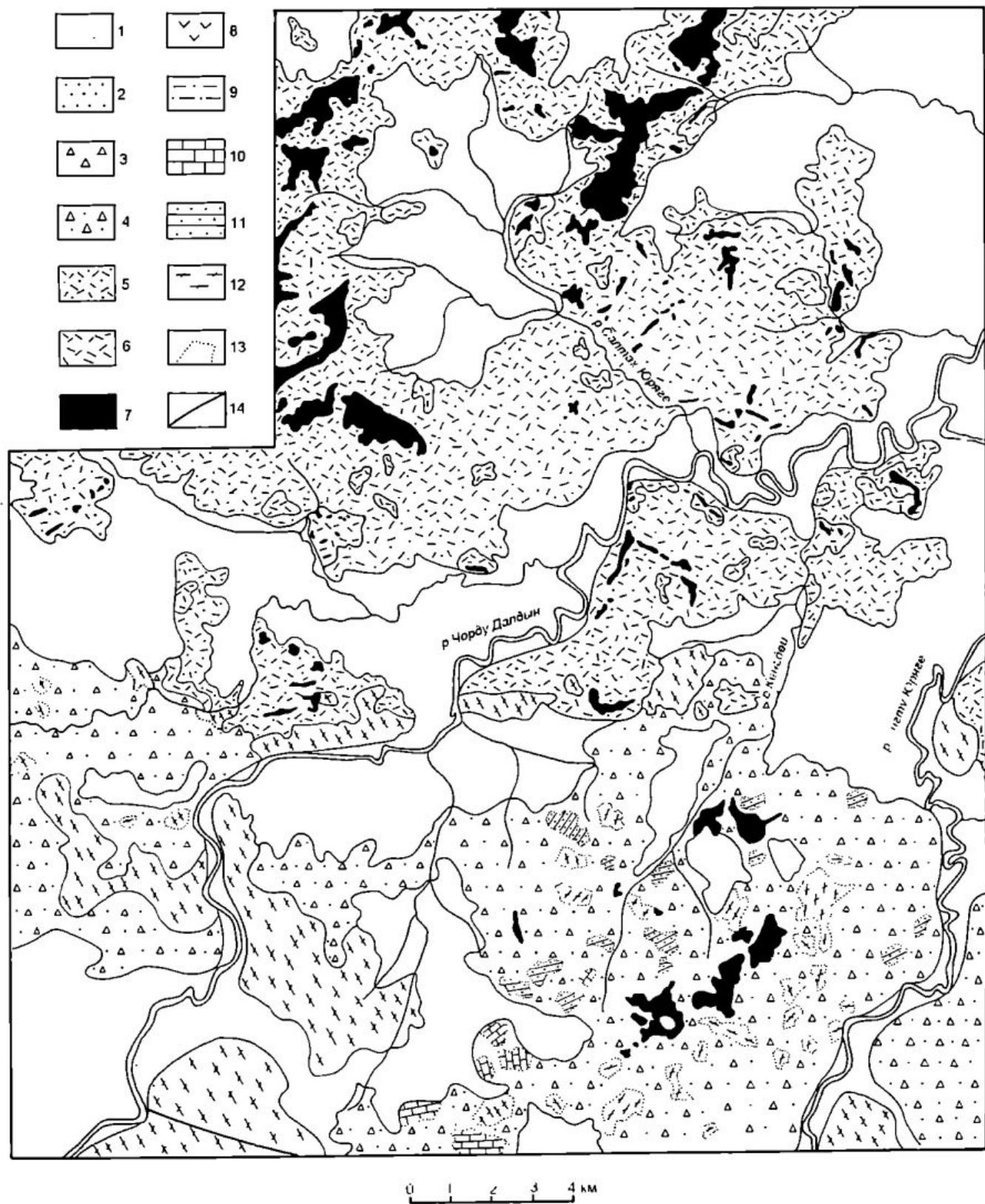


Рис. 2.7. Схематическая геологическая карта района среднего течения р. Чорду-Далдын:

1 — четвертичные и неоген-четвертичные песчаные и песчано-галечные отложения; 2—4 — аллогенные брекчии: 2 — псаммито-алевритовые брекчии (коптокластиты), 3 — мегабрекчии и щебенчато-глыбовые брекчии по осадочным породам, 4 — то же по осадочным и кристаллическим породам (полимиктовые); 5 — зювиты, содержащие эпикласты преимущественно осадочных пород; 6 — зювиты, содержащие эпикласты преимущественно кристаллических пород и обогащенные витрокластами; 7 — тагамиты; 8 — раннетриасовые долериты и габродолериты; 9 — нижнепермские песчаники, алевролиты и аргиллиты; 10 — кембрийские и верхнепротерозойские известняки, доломиты, мергели; 11 — верхнепротерозойские кварцито-песчаники, гравелиты и конгломераты; 12 — архейские гнейсы, плагиогнейсы и гранитоиды (10—12 — в том числе образующие отторженцы); 13 — контуры крупных отторженцев пород осадочного чехла и кристаллического фундамента в аллогенных брекчиях; 14 — разрывные нарушения.

этой гряды пироксеновых, амфибол-пироксеновых и гранатовых гнейсов и плагиогнейсов составляет около 9 км, она протягивается и далее к востоку еще на полтора-два десятка километров, однако в этом направлении переходит в скопления крупных смещенных клипенов архейских и протерозойских пород. В западной части гряды, где ее ширина составляет около 1 км, простирание гнейсов субширотное, они не несут здесь видимых признаков ударных преобразований, в отличие от аналогичных пород, развитых на восточном фланге гряды. К югу и юго-западу, где кристаллические породы местами выступают из-под покрова полимиктовых аллогенных брекчий, мощность которого может быть оценена в 100—150 м, простирание гнейсов становится северо-западным.

В пределах широких полей развития упомянутых аллогенных брекчий в южной части площади местами присутствуют скопления крупных блоков и клипенов архейских гнейсов, кварцито-песчаников и карбонатных пород верхнего протерозоя. В большинстве случаев они не несут явных признаков ударных преобразований, лишь иногда в относительно мелких блоках кварцито-песчаников наблюдаются цементные текстуры. Вместе с тем среди мелких глыб нередко встречаются ударно-метаморфизованные гнейсы, испытавшие сжатие с амплитудой до 25—35 ГПа. Они сопровождаются бомбами импактных стекол и небольшими телами тагамитов. Несомненно, что все они были выброшены на более значительное расстояние от центра структуры. Цементом клипеновых и блоковых аллогенных брекчий является перетертый материал пород, слагающих грубообломочную их фракцию, однако местами он представлен смесью щебня и более мелких фрагментов, вплоть до появления участков с алеврито-псаммитовой размерностью обломков.

Тагамиты, образующие неправильные в плане эрозионные останцы в поле развития полимиктовой аллогенной брекчии, занимают возвышенные участки рельефа, имеющие поперечник от первых метров до нескольких сотен метров и первых километров. Мощность сохранившихся тел — до 30—50 м, слагающие их породы обычно пористые, содержат до 10 % включений кристаллических пород, тагамиты характеризуются стекловатым обликом, иногда слабо раскристаллизованы и по петрографическим особенностям могут быть отнесены в основном к высокотемпературной разновидности (см. раздел 3).

Зювиты, развитые в северной части рассматриваемого участка, представлены главным образом лапиллиевыми и агломератовыми разновидностями, в составе цемента которых преобладает материал дезинтегрированных терригенных осадочных пород, либо же осколки минералов кристаллических пород. Лапиллиевые зювиты образуют пластообразные тела мощностью до 80—100 м, агломератовые залегают в них в виде линз и гнезд мощностью до 15—20 м. Скопления глыб и щебня ударно-метаморфизованных пород и бомб стекла нередко встречаются на разных уровнях в витрогранокластических зювитах, однако в этих случаях в них преобладают обломки терригенных осадочных пород палеозоя и мезозоя. Агломератовые кристалловитрокластические зювиты характеризуются тем, что в них наряду с подчиненными по объему девитрифицированными пористыми и шлаковидными стеклами широко развиты аутоморфные (в виде капель, лент, бомб и т. д.) свежие массивные черные стекла. Встречаются мелкие неправильной формы тела тагамитов и глыбы ударно-метаморфизованных гнейсов размером до 3—5 м, образующие своего рода ореолы вокруг более крупных тел. Такие своеобразные ореолы в зювитах



Рис. 2.8. Пачка неяснослоистых витрогранокластических преимущественно ланилли-
свых зювитов в нижнем течении р. Кычыпкынаах. Высота обнажения 1,5 м.

обычно вытянуты в субмеридиональном направлении и прослеживаются на первые десятки или более метров по простиранию длинной оси.

Зювиты, прилегающие с севера к гряде архейских кристаллических пород, как бы маркирующей внутреннюю воронку структуры, местами подстилаются полимиктовой аллогенной брекчией, выступающей на левом борту долины р. Кычыпкынаах, левого притока р. Чорду-Далдын. Несколько более высокая часть разреза вскрывается вдоль субмеридионального двухкилометрового отрезка долины упомянутой реки, на ее правом берегу.

Наблюдаемая здесь пачка зювитов, мощность которой может быть оценена в 40—60 м, отличается неясно выраженной слоистостью и сложной внутренней структурой (рис. 2.8). Нижняя часть этой пачки образована витрокластическими зювитами, не имеющими ориентированной текстуры и содержащими небольшие тела тагамитов. Выше по разрезу зювиты характеризуются разнообразными признаками, указывающими на упорядоченное их осаждение. Это исключительно витрогранокластические разновидности, тонкообломочные и мелкообломочные, иногда среднеобломочные с хорошо выраженными неясно очерченными слоями, мощностью от 5—10 до 30—50 см и более, сложенными обломочным материалом одной размерности. Общее падение этих пород в северных румбах под углами от 30° и более крутыми, однако оно не выдерживается даже в пределах нескольких десятков и первых сотен метров. Залегание их волнистое, а иногда субвертикальное, с подворачиванием слоев. В тонкообломочный материал местами как бы вставлены отдельные крупные (до 20—30 см)

бомбы стекла и округлые окаймленные стеклом бомбы гнейсов. Местами видны подчиняющиеся общему характеру залегания линзовидные скопления глыб карбонатных пород, гнейсов, обломков стекол и бомб. В этой части разреза в тонкообломочных зювитах наблюдались скопления округлых аккреционных лапилли, диаметр которых составляет 0,5—1 см.

Верхняя часть рассматриваемой пачки образована преимущественно витрогранокластическими зювитами, состоящими из обломков псаммито-алевритовой и псефитовой размерности. В зювитах различимы неясно очерченные слои и линзы мощностью от 20—30 см до 1 м и более, также характеризующиеся однородностью распределения обломочного материала. Вместе с тем в верхней части разреза пачки наблюдались слои с градационным распределением обломков, в основании этих слоев возможно имела место локальная эрозия. Слои и линзы рассматриваемой части разреза местами образуют ряд асимметричных пологих антиклиналей и синклиналей субширотного простирания с амплитудой до 4—6 м и шириной до 20—40 м. При этом северные крылья этих мелких структурных форм более крутые (до 60°), южные более пологие (15—30°).

Хотя рассматриваемая пачка неясно-слоистых сортированных зювитов залегает почти непосредственно на кристаллических породах, не исключено, что нижний ее контакт может иметь эрозионный характер и она не представляет собой, таким образом, самый нижний член общего разреза зювитов. На это указывает, с одной стороны, обнаружение горизонта аналогичных зювитов в скважинах в бассейне р. Балаган-Юряге (см. подраздел 2.2.1), а с другой — наблюдения в нижнем течении р. Чорду-Далдын, примерно в 3—4 км к востоку от рамки карты участка (см. рис. 2.7). Здесь, на правом ее берегу в 10 км выше устья, в уступе террасы высотой около 20 м обнажается сходная по строению и литологическим особенностям пачка неяснослоистых зювитов мощностью около 10 м. Они залегают без четко выраженной поверхности контакта на глыбово-агломератовых зювитах, содержащих крупные включения доломитов и других пород. Отдельные слои и линзы сортированных обломков в рассматриваемой пачке зювитов, преимущественно мелкообломочных, имеют мощность 10—30 см. Здесь также отмечаются скопления аккреционных лапилли. Эта пачка перекрывается витрогранокластическими зювитами, лишенными какой бы то ни было сортировки обломочного материала, к тому же содержащими много крупных, до 10—50 см в поперечнике, округлых бомб стекла, соотношения которых с окружающим цементирующим материалом указывают на их оседание в горячем состоянии. Примечательно, что и вся пачка, и образующие ее слои имеют наклонное залегание, падая под углом 20° к северу, по направлению к центру кратера.

Все эти наблюдения указывают на то, что перенос и отложение обломочного материала, фрагментов и бомб стекла при образовании зювитовых толщ происходило в течение относительно длительного промежутка времени, причем в условиях, когда отдельные струйные потоки могли двигаться упорядоченно. При этом не исключено, что отлагавшийся обломочный материал мог оползать на крутых склонах.

Среди основного поля распространения зювитов встречаются многочисленные тела тагамитов, наиболее крупные из них занимают участки до 1,5 × 5 км. Можно предполагать, что эти выходы в ряде случаев являются апикальными частями мощных пластовых тел, залегающих на глубине в кольцевом желобе и аналогичных тем, которые вскрыты скважинами в бассейне р. Балаган-Юряге. Относительно более мелкие тела (до 0,5—

1 км в поперечнике) развиты в зювитах в полосе шириною около 6—10 км, примыкающей к гряде кристаллических пород, трассирующей южный борт внутренней воронки. Обычно такие тела окружены скоплениями относительно крупных глыб ударно-метаморфизованных гнейсов и бомб импактных стекол. Тагамиты более крупных тел (видимая их мощность составляет первые десятки метров) голокристаллические, но чаще гемикристаллические, содержание включений варьирует, достигая 20—30 % объема. В этом районе диагностируются как низкотемпературные, так и высокотемпературные тагамиты, причем в отдельных телах наблюдаются своеобразные эвтакситы, где породы одной разновидности включены в другую. Так, на берегу р. Чорду-Далдын в районе устья руч. Салтах-Юряге в небольшом теле низкотемпературных (НТ) тагамитов находятся многочисленные уплощенные лепешковидные включения высокотемпературных (ВТ) тагамитов, имеющих стекловатый облик (рис. 2.9). Они имеют толщину 1—5 см и длину до 20—30 см, ориентированы в одном направлении, контакты между ними резкие.



Рис. 2.9. НТ-тагамиты с ориентированными включениями уплощенных линз ВТ-тагамитов (светлое). В центре — включение гнейса. Река Чорду-Далдын, район устья р. Салтах-Юряге.

Коптокластиты встречаются главным образом в пониженных участках современного рельефа, они находятся в сложных пространственных соотношениях с зювитами. Наблюдались переходы одних пород в другие через сложную систему линз и гнезд.

Основными чертами строения описанного района являются следующие:

1. Приподнятые вдоль борта внутренней воронки кратера кристаллические породы выступают в виде гряды субширотного простирания, имеющей блоковый характер;
2. Полимиктовые аллогенные мегабрекчии, залегающие на кристаллическом основании, включают скопления надвиговых чешуй различных пород, имеющих в поперечнике размер до нескольких километров;
3. В пределах частично размытого покрова выбросов, залегающего к югу от упомянутой гряды, сохранились пластообразные тела тагамитов, сопровождающиеся ореолами мелких тел и бомб застывшего расплава;

4. Небольшие тела низкотемпературных тагамитов включают тонкие линзы высокотемпературных тагамитов, что вызывает образование ориентированных текстур и указывает на одновременное их перемещение в пластичном состоянии;

5. В толще зювитов отмечаются пачки, несущие признаки сортировки материала и характеризующиеся волнистым залеганием, что вероятно вызвано их отложением из базисной волны.

2.1.3. Район верховьев р. Тонгулах

Район верхних течений рек Тонгулах, Федор и Эге-Юряге охватывает кольцевую зону деформаций на северо-восточном борту внешней воронки кратера (см. рис. 2.1). Это пологовсхолмленная равнина с максимальными отметками высот 150—180 м, переходящая к юго-западу в болотистую низменную часть Попигайской котловины. Здесь развиты деформированные карбонатные породы кембрия, на которых местами залегают маломощные толщи пермских терригенных пород, инъецированных долеритами. Все эти образования выступают на поверхности лишь в восточной части рассматриваемого участка, на остальной площади развит сплошной покров аллогенной брекчии с небольшими останцами перекрывающих ее зювитов (рис. 2.10). В этом районе было пробурено около двух десятков скважин глубиной до 100 м, которые позволили уточнить строение этих выбросов.

Анализ полученных материалов показывает, что поверхность деформированных пород цокольного комплекса полого погружается в юго-западном направлении под углом не более 10—15°. О характере этих деформаций можно судить по наблюдениям в небольших обнажениях, но в большей мере по данным дешифрирования аэрофотоснимков, в том числе на прилегающих площадях. Карбонатные породы в полосе шириной около 15—18 км (включая часть ее, скрытую под покровом выбросов) интенсивно трещиноваты, залегание их в большинстве случаев нарушенное, углы падения составляют до 50°, но обычно не более 10—20°. Они разбиты разломами на блоки, имеющие в поперечнике от нескольких сот метров до первых километров, иногда отмечаются небольшие различно ориентированные складки. Можно предполагать, что в ряде случаев сочленение блоков происходит по пологим надвиговым поверхностям, но большинство разломов имеет крутое падение, ориентировка их преимущественно северо-восточная.

Поверхность деформированного цоколя неровная, насколько можно судить по имеющимся материалам, перепады высот могут достигать многих десятков и, возможно, первых сотен метров. Фестончатый характер ограничений полей развития аллогенной брекчии указывает на вероятное существование борозд или желобов, поперечных по отношению к борту кратера. Мощность аллогенных брекчий непостоянная и колеблется от первых метров до многих десятков и, вероятно, до 100—200 м в юго-западной части района. В нижней части разреза брекчиевой толщи преобладают мегабрекчии и щебенчато-глыбовые мономиктовые брекчии по осадочным породам, которые вверх по разрезу обычно сменяются полимиктовыми мегабрекчиями и щебенчато-глыбовыми брекчиями, содержащими материал как осадочных, так и кристаллических пород. В составе обломков в нижней части повсеместно преобладают карбонатные породы среднего кембрия, на северо-востоке района среди них много песчаников перми и долеритов. Характерно наличие скоплений уплощенных блоков

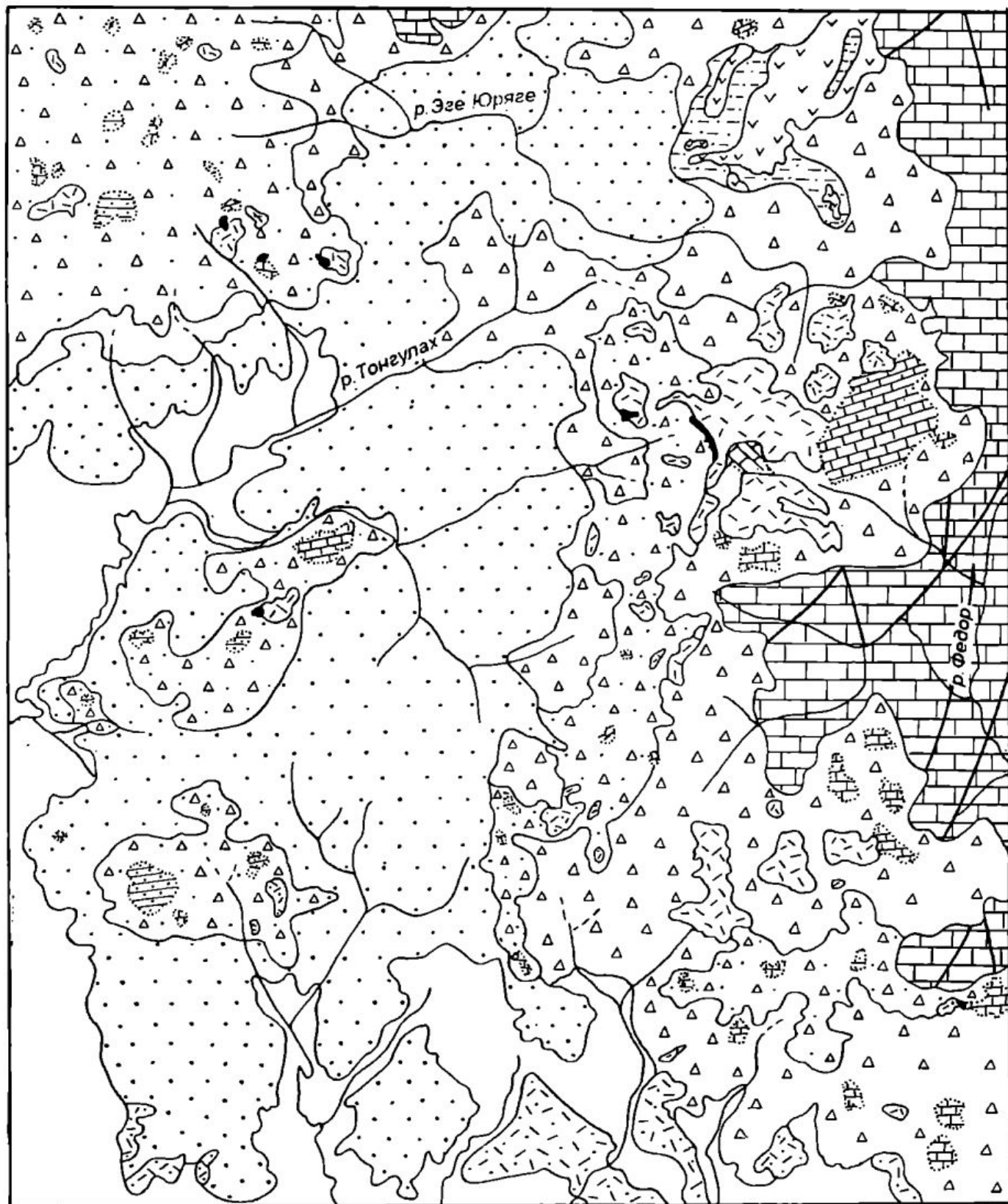


Рис. 2.10. Схематическая геологическая карта верхьев р. Тонгулах.

Условные обозначения — см. рис. 2.7.

и клипенов карбонатных пород, поперечник некоторых из них в плане достигает 2—3 км. Полимиктовые брекчии образуют на поверхности россыпи глыб и щебня ударно-метаморфизованных кристаллических пород, кварцито-песчаников, карбонатных пород, иногда с конусами разрушения (рис. 2.11). Отдельные блоки могут иметь размеры в несколько десятков метров и даже значительно более. Там, где встречаются блоки кристал-

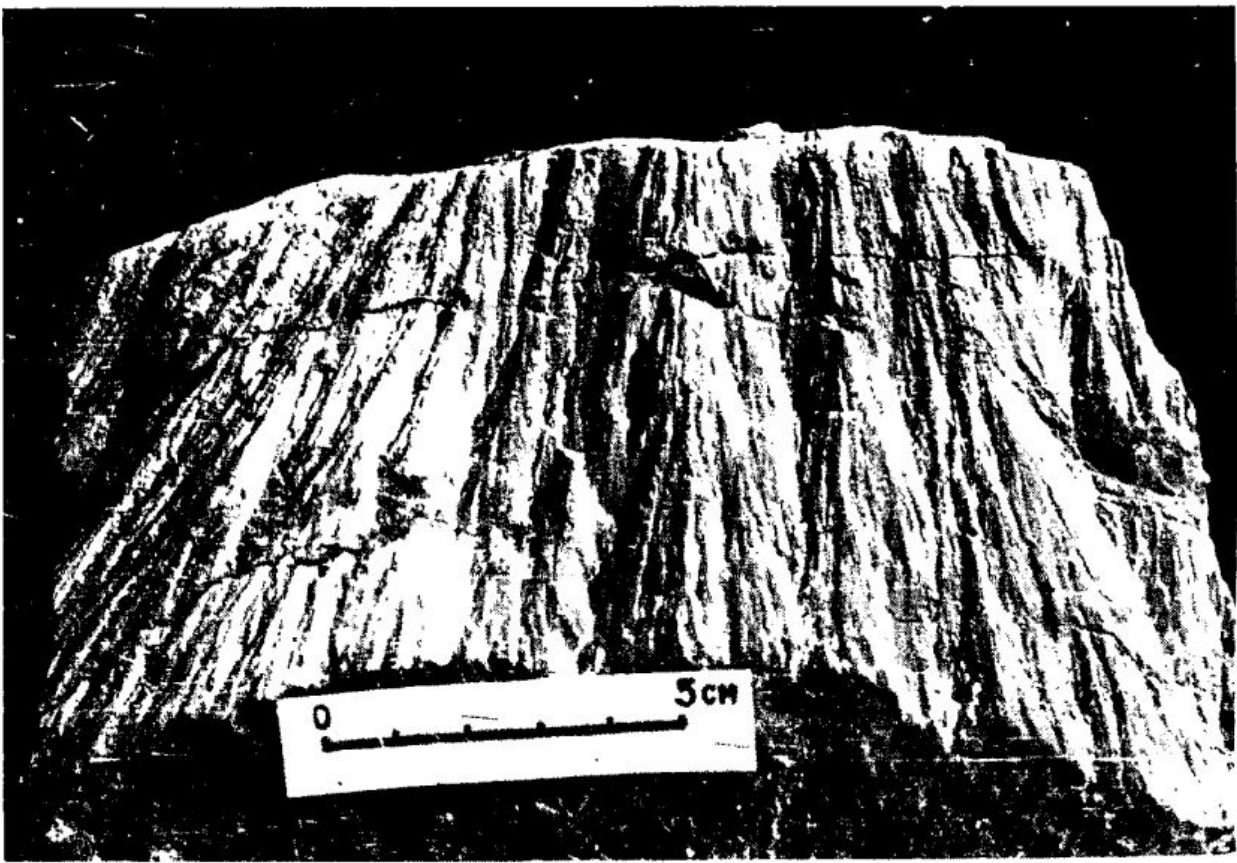


Рис. 2.11. Конусы разрушения в глыбе известняка из аллогенной брекчии.

лических пород, обычно наблюдаются и россыпи бомб импактного стекла и щебня тагамитов, которые, по-видимому, не образуют крупных тел. Мощность полимиктовых брекчий, вероятно, не превышает 150—200 м, максимальная вскрытая в скважинах — 82 м. Значительную часть объема полимиктовых брекчий (часто более половины) занимают цементирующие блоки и глыбы мелкообломочные брекчии — коптокластиты. Они представляют собой фацию аллогенных полимиктовых брекчий, лишенную включений крупных глыб, максимальная мощность их по данным бурения около 30 м. Коптокластиты вскрываются также в ряде небольших обнажений, обычно же на поверхности при разрушении они дают россыпи мелкого щебня и песчано-глинистый делювий. Такой характер имеют обширные нижние части склонов пологих возвышенностей, на вершинах которых встречаются выходы глыбовых брекчий и зювитов.

Последние образуют разрозненные поля площадью от нескольких десятков квадратных метров до 4—5 км², занимающие наиболее возвышенные участки рельефа, что позволяет говорить о том, что они перекрывают полимиктовые брекчии и коптокластиты, это подтверждается и данными бурения. Вдоль восточной границы ареала распространения брекчий, где они образованы преимущественно за счет осадочных пород, зювиты лежат непосредственно на этих брекчиях или же на деформированных карбонатных и других породах цоколя.

Мощность зювитов по результатам бурения в истоках р. Тонгулах составляет от 56,6 до 85,5 м. Они характеризуются крупными размерами обломочного материала (до 2 м и более), составляющего значительную часть объема пород и представленного преимущественно интенсивно (до 35—50 ГПа) ударно-метаморфизованными гранат-содержащими гнейсами с графитом, присутствуют также обломки разновозрастных осадочных по-

род. Цемент этих зювитов кристаллолитовитрокластический, он составляет 50—60 % объема.

Зювиты, в которых преобладают эпикласты осадочных пород, развиты преимущественно в северо-восточной части рассматриваемого района, они обычно ассоциируют с аллогенными брекчиями и коптокластитами, также содержащими преимущественно дезинтегрированный материал этих карбонатных и терригенных пород. Как показывают результаты бурения, эти зювиты иногда содержат линзы и гнезда коптокластитов.

Тагамиты на описываемой площади образуют несколько мелких, не более первых десятков метров в поперечнике, тел, отличающихся высоким (до 30—35 %) содержанием включений ударно-метаморфизованных гнейсов.

Таким образом, рассматриваемый район характеризуется следующими основными чертами строения:

1. Неровная поверхность цоколя, представленного деформированными породами осадочного чехла, полого погружается на юго-запад;

2. Перекрывающий его относительно маломощный покров аллогенных полимиктовых (в меньшей мере мономиктовых) брекчий отличается существенной ролью мелкообломочных фаций — коптокластитов;

3. Хотя ударно-метаморфизованные кристаллические породы составляют заметную часть объема выбросов, роль полностью переплавленного материала в них ограничена;

4. Зювиты образуют небольшие по площади и по мощности останцы, можно предполагать, что значительная их часть была эродирована.

2.2. Кольцевой желоб и кольцевое поднятие

2.2.1. Район верхнего и среднего течения р. Балаган-Юряге

Долина р. Балаган-Юряге проходит с северо-запада на юго-восток почти по оси кольцевого желоба астроблемы в ее юго-западном секторе (см. рис. 2.1). Рассматриваемый район охватывает и примыкающие водораздельные пространства с верховьями р. Далдын и истоками р. Балаганнах (приток р. Парчанай). Это пологохолмистое плато с отметками высот 100—150 м. В северо-восточной его части на поверхности выступают кристаллические породы кольцевого поднятия, а на юго-западе — осадочные породы борта внутренней воронки структуры. На остальной части территории распространены, главным образом, тагамиты и зювиты, в меньшей степени различные аллогенные брекчии; последние развиты преимущественно полосами, окаймляя поля развития пород цоколя. Четвертичные отложения имеют широкое распространение, особенно в пределах плоских долин верховьев р. Далдын и среднего течения р. Балаган-Юряге, мощность их местами достигает 50 м. Описываемый участок был детально изучен при геологической съемке и, главным образом, с помощью многочисленных буровых скважин, что позволило выяснить строение кольцевого желоба, состав и соотношения заполняющих его пород.

Ширина кольцевого желоба в этом районе составляет около 10—15 км, а ширина кольцевого поднятия — около 3 км (рис. 2.12). Внутренний склон последнего, примыкающий к центральной впадине, имеет крутизну не более 15—20°, а внешний, примыкающий к кольцевому желобу, превышает 30—35°. Этот склон быстро выполаживается к оси желоба, днище которого слабо наклонено к юго-западу, однако далее его поверхность

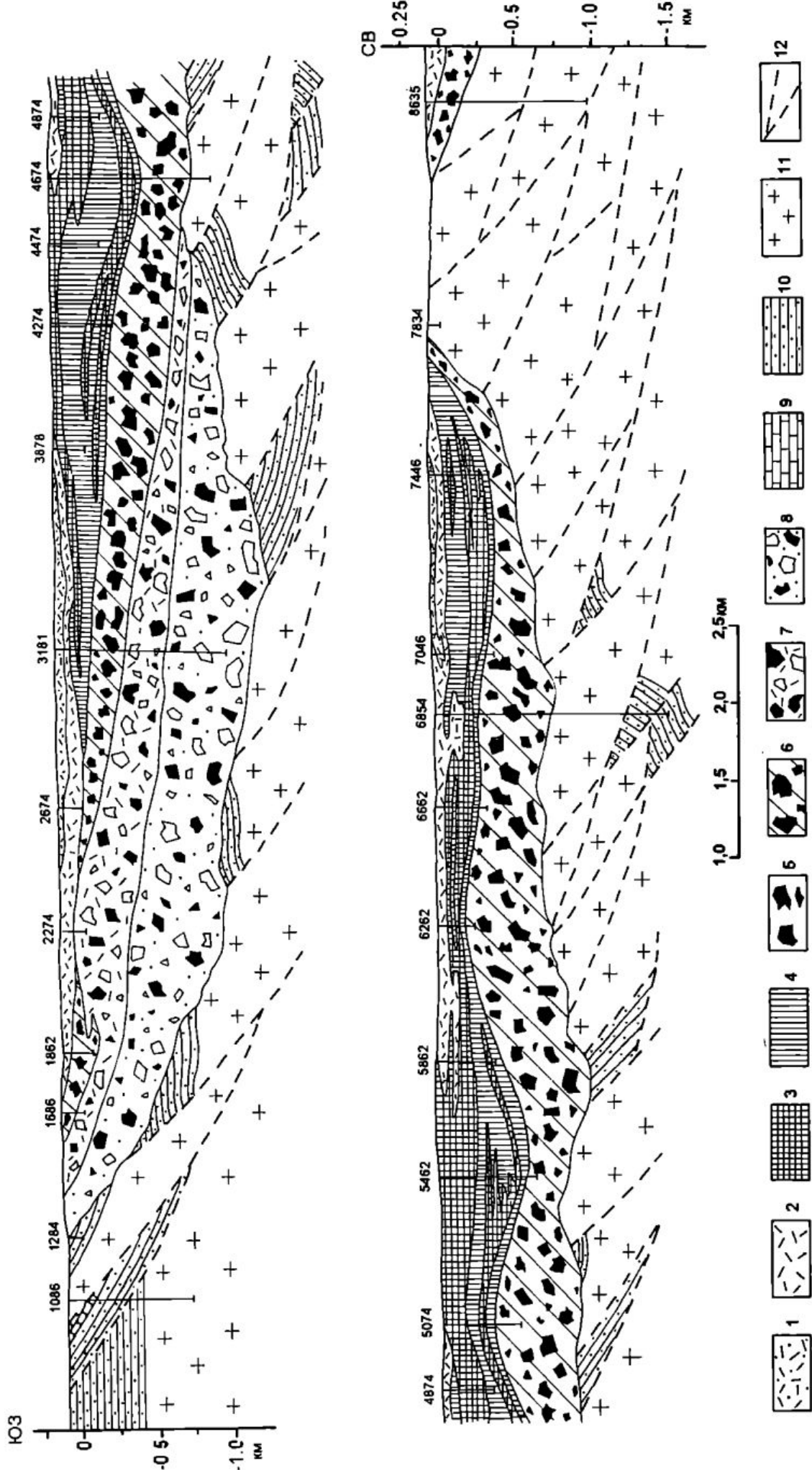


Рис. 2.12. Поперечный геологический разрез кольцевого желоба (район верхнего течения р. Балаган-Юряге):

1—2 — зювиты; 1 — содержащие эпикласты преимущественно осадочных пород, 2 — содержащие эпикласты преимущественно кристаллических пород и обогащенные витрокластами; 3 — ВТ-тагиты; 4 — НТ-тагиты; 5—8 — аллогенные брекчии: 5—6 — мегабрекчии и щебенчато-глыбовые брекчии по осадочным породам (5) и сцементированным породам (6), 7—8 — мегабрекчии и щебенчато-глыбовые брекчии по осадочным и кристаллическим породам, сцементированным зювитами (7) и коптокластами (8); 9 — известняки и доломиты; 10 — кварцито-песчаники и гравелиты; 11 — гнейсы, плагиогнейсы и гранитоиды; 12 — ударная трещиноватость.

резко погружается вблизи борта внутренней воронки, где глубина его залегания превышает 1500 м. В приосевой части желоба глубина залегания истинного дна лишь в отдельных западинах его рельефа достигает 0,8—1,0 км. Предполагается, что крутизна внешнего склона желоба составляет около 25—30°. В целом рельеф поверхности дна желоба весьма неровный с частыми перепадами высот в несколько десятков и даже сотен метров.

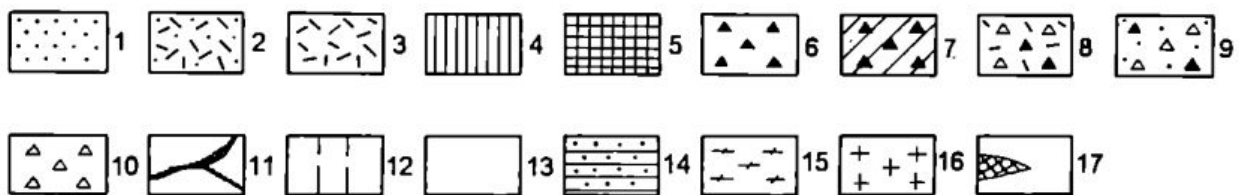
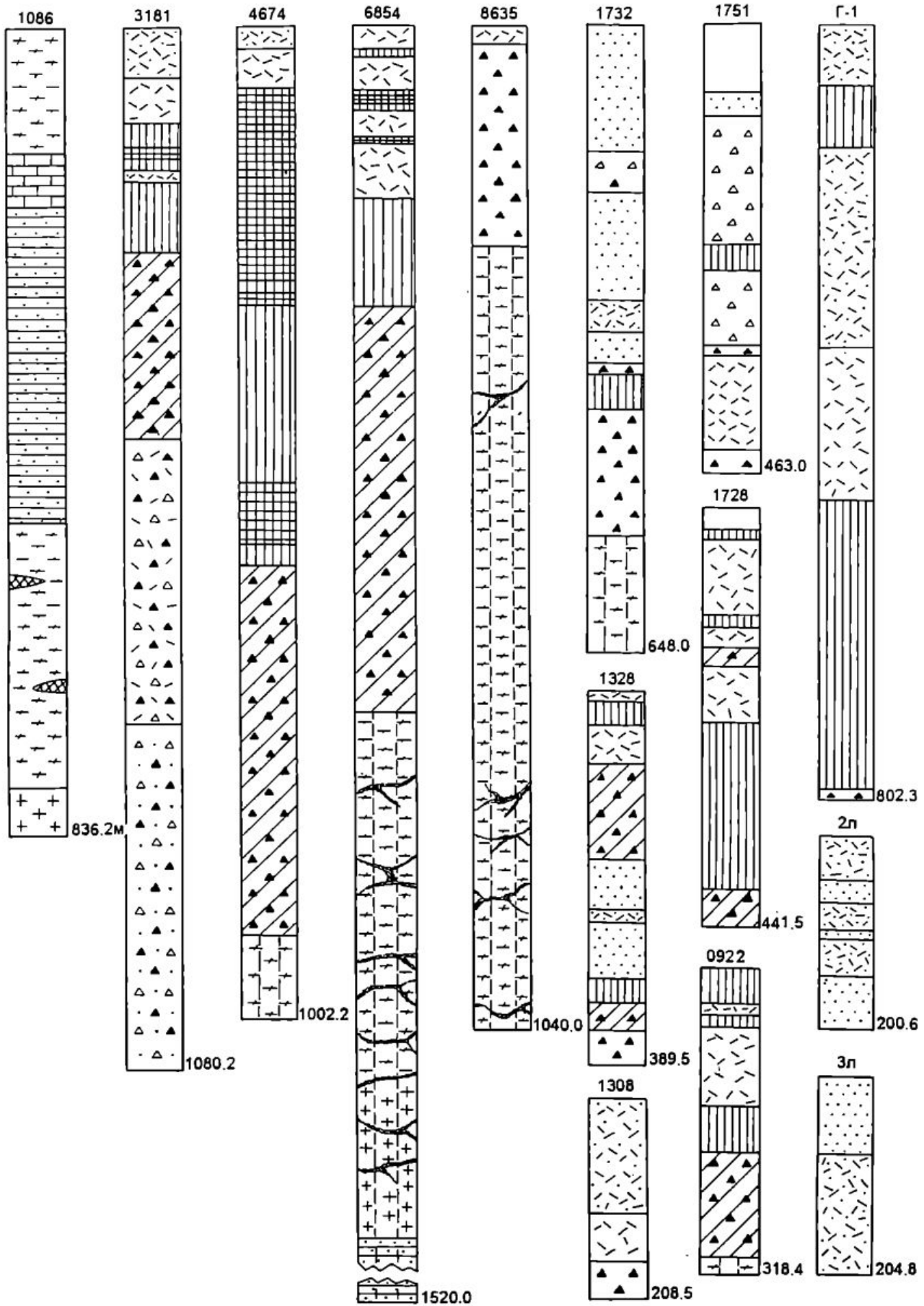
Кристаллические породы истинного дна и кольцевого поднятия можно рассматривать как параавтохтонные образования, они слагают крупные глыбы и блоки до сотен метров в поперечнике, несколько смещенные друг относительно друга. Параавтохтон (аутигенная брекчия), вскрытая на кольцевом поднятии скважиной 8635 в интервале 230—1040 м (рис. 2.13), состоит из таких глыб и блоков биотит-двупироксеновых гнейсов и плагиогнейсов и подчиненных им биотит-гранатовых плагиогнейсов и чарнокитов, местами инъецированных долеритами и габбродолеритами. Эти породы деформированы и подверглись ударному сжатию с амплитудой до 8—10 ГПа (планарные трещины в салите, реже полосы излома в биотите и одна система планарных деформационных элементов (ПДЭ) в кварце). Блоки разделены зонами катаклаза и милонитизации мощностью от нескольких сантиметров до нескольких метров по керну. В этих зонах часто встречаются тонкообломочные инъекционные брекчии мощностью до десятков сантиметров, реже более. Жилы таких брекчий прослеживаются до забоя скважины. Среди обломочного материала брекчий встречаются фрагменты диаплектового кварца с тремя—четырьмя системами ПДЭ, диаплектовые стекла по кварцу и полевым шпатам, иногда импактные стекла плавления и мелкие обломки аргиллитов. На глубине 883—903 м скважиной 8635 вскрыты гиалиновые миндалекаменные тагамиты местами с флюидалной текстурой, образующие жилки в брекчиях трения мощностью до нескольких десятков сантиметров или цементирующие обломки гнейсов, нередко пластически деформированных. Зоны катаклаза сопровождаются незначительной пиритизацией, карбонатизацией и хлоритизацией.

На истинном дне кольцевого желоба наряду с блоками кристаллических пород иногда встречаются блоки верхнепротерозойских кварцито-песчаников. Скважина 6854, пробуренная в 2,5 км от оси кольцевого поднятия (см. рисунки 2.12, 2.13) до глубины 1262 м, прошла по аутигенной брекчии кристаллических пород, сходной с вскрытой на поднятии, но отличающейся меньшими размерами блоков, и более мощными зонами катаклаза и дробления, отсутствием тагамитов и более интенсивной гидротермальной минерализацией (преимущественно сапонит). На глубине 1262—1520 м (забой скважины) вскрыт блок верхнепротерозойских брекчированных кварцито-песчаников, имеющих цементную текстуру («грис») и в основном превращенных в горную муку.

Особенности деформаций породообразующих минералов (планарные трещины в салите и биотите, появление базальной системы ПДЭ в кварце) указывают на то, что ударное сжатие пород на глубине 800—1000 м не превышало 5—7 ГПа. На большей глубине интенсивность этих деформаций убывает, здесь ударная нагрузка была не более 3—5 ГПа.

Скважиной 4674 вблизи забоя (см. рис. 2.13) вскрыт блок трещиноватых и местами катаклазированных биотит-двупироксеновых гнейсов, испытавших импульсное сжатие не выше 3—5 ГПа.

Породами цоколя, образующими борт внутренней воронки кратера, являются кварцито-песчаники верхнего протерозоя, местами в опущенных



блоках — карбонатные породы верхнего протерозоя—нижнего кембрия (см. рисунки 2.12, 2.13). Здесь выявлен ряд надвиговых чешуй, где относительно более древние породы, вплоть до архейских, залегают на более молодых. Эти надвиговые чешуи имеют мощность до 250 м и протяженность от сотен метров до первых километров. Так, скважиной 1086, отстоящей от бровки склона желоба на 0,5 км, в интервале 6—125 м вскрыта пластина интенсивно трещиноватых биотит-амфиболовых гнейсов, залегающих на брекчированных карбонатных породах и кварцито-песчаниках, полого (около 30°) погружающихся в сторону желоба и залегающих непосредственно на породах кристаллического фундамента, подошва осадочного чехла вскрыта здесь на глубине 509 м. Эти породы до глубины 786 м представлены мигматизированными и гранитизированными биотит-двупироксеновыми, биотит-салитовыми и биотит-гиперстеновыми гнейсами с линзами кальцифиров и мраморов мощностью 4—6 м. В гнейсах местами отмсчаются интенсивная трещиноватость и катаклаз. Начиная с глубины 786 м и до забоя, скважина прошла по гранитам и гранито-гнейсам, содержащим линзы биотит-амфибол-двупироксеновых гнейсов.

Детальное изучение разрезов скважин позволило выявить общий характер залегания различных аллогенных брекчий и импактитов, заполняющих желоб. В целом — это система чередующихся плоских линз и пластообразных тел с горизонтальным или пологоволнистым залеганием, при этом брекчии приурочены к нижней части разреза, а тагамиты и зювиты преимущественно к средней и верхней.

Аллогенная полимиктовая мегабрекчия и щебенчато-глыбовая брекчия залегают во внешней прибортовой и наиболее глубокой части желоба, максимальная вскрытая ее мощность 680 м (скважина 3181), в целом она вероятно достигает километра (см. рисунки 2.12, 2.13). Нижняя часть разреза линзы брекчий (около 600 м) сложена коптокластитами, содержащими щебень и глыбы до нескольких десятков метров в поперечнике, при этом распределение обломков неравномерное. По составу среди них преобладают кристаллические породы, обычно ударно-метаморфизованные. Осадочные породы представлены почти исключительно кварцито-песчаниками, реже карбонатными породами. В верхней части разреза (около 300 м) содержание алевроито-псаммитового цемента резко уменьшается, также как и количество обломков и глыб осадочных пород. Цемент здесь представлен зювитами или брекчиями со стеклом. На

Рис. 2.13. Разрезы колонок опорных скважин районов верхнего и среднего течения р. Балаган-Юряге (скважины 1086, 3181, 4674, 6854, 8635), возвышенности Маячика (скважины 0922, 1308, 1328, 1728, 1732, 1751) и нижнего течения р. Далдын (скважины Г-1, 2л, 3л):

1 — псаммито-алевритовые брекчии (коптокластиты); 2—3 — зювиты, содержащие эпикласты преимущественно осадочных пород (2) и эпикласты преимущественно кристаллических пород и обогащенные витрокластами (3); 4 — НТ-тагамиты; 5 — ВТ-тагамиты; 6—10 — аллогенные брекчии: 6—7 — мегабрекчии и щебенчато-глыбовые брекчии по кристаллическим породам (6) и цементированные тагамитами (7), 8—9 — мегабрекчии и щебенчато-глыбовые брекчии по осадочным и кристаллическим породам, цементированные зювитами (8) и коптокластитами (9), 10 — мегабрекчии и щебенчато-глыбовые брекчии по осадочным породам; 11 — инъекционные жилы полимиктовых тонкообломочных брекчий со стеклом и жилы тагамитов; 12 — брекчированные породы параавтохтона; 13 — супеси, пески, галечники (четвертичные); 14 — кварцито-песчаники; 15 — гнейсы и плагиогнейсы; 16 — гнейсовидные гиперстеновые граниты; 17 — линзы мраморов и кальцифиров.

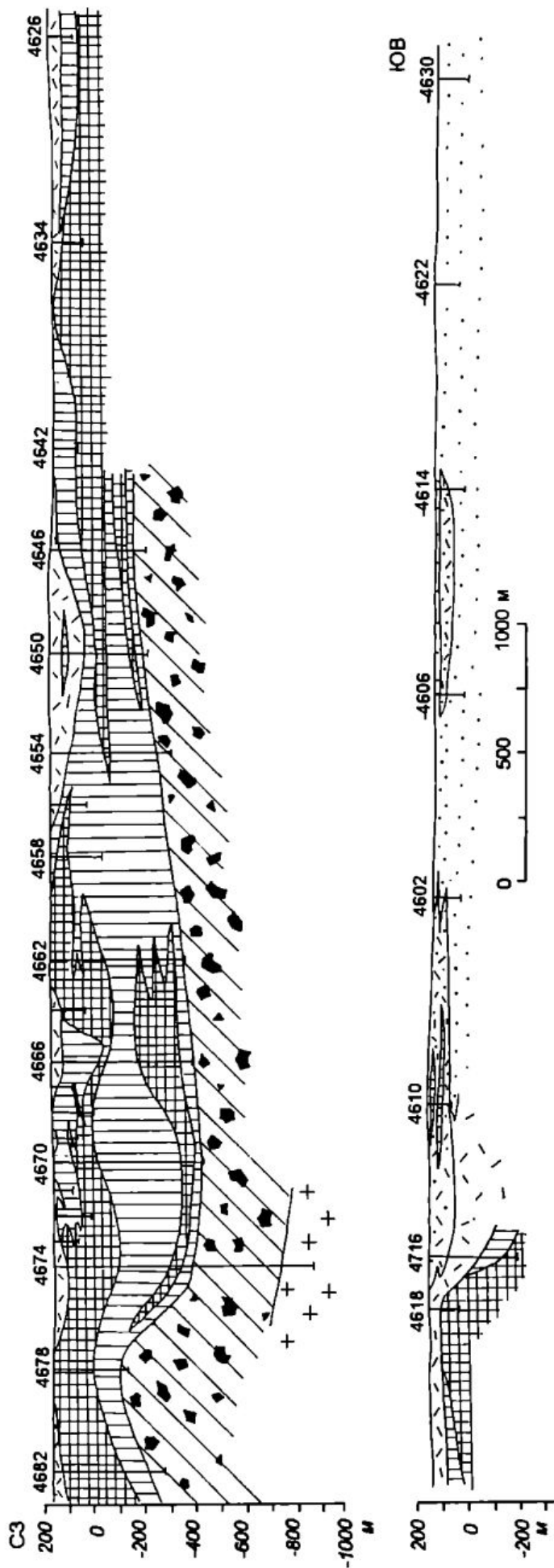


Рис. 2.14. Продольный геологический разрез осевой части кольцевого желоба района верхнего—среднего течения р. Балаган-Юряге. Условные обозначения — см. рис. 2.12. Точками обозначены коптокластиты.

разных уровнях разреза встречаются скопления глыб кристаллических пород (до 100 м по керну), осадочные породы представлены теми же разновидностями, что и в нижней части.

Линза полимиктовой аллогенной брекчии уменьшается в мощности по направлению к внешнему склону желоба (по восстанию тела) и, выступая на поверхности к северо-западу от рассматриваемого профиля, сливается с полем распространения аналогичных пород в районе оз. Харгы. Такая брекчия не обнаружена в центральной части желоба и на внутреннем склоне его деформированного дна (скважины 4674 и 6854). Это позволяет считать, что она выклинивается как на юго-запад, так и на северо-восток. По простиранию оси желоба полимиктовая аллогенная брекчия выступает на поверхности из-под тагамитов и зювитов на левобережье р. Балаган-Юряге (здесь в них содержатся крупные глыбы осадочных терригенных пород), а также на юге и юго-востоке рассматриваемого участка в районе, прилегающем к долине р. Далдын (рис. 2.14), где развиты коптокластиты. Мощность их составляет здесь более 100 м (скважина 4630 и др.). Они обнажаются по левому берегу р. Далдын из-под залегающих выше маломощных тел тагамитов и зювитов и прослежены также скважинами к северу от долины упомянутой реки. Характер контактов между коптокластитам и тагамитами (и частью зювитами) указывает на то, что они были вы-

брошены и осели практически одновременно, будучи частично перемешаны во время выброса.

Полимиктовая брекчия и параавтохтон в пределах кольцевого желоба перекрываются мегабрекчией и щебенчато-глыбовой брекчией по кристаллическим породам, сцементированной импактитами. Мощность ее не выдержана и колеблется от 60—80 м на внешнем склоне кольцевого поднятия до 500—550 м в раздувах в центральной части желоба. Максимальная вскрытая мощность составляет 420 м (скважина 6854). Описываемая брекчия образована глыбами разного размера (до нескольких десятков метров в поперечнике), сцементированными тонкораздробленным материалом тех же кристаллических пород или же тагамитами и зювитами. Отдельные глыбы иногда рассекаются жилами тонкообломочной полимиктовой брекчии со стеклом.

Установлены некоторые различия в составе и строении этой брекчии в поперечном разрезе желоба. На внешнем склоне кольцевого поднятия и на прилегающих участках (скважина 6854, см. рис. 2.13) в составе глыб и блоков преобладают интенсивно катаклазированные биотит-двупироксеновые, биотит-гиперстеновые и биотит-гранатовые иногда графит-содержащие гнейсы и плагиогнейсы, испытавшие ударное сжатие с амплитудой более 25—35 ГПа. Тагамитовый цемент составляет не более 10 % объема, преобладая в центральной части вертикального разреза линзы брекчий. В центральной части кольцевого желоба (скважина 4674) глыбы сложены теми же кристаллическими породами, преобразованными преимущественно при ударной нагрузке не более 8—10 ГПа, здесь увеличивается количество тагамитового цемента (до 20 % и более), хотя в наиболее глубокой части желоба брекчии нередко цементируются агломератовыми зювитами или агломератовыми брекчиями со стеклом. Инъекционные брекчии здесь встречаются редко.

На внутреннем склоне кольцевого поднятия брекчии, состоящие из глыб кристаллических пород, вскрыты скважиной 8635, расположенной примерно в 1 км к северо-востоку от оси поднятия. Глыбы размером 10—20 м представлены интенсивно деформированными биотит-гранатовыми (иногда с графитом) и пироксеновыми гнейсами и плагиогнейсами, гранито-гнейсами, реже другими породами и сцементированы тем же тонкоперетертым материалом, нередко с участками импактного стекла, составляющего местами до 15—20 % породы. Кристаллические породы подверглись ударным преобразованиям, амплитуда сжатия может быть оценена в 25—35 ГПа. Цемент брекчии иногда перекристаллизован, кроме того, отмечаются новообразования кальцита, пирита, цеолитов, сапонита. Мощность рассматриваемой брекчии, залегающей на значительно слабее деформированных и ударно-преобразованных породах цоколя, 209 м (по керну скважины от 21 до 230 м). Эти мегабрекчии, судя по данным бурения, уменьшаются в мощности по оси желоба по направлению к северо-западу и к юго-востоку.

Мегабрекчии и щебенчато-глыбовые брекчии, сцементированные тагамитами, вверх по разрезу кольцевого желоба переходят в сплошное пластообразное тело этих пород. Оно имеет сложное строение и переменную мощность — от 150 м на склоне кольцевого поднятия до 600 м в центральной части кольцевого желоба. Максимальная протяженность его в радиальном направлении составляет 14,5 км, по оси желоба к северо-западу и юго-востоку оно прослежено примерно на такое же расстояние. При этом по направлению к юго-востоку оно резко уменьшается в мощности

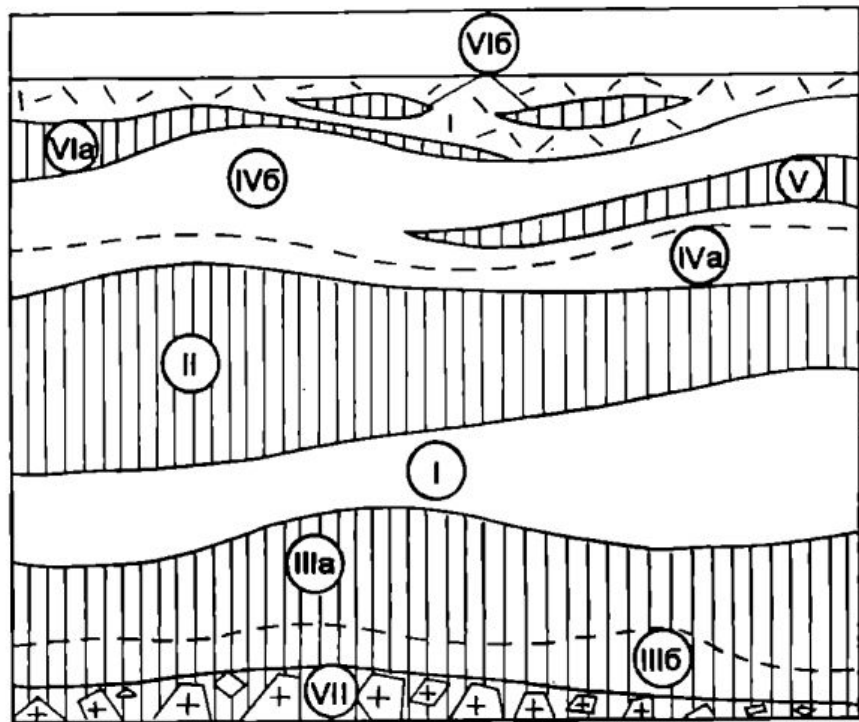


Рис. 2.15. Принципиальная схема строения мощного пластового тела тагамитов.

Вертикальная штриховка — НТ-тагамиты, белые поля — ВТ-тагамиты: I, II — голокристаллические; III — гетерокристаллические: а — верхняя подзона, б — нижняя подзона; IV, V — гологиалиновые и гемикристаллические: а — нижняя подзона, б — верхняя подзона; VI — преимущественно гологиалиновые: а — в эндоконтакте мощного тела, б — мелкие тела в зювитах; VII — преимущественно гологиалиновые в цементе мегабрекчий.

однако местами последние выклиниваются и тела ВТ-тагамитов сливаются в одно. В большинстве случаев верхнее тело ВТ-тагамитов перекрывается линзовидно-пластовым телом зювитов, но иногда его кровлей являются линзы НТ-тагамитов. Такие же породы в виде неправильных линз мощностью от первых метров до 60 м встречаются среди зювитов. Вместе с тем, в зювитах иногда отмечаются и ВТ-тагамиты. В центральной части верхнего пластового тела ВТ-тагамитов нередко находятся линзы НТ-тагамитов мощностью 10—70 м. Центральная часть сложного тела образована НТ-тагамитами, мощность которых достигает 200—250 м. Нижнее тело ВТ-тагамитов имеет линзовидно-пластообразную форму, среднюю мощность 50—80 м, в средней части желоба оно образует раздувы до 100—170 м с пальцеобразными ответвлениями. Нижнее тело НТ-тагамитов как бы является приподошвенной зоной всего сложного пласта, его мощность изменчива и колеблется в пределах 20—80 м. Ниже оно постепенно переходит в мегабрекцию, сцементированную тагамитами.

Весьма примечательны взаимоотношения между ВТ- и НТ-тагамитами, которые хорошо видны в керне скважин, а также в глыбах пород, вскрытых горными выработками. Контакты между двумя разновидностями наблюдаются и в естественных обнажениях по долине р. Далдын в южной части площади. Во многих случаях контакты между ними резкие, хотя и извилистые, неровные. Очень часто переходы между телами осуществляются путем увеличения количества и размеров включений одних та-

и в долине р. Далдын составляет не более двух десятков метров. Подошва пластового тела пологоволнистая, оно образовано серией субгоризонтально залегающих простых тел, сложенных двумя разновидностями тагамитов, которые по ряду структурных и вещественных признаков отнесены соответственно к высокотемпературным (ВТ) и низкотемпературным (НТ) тагамитам (рис. 2.15). В общем объеме сложного тела соотношение ВТ- и НТ-тагамитов меняется — в центральной части преобладают ВТ-тагамиты (60—80 %), на флангах — НТ-тагамиты. В разрезе сложного тела могут быть выделены простые тела ВТ-тагамитов — верхнее и нижнее, которые разделены телами НТ-тагамитов,

гамитов в других, причем эти включения характеризуются резкими границами, а также имеют различные размеры (от первых сантиметров до десятков сантиметров и первых метров) и форму (см. подразд. 3.2). В некоторых случаях при наложении вторичных низкотемпературных процессов (монтмориллонитизация, лимонитизация и пр.) контакты могут быть выявлены только при изучении шлифов. Мощность зон перехода между телами ВТ- и НТ-тагамитов, где развиты упомянутые взаимные включения, различна, иногда она достигает 80—120 м; объемные соотношения той и другой разновидности варьируют. Ориентировка описываемых включений наблюдается редко, вместе с тем в глыбах пород из зоны контакта можно видеть, что неправильные лепешковидные включения ВТ-тагамитов в НТ-тагамитах обладают ориентировкой как в плоскости течения, так и в плане, указывая направление течения.

Как ВТ-, так и НТ-тагамиты содержат включения кристаллических пород и обломки их минералов, их количество по вертикальному разрезу сложного тела варьирует. Отмечается повышенное содержание крупных (более 1—2 м) глыб кристаллических пород в НТ-тагамитах по сравнению с ВТ-тагамитами, причем они концентрируются преимущественно в раздугах пластового тела, тяготеющих к погружениям его подошвы. Что касается мелких включений, то их содержание четко контролируется положением в разрезе сложного тела: в верхней части они составляют до 15—25 % объема, уменьшаясь в нижней до 3—5 %. Устанавливается и ряд других вариаций петрографических особенностей тагамитов, которые подробнее рассмотрены в подразделе 4.2.

Верхнюю часть разреза образований коптогенного комплекса в бассейне р. Балаган-Юряге слагают зювиты и коптокластиты, в которых располагаются линзовидные или неправильной формы тела тагамитов, мощность их иногда достигает первых десятков метров. На уровне современного среза эти породы, залегающие в кровле сложного пластового тела тагамитов, в значительной мере денудированы. Непосредственно на тагамитах, нередко с постепенными переходами через их атакситовую разновидность, залегают витрокластические зювиты, часто спекшиеся вблизи контактов. Далее они переходят в зювиты, обогащенные эпикластами кристаллических, а выше по разрезу осадочных пород, среди этих зювитов наблюдаются линзы коптокластитов. Наиболее крупные тела витрокластических зювитов вскрыты скважинами в юго-восточной и юго-западной частях рассматриваемого района, где они образуют линзы или пласты протяженностью до 3—5 км и мощностью до 160 м. В верхнем течении р. Балаган-Юряге их мощность не превышает 50 м. В этом районе в составе зювитов преобладают фрагменты импактных стекол, которые по ряду особенностей можно рассматривать как продукты закалки расплавленного высокотемпературного расплава.

Витрогранокластические зювиты и витролитокластические зювиты (О-зювиты, см. раздел 3) наиболее широко распространены, они как бы перекрывают плащом все остальные образования, мощность их достигает 300 м. Они также включают линзовидные и неправильные тела тагамитов. Соотношения зювитов и тагамитов хорошо видны в обнажениях по р. Далдын (ур. Кыгам), где развиты как ВТ-, так и НТ-тагамиты (рис. 2.16). В контактах, часто имеющих незакономерную ориентировку, обычно развиты атакситовые тагамиты, переходящие в витрокластические и затем витрогранокластические и другие зювиты.

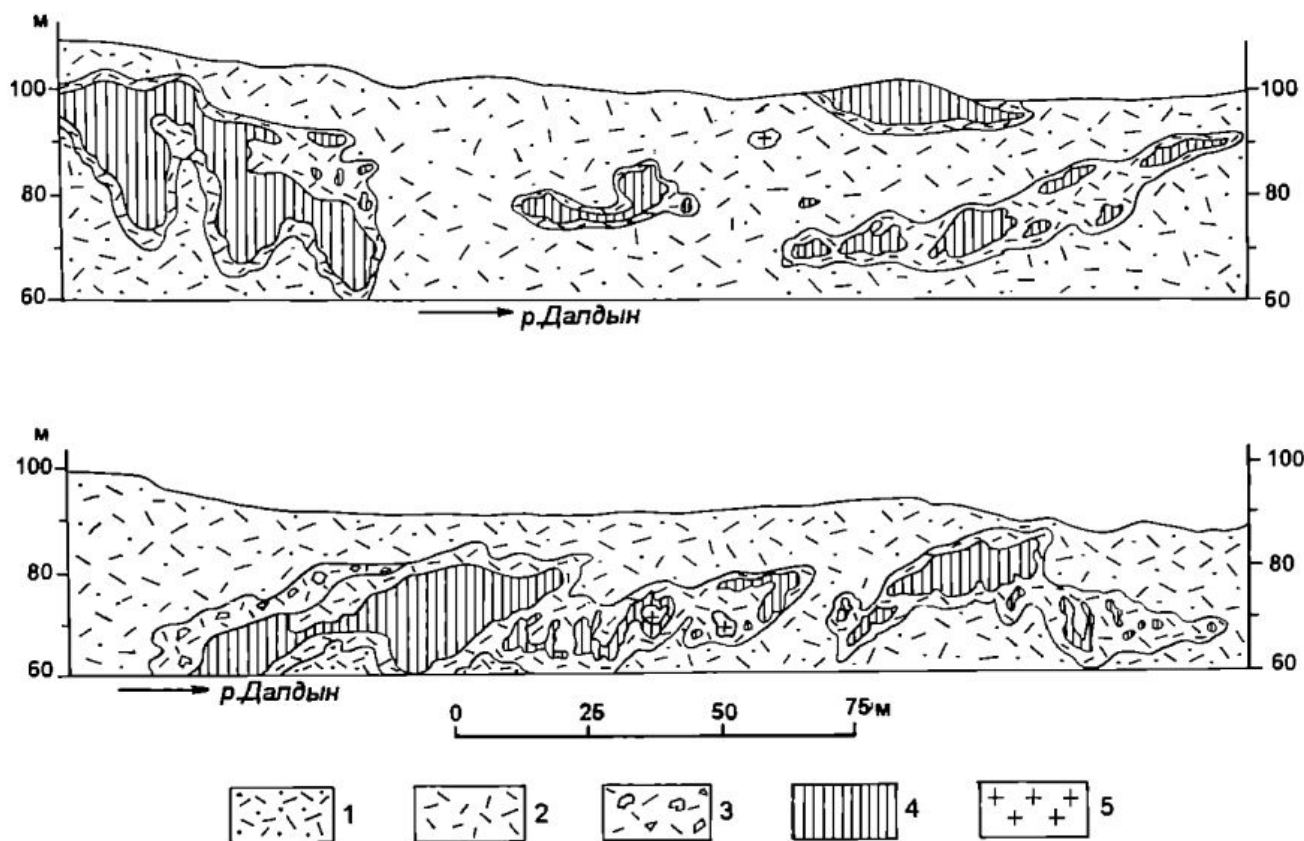


Рис. 2.16. Морфология и условия залегания тел тагамитов в зювитах (левый берег р. Далдын, ур. Кыгам):

1—3 — зювиты, содержащие эпикласты преимущественно осадочных пород (1) и преимущественно кристаллических пород (2), а также обогащенные витрокластами (3); 4 — НТ-тагамиты; 5 — гнейсы и плагиогнейсы включений.

В толще рассматриваемых зювитов рядом скважин, располагающихся как на склоне центрального поднятия, так и в осевой части желоба вскрыта пачка этих пород, отличающихся некоторой сортировкой обломочного материала и неясновыраженной слоистостью, а также присутствием аккреционных лапилли. Наблюдения в керне показывают, что неясновыраженные слои, различающиеся по гранулометрическому составу и имеющие мощность 10—50 см и более, имеют наклонное (до 30°) залегание. Расстояние между наиболее удаленными точками, где была отмечена эта пачка, достигает 9 км, в близко расположенных скважинах на склоне поднятия эта пачка коррелируется как по глубине залегания (около 90—110 м), так и по мощности (около 10—20 м). В приосевой части желоба она залегает ближе к поверхности (около 10 м) и имеет мощность до 60 м. Ее не удается четко проследить во всех смежных скважинах, и можно допустить, что эта пачка не имеет сплошного распространения. Сходные по литологическим особенностям зювиты отмечались также в бассейне нижнего течения р. Далдын, а также по долине р. Чорду-Далдын и по ее притоку (р. Кычпыкынаах).

Псаммито-алевритовые брекчии (коптокластиты), которые венчают сводный разрез образований коптогенного комплекса в бассейне р. Балаган-Юряге, имеют сложные соотношения с зювитами через системы неправильных линз, прослоев, пальцеобразных и ветвящихся тел и пр. Мощность своеобразного раздува коптокластитов, перекрывающих импактиты, составляет 227 м.

Основные черты строения рассматриваемого района могут быть охарактеризованы следующим образом:

1. Кольцевое поднятие имеет асимметричный поперечный профиль, крутизна внешнего склона в среднем составляет около 35° , а внутреннего — не превышает 20° ;

2. Породы истинного дна кольцевого желоба представляют собой параавтохтон с относительными перемещениями отдельных блоков, составляющими до нескольких километров;

3. Породы параавтохтона кольцевого поднятия инъецированы тонкообломочными полимиктовыми брекчиями со стеклом, а также тагамитами;

4. Степень ударного метаморфизма грубообломочного материала параавтохтона и аллогенных брекчий существенно различна, для параавтохтона она значительно более низкая;

5. Внутреннее строение толщ импактитов и брекчий, заполняющих кольцевой желоб, является сложным, устанавливаются различия в соотношениях расплавленного и раздробленного материала, а также кластического материала разной размерности как по вертикальному разрезу, так и по латерали;

6. Наиболее значительные скопления тагамитов приурочены к осевой части желоба, образуемые ими тела имеют сложное строение и состоят из чередующихся высокотемпературных и низкотемпературных разновидностей этих пород;

7. Брекчии, сцементированные импактитами, развиты только в кольцевом желобе;

8. Характерно общее выполаживание линзовидных и пластообразных тел различных пород снизу вверх по разрезу.

2.2.2. Район возвышенности Маячика

Возвышенность Маячика-Керикете расположена в северном секторе астроблемы и занимает площадь около 6×8 км (см. рис. 2.1). Это изолированная группа холмов относительной высоты около 150 м, выделяющихся на фоне заболоченной равнины, где на поверхности развиты четвертичные отложения. На склонах и вершинах холмов местами выступают гнейсы, различные брекчии и импактиты, прикрытые плащом делювиальных россыпей глыб и щебня тех же пород (рис. 2.17).

В центральной части возвышенности, несколько вытянутой в северо-восточном направлении, на поверхности развиты кристаллические породы кольцевого поднятия, на ее склонах они скрываются под брекчиями и импактитами (рис. 2.18).

Геологическое картирование и данные бурения показывают, что поверхность частично раздробленных и смещенных кристаллических пород (параавтохтона), прослеженная на север и северо-запад по падению на расстоянии более 2 км, неравномерно погружается к оси кольцевого желоба под углом около 20° . Однако местами крутизна внешнего склона кольцевого поднятия резко колеблется от горизонтального залегания на отдельных участках до крутонаклонного (40°), местами даже отмечается обратное падение. Возможно, что здесь существуют обрывистые уступы высотой до нескольких десятков и, возможно, первых сотен метров, на что указывает сопоставление разрезов скважин, расположенных на небольшом расстоянии друг от друга (рис. 2.19). Внутренний склон поверхности кольцевого поднятия кристаллических пород значительно положе, угол его погружения



Рис. 2.17. Общий вид возвышенности Маячика. На переднем плане выступают ударно-метаморфизованные гнейсы, на заднем плане — холмы, сложенные тагамитами.

оценивается в $8-10^\circ$, что следует из результатов бурения скважин, которые пробурены в $0,6-0,8$ км от оси поднятия и на глубине более 200 м пород цоколя не вскрыли.

Облекание выступов архейских гнейсов брекчиями и импактитами не только на северо-западе и юго-востоке, но также на восточных и западных склонах возвышенности указывает на то, что в целом она представляет собой крупный, приподнятый еще в процессе образования импактной структуры фрагмент кольцевого поднятия, в настоящее время частью отпрепарированный эрозией.

Кристаллические породы, имеющие северо-западное простирание, представлены в основном лейко- или мезократовыми биотит-гранатовыми гнейсами и плагиогнейсами с графитом, а также гранат-кордиеритовыми гнейсами, местами мигматизированными (см. рис. 2.19, скважины 1708, 1712). В нижней части внешнего склона поднятия в виде маломощных полос и линз среди них встречаются гиперстеновые и двупироксеновые гнейсы (см. рис. 2.13, скважина 1732 и др.). В подчиненном количестве наблюдались меланократовые разновидности биотит-гранат-кордиеритовых гнейсов, содержащие также силлиманит и шпинель. Помимо плагиогнейсов, графит присутствует и в других разновидностях кристаллических пород. Все они интенсивно деформированы, катаклазированы и разбиты на отдельные блоки, поперечник которых может быть оценен во многие десятки и первые сотни метров. Между такими блоками нередко развиты брекчии трения. В осевой части поднятия скважины вскрыли такие брекчированные породы до глубины около 80 м, ниже наблюдаются более монолитные гнейсы. На всю вскрытую глубину гнейсы и плагиогнейсы характеризуются наличием признаков ударного сжатия биотита и кварца с амплитудой до $6-8$ ГПа (ударные полосы одного-двух направлений, базальная система

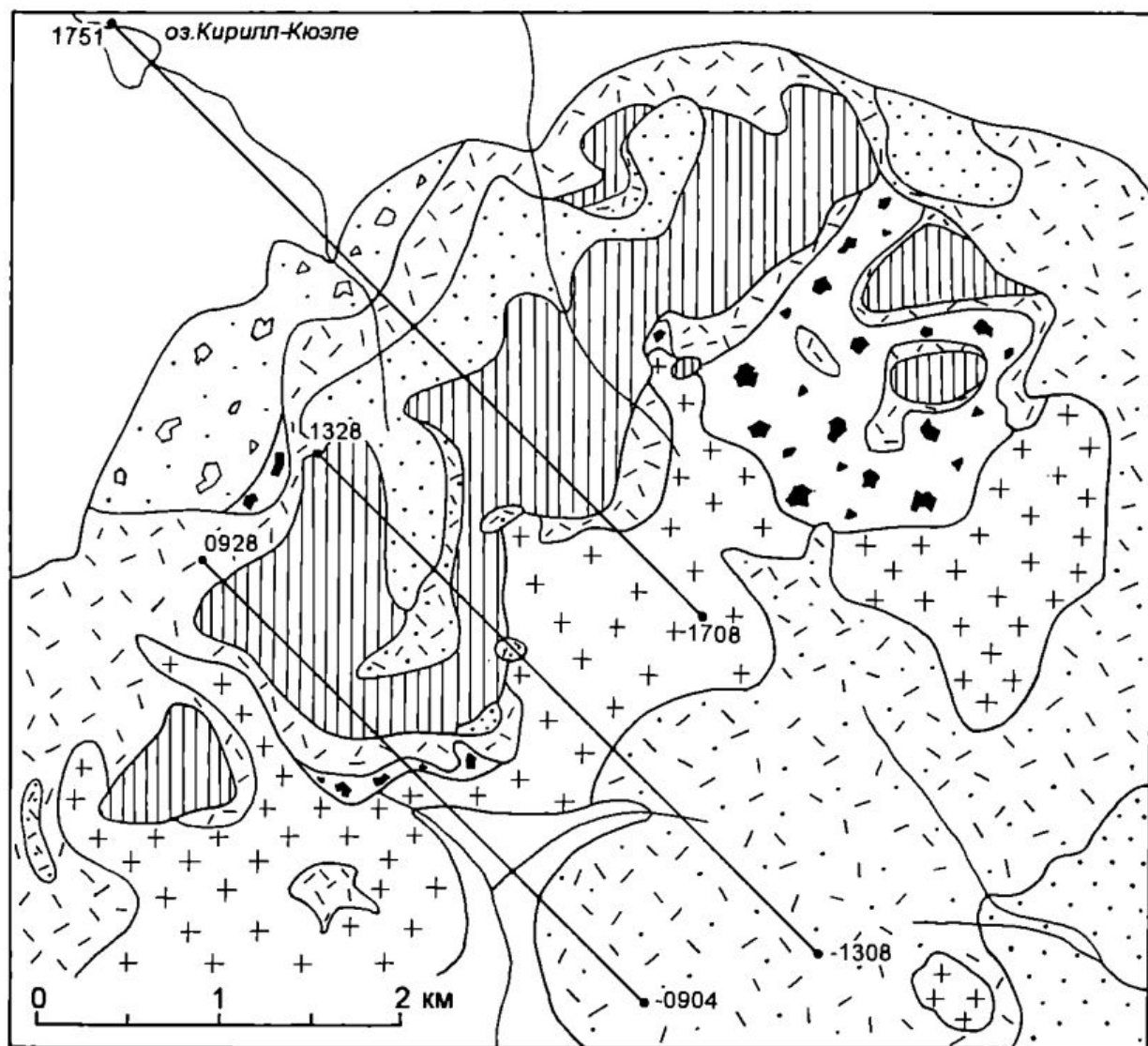


Рис. 2.18. Схематическая геологическая карта района возвышенности Маячика.

Условные обозначения — см. рис. 2.12. Линиями обозначены профили буровых скважин, показанные на рис. 2.19.

планарных элементов в кварце). Такие же признаки ударного метаморфизма отмечены в породах внешнего склона поднятия. Скважины, пробуренные к северу от оси поднятия на расстоянии несколько более 2 км, вскрыли гиперстеновые и двупироксеновые гнейсы и плагиогнейсы, сжатые при давлениях не выше 4—6 ГПа (деформационные полосы в биотите и очень редко в кварце). Все эти кристаллические породы могут быть отнесены к аутигенной брекчии.

Непосредственно на деформированных гнейсах цокольного комплекса как внешнего, так и внутреннего склонов поднятия залегают перемещенные мегабрекчии и щебенчато-глыбовые брекчии, обломочный материал в которых представлен исключительно гнейсами. На внутреннем склоне выходы их на дневную поверхность большей частью скрыты под наносами, а на внешнем склоне они прослеживаются прерывистой полосой шириной до 1,5 км. Мощность этих брекчий не выдержана и изменяется от первых метров до нескольких десятков метров (скважины 1722, 1724), максимальная вскрытая мощность составляет около 340 м (скважина 0928), на внутреннем склоне она не превышает 40 м (скважина 0928). Брекчии по кристаллическим породам характеризуются неровной верхней поверхностью контакта с зювитами с перепадами его отметок до 100—200 м.

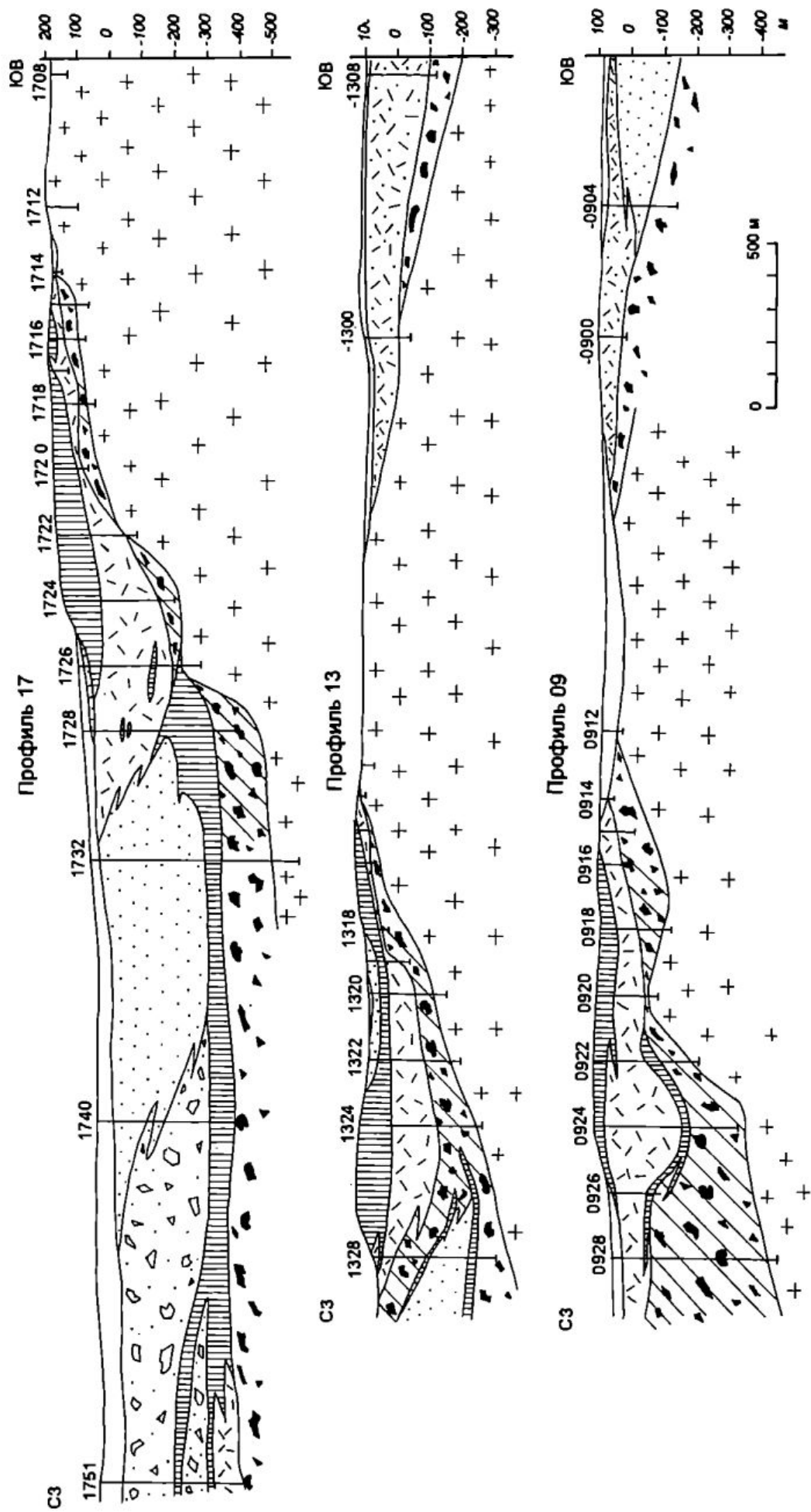


Рис. 2.19. Поперечные геологические разрезы через кольцевое поднятие в районе возвышенности Маячика. Условные обозначения — см. рис. 2.12.

Брекчии образованы щебнем, но преимущественно глыбами и блоками интенсивно деформированных и катаклазированных гнейсов и плагиогнейсов, имеющих поперечник от первых метров до десятков и сотен метров. Состав глыб и обломков более разнообразный по сравнению с породами цоколя, но, что еще важнее, они отличаются значительно более высоким уровнем ударных преобразований, которые могли быть вызваны сжатием до 25—35 ГПа (планарные системы двух-трех направлений в кварце, появление диаплектовых стекол по кварцу и плагиоклазу и пр.). В катаклазированных породах нередко встречаются неправильные мало-мощные линзы и полосы темноокрашенного импактного стекла, иногда плейчатые. Вместе с ними на внешнем склоне поднятия в мегабрекчии наряду с обломками кристаллических пород встречаются и фрагменты деформированных осадочных пород — карбонатных пород, аргиллитов, в том числе углистых. Мегабрекчии здесь местами сцементированы тагамитами, они наиболее характерны для зон перехода к вышележащим пластовым телам этих пород или же наблюдаются в пределах фронтальных частей таких мощных пластовых тел. Такой тагамитовый цемент может составлять до десяти процентов объема брекчии, причем по керну отдельных скважин интервалы сплошного развития тагамитов могут достигать нескольких метров.

На северо-западном склоне поднятия в средней его части мегабрекчии кристаллических пород, сцементированные тагамитами, как показал анализ данных бурения, как бы расщепляются к северу, облекая линзовидное, до 2 км в поперечнике тело коптокластитов, преимущественно состоящих из частиц алеврито-псаммитовой размерности. Максимальная вскрытая его мощность составляет 336,5 м (скважина 1732). Коптокластит образован, главным образом, материалом дезинтегрированных терригенных пород — алевролитов и песчаников, которые иногда образуют крупные блоки, включенные в мелкообломочную матрицу. Коптокластит нередко содержит мелкие обломки и небольшие глыбы ударно-метаморфизованных гнейсов, фрагменты импактных стекол. Более крупный обломочный материал преобладает в нижней части этого линзовидного тела, причем в зоне перехода к мегабрекчии кристаллических пород количество соответствующих обломков в коптокластитах увеличивается, как и содержание импактных стекол, иногда образующих линзовидные скопления мощностью до 5 м. Здесь могут быть также выделены линзы пород, которые уже следует относить к грановитрокластическим зювитам.

Упомянутые мелкообломочные брекчии, состоящие из дезинтегрированного материала осадочных пород и включающие линзы зювитов, могут быть прослежены далее к северо-западу почти до оси кольцевого желоба. Скважина 1751, пробуренная в 4 км от оси кольцевого поднятия на площади сплошного развития четвертичных отложений, мощность которых составляет здесь около 70 м, вскрыла толщу глыбовых аллогенных брекчий, образованных за счет меловых терригенных пород вверху и пермских внизу (см. рисунки 2.13, 2.19). Суммарная мощность толщи около 260 м, в средней части она включает небольшие тела тагамитов с глыбами и обломками ударно-метаморфизованных гнейсов. В нижней части разреза до глубины около 460 м наблюдаются витрокластические зювиты, содержащие глыбы тех же пород. Эти данные, так же как и результаты бурения нескольких неглубоких скважин в этом районе, показывают, что под сплошным покровом четвертичных наносов к северу от возвышенности Маячика в верхней части разреза толщ, заполняющих кольцевой желоб,

распространены аллогенные брекчии и зювиты. Характер нижней части разреза здесь не выяснен.

Возвращаясь к характеристике района возвышенности, следует отметить, что мегабрекчии кристаллических пород, залегающие на параавтохтоне, повсеместно перекрыты зювитами, преимущественно витрокристаллокластическими и витрокластическими. На внешнем склоне кольцевого поднятия они образуют пластообразные тела мощностью до 250 м (скважина 0924), прослеживающиеся на поверхности полосой шириною до 2 км. Максимальные мощности зювитов приурочены к нижней части склона поднятия, где они в два—три раза превышают соответствующие мощности вблизи его осевой части. Толща зювитов местами включает маломощные (до 20 м) тела тагамитов, иногда прослеживающиеся в смежных скважинах и, таким образом, имеющие протяженность до 500 м.

Зювиты, контактирующие с пластовыми телами тагамитов на внешнем склоне, являются витрокластическими, спекшимися, они обогащены бомбами и лепешками массивного импактного стекла. Мощность таких переходных горизонтов составляет от нескольких десятков сантиметров до первых метров. Тагамиты в контактах имеют брекчиевидную текстуру (атакситовые тагамиты), таким образом, контакты в целом являются нерезкими, хотя переход происходит на небольшом расстоянии.

В пределах описываемого района тагамиты образуют два мощных пластообразных тела, располагающихся на двух гипсометрических уровнях. Верхнее пластовое тело выходит на поверхность на северо-западном склоне возвышенности, частично размыто и расчленено эрозией, его максимальная сохранившаяся мощность составляет 110 м. Оно подстилается зювитами и, погружаясь к северу под пологим углом (10—15°), скрывается под маломощным плащом зювитов и вместе с ними — под четвертичными отложениями. В небольших провесах его кровли местами сохранились коптокластиты с линзами зювитов общей мощностью до 50 м.

Нижнее тело залегает непосредственно на мегабрекчии кристаллических пород, следуя неровностям ее верхней поверхности, и по восстанию расщепляется на две или три части, затем выклиниваясь. Мощность его колеблется от 20—70 до 100—150 м, при этом оно прослежено примерно на 3 км вдоль склона поднятия и на 1,5 км по падению в сторону оси кольцевого желоба. Помимо этих двух крупных тел в ряде скважин встречены небольшие по протяженности и мощности тела тагамитов среди зювитов, а также среди мегабрекчий по кристаллическим породам и полимиктовых брекчий.

Тагамиты, образующие пластовые тела, содержат относительно крупные включения размером до 0,5—2 см, реже 5—15 см, иногда до первых метров, составляющие не более 5—10 % объема. Это преимущественно различные ударно-метаморфизованные и пирометаморфизованные кристаллические породы, изредка отмечаются долериты, углистые аргиллиты, кварциты и карбонатные породы. Мелкие (0,5—2 мм) класты занимают от 5—10 до 20—25 % объема и образованы главным образом обломками минералов гнейсов, в том числе преобразованными. Матрица тагамитов в целом раскристаллизована незначительно, лучше раскристаллизованы породы центральных частей мощных тел.

Как с подстилающими, так и с перекрывающими породами тела тагамитов связаны постепенными переходами через брекчиевидные тагамиты и брекчии, сцементированные тагамитами — в контакте с брекчиями

или через атакситовые тагамиты и спекшиеся зювиты — в контакте с зювитами.

Зювиты и ассоциирующие с ними коптокластиты, как бы завершающие разрез коптогенного комплекса, развиты по всей периферии возвышенности на ее склонах, что уже отмечалось ранее. Мощность их на внешнем северо-западном склоне поднятия не превышает 50 м, а на внутреннем достигает, судя по данным бурения, 115 м (скважина 1308). В составе зювитов значительную роль играет разнообразный материал дезинтегрированных терригенных осадочных пород, преимущественно меловых (О-зювиты). Это главным образом витрогранокластические и витролитокластические зювиты, включающие линзы коптокластитов мощностью до 30 м.

Изложенное позволяет сделать следующее заключение о строении района возвышенности Маячика:

1. Рассматриваемый сектор кольцевого поднятия кристаллических пород характеризуется блоковой структурой аутигенной брекчии, имеющей параавтохтонное залегание и отличающейся значительными перепадами высот поверхности;

2. Гнейсы цоколя испытали ударное сжатие с амплитудой не более 10 ГПа;

3. Внешний склон кольцевого поднятия является более крутым, чем внутренний, при этом имеются определенные различия в характере разреза пород коптогенного комплекса, залегающих на аутигенной брекчии на обоих склонах;

4. Параавтохтон перекрыт толщей аллогенных образований с мегабрекчиями кристаллических пород в нижней части, тагамитами и зювитами в средней части и зювитами и коптокластитам в верхней;

5. При удалении от оси поднятия в сторону кольцевого желоба тагамиты и зювиты, обогащенные импактными стеклами, как бы замещаются аллогенными глыбовыми и мелкообломочными брекчиями по осадочным породам и зювитами;

6. Снизу вверх по разрезу толщ отмечается постепенное выполаживание залегания линз и пластообразных тел различных аллогенных брекчий и импактитов.

2.3. Центральная впадина. Район нижнего течения р. Далдын

Бассейн нижнего течения р. Далдын (см. рис. 2.1) охватывает центральную часть Попигайской котловины, представляющую собой слабо всхолмленную равнину с абсолютными высотами 40—60 м. Мощность четвертичных отложений здесь достигает первых десятков метров. Выходы импактитов и брекчий находятся на небольших возвышенностях на правом берегу Далдына на водоразделе его с р. Попигай и в истоках левых притоков Далдына — рек Парчанай и Балаганнах. Большая часть этого участка лишена обнажений коренных пород, однако в центральной его части было пробурено несколько неглубоких скважин (до 200 м), дающих представление о составе и строении верхних горизонтов толщ, заполняющих центральную часть кратера. Больше данных имеется о площадях, прилегающих к внутреннему западному склону кольцевого поднятия (верховья рек Парчанай и Балаганнах), где на возвышенности Парчанай-Керикете и на ее южном продолжении на поверхности выступают зювиты и тагамиты. Здесь же пробурена одна глубокая скважина (см. рис. 2.13, Г-1).

В центральной части кратера верхние горизонты коптогенного комплекса, судя по наблюдениям в керне скважин (см. рисунки 2.1, 2.13), представлены чередующимися линзами зювитов и коптокластитов мощностью 10—80 м и более. Эта сложная пачка пород имеет мощность не менее 160—170 м, однако на водоразделе с р. Попигай не превышает 60—70 м. В скважине 5л, находящейся в геометрическом центре кратера, мощность верхней линзы коптокластитов составляет 150 м. Ниже этой пачки чередующихся пород скважинами вскрыта сплошная толща зювитов, которые выступают на поверхности в пределах упоминавшихся возвышенностей и включают тела тагамитов.

Коптокластиты, вскрытые скважинами, слабо сцементированы, содержат неравномерно распределенные остроугольные обломки различных пород (до 10 %) размером 1—4 см, а также бомбы измененного стекла. Иногда включают небольшие до 1 м неправильные линзы зювитов, насыщенных гранокластами, причем контакты могут быть как резкими, так и с постепенными переходами. Зювиты в этой верхней пачке обычно грановитрокластические и витрогранокластические, в отдельных случаях содержат аккреционные лапилли диаметром до 1 см, иногда отдельные бомбы стекла в поперечнике до 20—30 см. Одна из скважин (3л) на глубине 131 м пересекла непуническую жилку в зювитах, сложенную коптокластитом.

С большей детальностью о внутреннем строении пачек коптокластитов можно судить по наблюдениям в одном из обнажений на правом берегу р. Далдын примерно в 10 км выше устья р. Улахан-Юрях. Эти породы прослеживаются здесь примерно на 300 м и характеризуются четко выраженной текстурой — уплощенные бомбы стекла, плитообразные обломки и глыбы различных пород, линзы литокластических зювитов, имеющие мощность до 5—7 м, падают к северу (350—360°) под углом около 20°. Коптокластиты содержат много бомб импактного стекла разных размеров (от нескольких сантиметров до 1—2 м), иногда лентообразных и включающих фрагменты гнейсов; глыбы частично переплавленных и не полностью гомогенизированных кристаллических пород со сложным внутренним строением, иногда зональных; ударно-метаморфизованных обломков различных пород, в том числе с конусами разрушения, а также интенсивно деформированных. В составе обломочного материала (обычные размеры от нескольких сантиметров до 0,5 м) присутствуют породы, характеризующие все известные в окружении импактного кратера разновозрастные образования, а также рассекающие их гипабиссальные основные интрузии. Часто встречаются более крупные обломки и глыбы (до 5—8 м) угленосных меловых пород, небольшие гальки, сидеритизированная древесина, а также фрагменты пород с остатками меловой фауны. Характерно, что на контактах бомб и лапилли импактного стекла (наиболее крупные из них иногда слабо раскристаллизованы в центральных частях, иногда имеют пористую текстуру и пропитаны кальцитом), цементирующие их коптокластиты обычно термально метаморфизованы, уплотнены. Содержание различных обломков и глыб, неравномерно распределенных в коптокластитах, составляет около 10—15 %.

Общее представление о строении более глубоко залегающей толщи зювитов и тагамитов дают наблюдения в керне скважины Г-1 в верховьях р. Парчанай (см. рис. 2.13), а также в ряде небольших обнажений. До глубины около 60 м скважина прошла по зювитах, в которых вниз по разрезу увеличиваются размеры и количество фрагментов и бомб импакт-

ного стекла, имеющих в поперечнике до 20 см. Через маломощный горизонт весьма плотных спекшихся зювитов осуществляется переход к массивным тагамитам, мощность которых составляет около 60 м. Ниже также с нерезким контактом тагамиты снова сменяются с зювитами, вскрытая толща которых имеет мощность 360 м. Это главным образом витрокластические зювиты с обломками различных пород размером до 20—30 см, среди них — осадочные породы, а также ударно-метаморфизованные биотит-гранатовые и другие гнейсы. Вниз по разрезу до забоя скважины наблюдаются массивные тагамиты. Они содержат не более 5—10 % кристаллокластов и обломков преобразованных кристаллических пород размером 0,5—4 см, иногда отдельные более крупные их включения, в том числе графитсодержащих гнейсов. Неправильные каверны в тагамитах иногда выполнены кристаллическим кварцем, по тонким трещинам (они расположены под углом 50—60° к оси керна) наблюдается развитие цеолитов, пирротина. В нижней части разреза тагамитового тела (глубже 760 м) отмечены отдельные глыбы ударно-метаморфизованных гнейсов до 1—3 м в поперечнике. Скважина остановлена в одной из них на глубине 802,3 м, причем поверхность контакта расположена под углом 30° к оси керна. Можно предполагать, что появление многочисленных крупных включений указывает на близость нижнего контакта тагамитового тела, в подошве которого вероятно залегает аллогенная глыбовая брекчия. Не исключено, что эта брекчия, в свою очередь, лежит на раздробленных и ударно-метаморфизованных гнейсах истинного дна или частично на таких же породах в параавтохтонном залегании, которые образуют внутренний склон кольцевого поднятия, выступающего на поверхности в 5 км западнее скважины.

В отдельных обнажениях в пределах возвышенности Парчанай-Керикете в этом районе наблюдаются витрокластические и витролитокластические зювиты, различающиеся по относительному содержанию фрагментов стекла и других включений, их гранулометрии, а также по окраске пород, осветленный облик которых обычно связан с широким развитием монтмориллонита и других глинистых минералов, которые нередко сопровождаются цеолитами и кальцитом. Зювиты иногда включают линзы коптокластитов, глыбы оплавленных ударно-метаморфизованных гнейсов с зональной внутренней структурой, бомбы измененного флюидального стекла. Тагамиты выступают здесь на поверхности в виде субмеридиональных гряд, склоны которых покрыты осыпями этих пород. В отдельных небольших обнажениях наблюдаются преимущественно зювиты, иногда включающие небольшие тела тагамитов, по-видимому имеющие инъекционный характер.

Выше слияния двух истоков р. Парчанай зювиты служат кровлей и подошвой небольшого пластового тела тагамитов, прослеживающегося на 200—250 м, мощность его около 15—20 м. Этот пласт переходит в субвертикальное тело, уходящее под урез воды. Зювиты в экзоконтакте уплотнены, а тагамиты имеют стекловатый характер, содержат цилиндрические поры, перпендикулярные поверхности контакта. Все эти наблюдения позволяют предполагать наличие здесь ряда инъекционных тел тагамитов, в том числе крутопадающих. Возможно, что верхнее тело тагамитов, вскрытое скважиной Г-1, является продолжением на глубину прерывистой тагамитовой гряды, прослеживающейся в субмеридиональном направлении примерно на 10 км.

Аналогичные тела зювитов и тагамитов, обычно плохо обнаженные, выступают на пологих возвышенностях на водоразделе низовьев Далдына и р. Попигай.

В целом для образований коптогенного комплекса центральной части кратера характерны следующие особенности:

1. Значительная мощность, по данным анализа гравитационного поля, вероятно, достигающая 2 км или более;
2. Трехчленное строение (внизу полимиктовые глыбовые брекчии, в средней части — тагамиты и зювиты, в верхней — зювиты и коптокластиты);
3. Присутствие инъекционных секущих тел тагамитов;
4. Признаки низкотемпературных гидротермальных преобразований тагамитов и импактных стекол.

3. ПЕТРОГРАФИЯ УДАРНО-МЕТАМОРФИЗОВАННЫХ КРИСТАЛЛИЧЕСКИХ ПОРОД И ИМПАКТИТОВ

3.1. Кристаллические породы и их ударный метаморфизм

Петрография ударно-метаморфизованных пород и импактитов Попигайской астроблемы впервые была охарактеризована в ряде работ [Масайтис, Селивановская, 1972; Масайтис и др., 1971, 1972, 1975; Геология астроблем, 1980; и др.]. Эти породы описаны также в некоторых публикациях других исследователей.

Как уже отмечалось, различные проявления ударного метаморфизма установлены в кристаллических породах цокольного комплекса на кольцевом поднятии и, частично, в пределах кольцевого желоба. Значительно более четко ударный метаморфизм выражен в обломочном материале, входящем в состав аллогенных брекчий, зювитов и тагамитов. В последних двух разновидностях пород признаки ударного метаморфизма включенных в них обломков и глыб нередко затушеваны последующим воздействием высоких температур, а также наложенными гидротермальными преобразованиями. Осадочные породы, встречающиеся в аллогенных брекчиях в виде глыб и фрагментов, обнаруживают значительно более слабые по сравнению с гнейсами ударные преобразования, в основном выражающиеся в развитии трещиноватости, дробления, цементных текстур, конусов разрушения. Явных признаков ударных преобразований в породах цоколя на борту структуры, кроме характерной ромбоэдрической трещиноватости, не обнаружено.

3.1.1. Краткая характеристика гнейсов и плагиогнейсов

Породы, слагающие истинное дно астроблемы, изученное главным образом в западной ее части, представлены преимущественно высокоглиноземистыми гнейсами и плагиогнейсами, часто графитсодержащими (биотит-гранатовыми, биотит-гранат-силлиманитовыми, биотит-гранат-силлиманит-кордиеритовыми) и известково-силикатными гранат-содержащими гнейсами и плагиогнейсами (биотит-гиперстеновыми, биотит-двупироксеновыми и биотит-салитовыми). Встречаются также линзы высокоизвестковистых пород (мраморов, кальцифиров, салит-скаполитовых пород). В

зонах мигматизации и гранитизации встречаются чарнокиты. В аллогенных брекчиях и импактитах присутствуют обломки кристаллических пород всех названных разновидностей, но среди ударно-метаморфизованных преобладают гранатсодержащие гнейсы и плагиогнейсы. Лишь в тагамитах юго-восточного сектора среди включений кристаллических пород преимущественным развитием пользуются пироксеновые гнейсы и плагиогнейсы.

Гнейсы и плагиогнейсы являются лейко-, мезо- и меланократовыми породами с размером зерен 0,5—2 мм и гнейсовидной текстурой. Обычно они имеют гранобластовую структуру, сочетающуюся с пойкилобластовой. Гранатовым гнейсам часто свойственна порфиробластовая структура, силлиманитовым — нематобластовая, кордиеритовым — симплектитовая. Основными породообразующими минералами являются плагиоклаз (35—70 %), кварц (10—35 %) и биотит (2—17 %). В гнейсах до 30 % объема составляет ортоклаз, а в гранитизированных разновидностях — микроклин. В пироксеновых гнейсах и плагиогнейсах до 25 % объема может занимать гиперстен и до 45 % — салит. В меланократовых разновидностях суммарное содержание пироксенов достигает 80 % и более. В биотит-гранатовых гнейсах гранат занимает иногда около половины объема пород, а силлиманит в биотит-гранат-силлиманитовых гнейсах — до 20 %. Кордиерит в соответствующих породах составляет существенную их часть — 20—45 %. В состав высокоглиноземистых пород в количествах, не превышающих первые проценты, входят графит, шпинель, гиперстен, а в состав известково-силикатных — гранат и сфен. Десятые доли процента приходится на долю магнетита, ильменита, пирротина, апатита, циркона, рутила, монацита, в кордиеритовых гнейсах также хромита.

Плагиоклаз представлен кислым и средним андезином (табл. 3.1), местами серицитизированным. В меланократовых плагиогнейсах он соответствует основному андезину Ap_{46-48} . Встречаются пойкилобласты с включениями кварца, гиперстена и салита. Кварц распространен неравномерно, образует линзовидные выделения, ориентированные по гнейсовидности. Калиевый полевой шпат ($cNg = 2-6^\circ$, $-2V = 54-61^\circ$) представлен гранобластами ортоклаза с микропертитовыми вростками плагиоклаза (см. табл. 3.1), отвечающего по составу ортоклаз-микропертиту из пироксеновых гранулитов [Дир и др., 1966]. На участках гранитизации также встречаются порфиробласты решетчатого микроклина.

Салит слагает неправильной или удлиненно-призматической формы зерна светло-зеленой окраски. В кристаллических сланцах он является основным породообразующим минералом и представлен пойкилобластами с частыми вростками основного плагиоклаза. Локализуется в виде полос вдоль гнейсовидности породы. Состав салита (см. табл. 3.1) характеризуется высокой и стабильной магниальностью, низкой железистостью и пониженным отношением $CaO/(CaO+MgO+FeO)$, что соответствует промежуточному салит-авгиту, характерному для гранулитовых комплексов [Добрецов и др., 1971]. В ряду двупироксеновые—салитовые гнейсы в его составе резко уменьшается содержание железа и возрастает содержание извести при постоянно высоком содержании магния, что находится в прямой зависимости от состава исходных пород. На участках гранитизации салит частично или полностью замещается буро-зеленой гастингситовой роговой обманкой (см. табл. 3.1).

Гиперстен чаще всего встречается в виде относительно крупных призм светло-кремового цвета с извилистыми очертаниями. Нередки пойкилокристы размером до 2—3 мм с включениями плагиоклаза и кварца. Ха-

СРЕДНИЕ СОСТАВЫ ПОРОДООБРАЗУЮЩИХ МИНЕРАЛОВ

Гнейсы и плагиогнейсы	SiO ₂ , мас. %	TiO ₂ , мас. %	Al ₂ O ₃ , мас. %	FeO, мас. %	MnO, мас. %	MgO, мас. %
					<i>Плагиоклаз</i>	
Bt+mPrx+rPrx	59,00	—	25,26	—	—	—
Bt+mPrx	60,23	—	24,96	—	—	—
Bt+rPrx и Bt+Gr+rPrx	59,53	—	26,20	—	—	—
Bt+Gr	59,59	—	25,05	—	—	—
Bt+Gr+Sill и Bt+Gr+Sill+Cord	58,60	0,02	26,00	0,06	—	0,01
					<i>Ортоклаз</i>	
Bt+Gr	64,94	—	19,86	—	—	—
Bt+Gr+Sill и Bt+Gr+Sill+Cord	64,29	—	19,45	0,13	—	0,06
					<i>Салит</i>	
Bt+mPrx+rPrx	51,37	0,69	1,38	11,40	0,24	14,30
Bt+mPrx	52,35	0,46	1,20	8,36	0,18	14,58
					<i>Гиперстен</i>	
Bt+mPrx+rPrx	51,79	0,25	3,94	19,76	0,38	23,22
Bt+rPrx и Bt+Gr+rPrx	50,40	0,11	2,83	25,97	0,38	19,80
Bt+Gr	49,34	0,23	5,29	24,92	0,22	19,79
Bt+Gr+Sill и Bt+Gr+Sill+Cord	50,19	0,44	4,33	24,52	0,27	19,93
					<i>Биотит</i>	
Bt+mPrx+rPrx	37,15	4,65	14,65	18,28	0,16	13,04
Bt+rPrx и Bt+Gr	36,35	5,49	16,03	15,73	0,05	13,65
Bt+mPrx+rPrx	37,15	4,65	14,65	18,28	0,16	13,04
Bt+rPrx и Bt+Gr+rPrx	36,35	5,49	16,03	15,73	0,05	13,65
Bt+Gr	36,44	6,90	15,53	14,46	0,03	13,86
Bt+Gr+Sill и Bt+Gr+Sill+Cord	36,75	5,97	15,61	13,62	0,04	14,58
					<i>Гранат</i>	
Bt+rPrx и Bt+Gr+rPrx	36,80	0,03	22,60	32,53	0,52	6,52
Bt+Gr	38,59	0,02	22,17	28,26	0,65	8,62
Bt+Gr+Sill и Bt+Gr+Sill+Cord	38,16	0,04	22,45	29,62	0,49	8,27
					<i>Силлиманит</i>	
Bt+Gr+Sill и Bt+Gr+Sill+Cord	34,65	—	62,66	0,58	—	0,24
					<i>Кордиерит</i>	
Bt+Gr+Sill и Bt+Gr+Sill+Cord	47,72	0,05	33,41	8,20	0,07	9,07
					<i>Шпинель</i>	
Bt+Gr+Sill и Bt+Gr+Sill+Cord	0,55	0,15	60,61	28,16	0,17	7,75
					<i>Роговая</i>	
Bt+mPrx+rPrx	44,54	2,05	10,42	8,77	0,10	15,60
					<i>Бастит</i>	
Bt+rPrx и Bt+Gr+rPrx	38,37	0,19	8,15	25,42	0,26	12,64

* В анализе также Cr₂O₃ — 2,93 %.

** В анализе также Cr₂O₃ — 0,44 %.

КРИСТАЛЛИЧЕСКИХ ПОРОД (МИКРОЗОНДОВЫЕ АНАЛИЗЫ)

CaO, мас. %	Na ₂ O, мас. %	K ₂ O, мас. %	Сум- ма, мас. %	n	FeO, МОЛ. %	MgO, МОЛ. %	CaO, МОЛ. %	Na ₂ O, МОЛ. %	K ₂ O, МОЛ. %
8,61	6,27	0,45	99,59	2	—	—	42	55	3
8,16	6,25	0,48	100,08	9	—	—	41	56	3
6,12	7,82	0,14	99,81	7	—	—	30	69	1
6,84	7,32	0,52	99,32	6	—	—	33	64	3
7,51	7,27	0,72	100,19	11	—	—	35	61	4
0,49	1,79	13,41	100,49	2	—	—	3	16	81
0,66	2,65	11,69	98,93	3	—	—	3	25	72
19,96	—	—	99,34	10	18	41	41	—	—
22,86	—	—	99,99	9	13	41	46	—	—
0,83	—	—	100,17	7	32	66	2	—	—
0,17	—	—	99,66	3	42	57	1	—	—
0,18	—	—	99,97	8	41	58	1	—	—
0,22	0,06	0,12	100,08	7	41	58	1	—	—
0,32	0,18	9,15	97,58	6	44	56	—	—	—
0,41	—	8,96	96,67	11	40	60	—	—	—
0,32	0,18	9,15	97,58	6	44	56	—	—	—
0,41	—	8,96	96,67	11	40	60	—	—	—
0,54	—	9,21	96,97	4	37	63	—	—	—
0,28	—	9,17	96,02	11	34	66	—	—	—
1,01	—	—	100,01	9	71	26	3	—	—
1,26	—	—	99,57	8	62	34	4	—	—
1,70	—	—	100,73	9	64	32	5	—	—
0,14	0,57	0,50	99,34	16	—	—	—	—	—
0,03	0,08	0,82	99,45	21	—	—	—	—	—
—	—	—	100,32*	14	—	—	—	—	—
<i>обманка</i>									
11,55	0,25	0,96	94,68**	4	24	76	—	—	—
1,24	—	0,05	86,32	2	—	—	—	—	—

рактерной особенностью состава (см. табл. 3.1) является постоянно высокое содержание глинозема, низкое извести и типичное для гранулитового комплекса Анабарского щита отношение магния к железу [Вишневский, 1978]. Наблюдаемые различия в содержании железа, магния и глинозема имеют прямую связь с концентрацией этих компонентов в исходных породах. По высокой глиноземистости прежде всего выделяются гиперстены из парагенезисов со шпинелью (6,13 % Al_2O_3). Наиболее высокие содержания магния (26,44 %) установлены в гиперстенах из двупироксеновых плагиогнейсов. По трещинам и по периферии зерен, а иногда и полностью, гиперстен замещается тонкоструктурным серпентин-хлоритовым агрегатом светло-коричневой окраски, возможно баститом (см. табл. 3.1).

Биотит распределен в породе обычно полосами и представлен желто-коричневыми чешуями, ориентированными по гнейсовидности. Его состав (см. табл. 3.1) характеризуется постоянно высоким содержанием титана. В ряду пород от известково-силикатных до высокоглиноземистых в биотите увеличивается содержание титана, глинозема и магния и уменьшается кремнекислоты, железа и марганца. Такое изменение состава может быть обусловлено не только составом исходных пород, но и увеличением уровня метаморфизма; при этом происходит уменьшение содержания Mn, Fe и одновременное увеличение количеств Ti, Mg, Cr и V [Дир и др., 1966]. Биотиты пород низкой степени метаморфизма характеризуются большим содержанием Si и меньшим Al по сравнению с биотитами пород средних и высоких ступеней [Гранулитовая..., 1972].

Гранат представлен округлыми, иногда хорошо ограненными кристаллами или порфирированными пойкилобластами размером до 6—8 мм пироп-альмандинового ряда (см. табл. 3.1). Состав его выдержан и характеризуется высокой глиноземистостью и железистостью и весьма малым содержанием гроссуляровой составляющей, что является показательным для гранатов гранулитовых комплексов [Вишневский, 1978].

Силлиманит образует удлиненные бесцветные призмы с округлыми краями и обычно с хорошо выраженной поперечной спайностью. Местами отдельные индивиды замещены низкодвупреломляющим слюдистым агрегатом. Часто этот минерал находится в сростании с гранатом. Состав силлиманита (см. табл. 3.1) отличается низкой кремнекислотностью, повышенной глиноземистостью и примесью многочисленных компонентов, более характерных для дистена.

Кордиерит обычно слагает крупные зерна со сложным полисинтетическим секториальным двойникованием и иногда с плеохроичными двойниками вокруг мелких зерен циркона, рутила или монацита. Нередко, особенно на участках гранитизации, замещается серпофитом или тальк-серпентиновым агрегатом. Состав кордиерита (см. табл. 3.1) отличается несколько повышенным суммарным содержанием железа и магния. Он постоянно содержит разной формы обычно мелкие симплектитовые вросстки коричнево-зеленой шпинели и иногда хромита. По составу (см. табл. 3.1) шпинель соответствует магнезиоферриту с содержанием хрома 1,3—4,1 %.

Графит преобладает в форме удлиненных пластинок с соотношением сторон 1:4 — 1:10 (рис. 3.1). В редких случаях встречаются относительно изометричные таблички. Контуры их неровные, иногда с тонкой каймой, образованной чешуйками биотита, ориентированными по удлинению. Иногда пластинки и чешуи графита расщеплены или изогнуты. Наблюдались сростания нескольких разноориентированных чешуй, в кварцито-гнейсах их сегрегации достигают нескольких миллиметров. Преобладающий размер

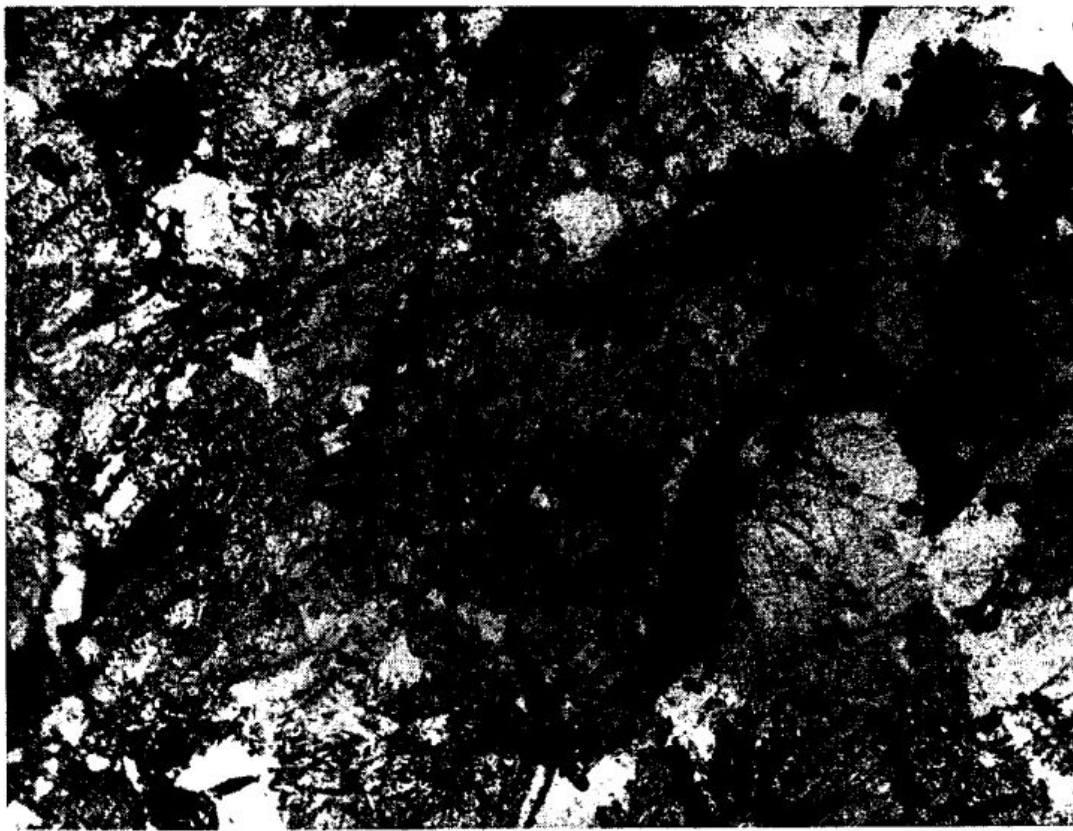


Рис. 3.1. Гнейс с многочисленными пластинками и чешуйками графита (черные). Микрофото, ув.×6, б/ан.

графитовых выделений 0,4—0,8 мм, но встречаются также чешуи, достигающие по удлинению 2 мм. Большой частью графит приурочен к кварц-полевошпатовым участкам, где находится главным образом в виде вростков в кварце или полевых шпатах, в этих случаях поперечник таких выделений может достигать первых сантиметров. Встречаются гранобласты кварца и полевых шпатов, содержащие скопления разноориентированных чешуй графита. Наиболее высокие содержания графита характерны для биотит-гранат-силлиманит-кордиеритовых гнейсов.

Составы главных породообразующих минералов (см. табл. 3.1) и наблюдаемые парагенезисы от глубинных ($Hu+Cord+Ort$, $Sill+Gr+Bt$, $Gr+Hu+mPrx$) до среднеглубинных ($Sill+Gr+Cord+Ort$) субфаций [Перчук, 1973; Вишневский, 1978] свидетельствуют о том, что гнейсы и плагиогнейсы сформировались в условиях гранулитовой фации умеренных и повышенных давлений.

Мраморы и кальцифиры представляют собой средне-, чаще крупнозернистые породы желтого, кремового или зеленовато-серого цвета с преобладающей гетерогранобластовой структурой и гнейсовидной иногда массивной текстурой. Мономинеральные мраморы встречаются редко, часто присутствуют чешуйки слюды, графита, иногда диопсида. Большинство кальцифиров состоят из кальцита (70—80 %) и подчиненных ему диопсида, иногда волластонита, полевых шпатов и кварца. Встречаются кальцифиры с более разнообразным составом, где силикатные минералы превышают количество кальцита. В их состав, наряду с постоянно присутствующими кальцитом, полевыми шпатами и кварцем, в разных соотношениях входят диопсид, волластонит, скаполит, флогопит, тальк, серпентин, форстерит или, чаще, продукты его замещения, а также шпинель, сфен, апатит.

Скаполит-салитовые породы слагают линзы или самостоятельные полосы среди кальцифиров или двупироксеновых и салитовых плагиогнейсов.

Это неравномернозернистые мезо-меланократовые породы зеленовато-серой окраски с диабластовой или гранобластовой структурой и массивной текстурой. В их состав примерно в равных соотношениях входят салит и скаполит или скаполитизированный плагиоклаз, находящиеся во взаимном прорастании. Салит обладает ярко-зеленой окраской и по оптическим свойствам ($2V = 53^\circ$, $N_g = 1,706$, $N_p = 1,680$) близок к составу железистого диопсида. Скаполит представлен высококальциевым мицзонитом, плагиоклаз — основным андезином или кислым лабрадором. В состав породы также постоянно входят кальцит в форме гранобластов и сфен в виде скоплений мелких, чаще неправильной формы, зерен, содержание которых может достигать 3—5 %. Редко встречаются рудные минералы и апатит.

Гнейсовидные гиперстеновые граниты (чарнокиты) особенно широко развиты среди пироксеновых гнейсов. Они сопровождаются обширными полями гранито-гнейсов и мигматитов, среди которых сохраняются участки неполностью переработанного субстрата. Это средне- или крупнозернистые часто неравномернозернистые породы коричневатой-желтой, реже желтовато-красной окраски. Структура их гранобластовая или бластокатакласлическая, реже аллотриоморфнозернистая и порфириовидная. Основной объем породы занимают плагиоклаз, калиевый, полевой шпат и кварц при общем преобладании плагиоклаза. Гиперстен, биотит, иногда салит и роговая обманка не превышают по объему 15 %. Из акцессорных характерны магнетит, пирротин, ортит, апатит. Плагиоклаз представлен часто серицитизированным олигоклазом или кислым андезином, калиевый полевой шпат — ортоклазом, а в зонах мигматизации микроклином. Сопровождающие чарнокиты мигматиты обладают крупнокристаллическим строением и неравномерным распределением слагающих их минералов, представленных в разных соотношениях кварцем, микроклином и плагиоклазом с редкими чешуйками биотита и единичными зернами магнетита и циркона.

3.1.2. Основные критерии оценки параметров ударного метаморфизма

В качестве основных критериев степени ударного сжатия кристаллических пород и слагающих их минералов обычно используются данные о преобразованиях каркасных силикатов [Stöffler, 1971; Вальтер, Рябенко, 1977; Геология и петрология..., 1982; Ударные..., 1983; Фельдман, 1990; Stöffler, Langenhorst, 1994; Grieve et al., 1996; и др.]. Они проявляются в основном в различного типа деформациях кристаллических решеток вплоть до их полного разрушения, степень этих деформаций определяется приложенными нагрузками, их характером, а также свойствами самих минералов.

Неоднократно делались попытки определения величины приложенных нагрузок с очень большой точностью, к примеру, до десятых долей гигапаскаля (ГПа). В этой связи необходимо сделать несколько замечаний. Во-первых, точные оценки имеют определенный смысл только в том случае, если образцы отобраны из автохтона или параавтохтона (т. е. пород цокольного комплекса), что может позволить реконструировать зональность преобразований, характер их затухания в пространстве и пр. Во-вторых, следует иметь в виду трудно оцениваемые различия в начальной температуре подвергшихся ударному сжатию пород, которая влияет на

**ПРОГРЕССИВНЫЙ УДАРНЫЙ МЕТАМОРФИЗМ
И РТ-УСЛОВИЯ ДЛЯ КРИСТАЛЛИЧЕСКИХ ПОЛЕВОШПАТОВЫХ ПОРОД**
[Grieve et al., 1996]

Ступени (стадии) ударного метаморфизма	Давление, ГПа	Постударные температуры, °С	Ударные эффекты в кварце и полевых шпатах
0	Менее 5—10	Менее 100	Неправильные трещины
Ia	От 5—10 до 20	100—170	Планарные трещины и планарные деформационные элементы (ПДЭ)
Iб	От 20 до 35	170—300	ПДЭ, пониженный показатель преломления, стишовит и следы коэсита
II	От 35 до 45	300—900	Диаплектовые стекла, коэсит и следы стишовита
III	От 45 до 60	900—1200	Диаплектовые и мономинеральные стекла плавления, коэсит
IV	От 60 до 100	1200—2500	Полиминеральные стекла (плавление всей породы)
V	Более 100	Более 2500	Испарение

интенсивность преобразований при одной и той же нагрузке. В-третьих, надо принимать во внимание значительную динамическую неоднородность массивов горных пород, весьма сложный характер воздействия на них волн напряжения, особенно в случае крупномасштабных импактных процессов, влияние флюидных фаз и пр. Последние два обстоятельства, весьма трудно поддающиеся точному учету, могут приводить к смещению оценок в сумме до 5—10 ГПа. В большинстве случаев использование интегральных осредненных оценок параметров ударных преобразований в объемах пород порядка $n \cdot 10^6$ — $n \cdot 10^8$ м³, обычно вполне достаточно для практических целей.

Необходимо подчеркнуть еще одну особенность ударно-волновых преобразований в массивах горных пород, не всегда учитываемую при анализе этих процессов. Речь идет о сопровождающих или непосредственно следующих за волной разгрузки сдвиговых напряжениях, которые могут приводить к хрупкому разрушению пород даже в случае относительно слабого ударного сжатия, а в случае предшествующих весьма значительных ударных нагрузок — к течению расплавленного материала. Это приводит к дроблению, катаклазу, перемешиванию вещества горных пород и, в конечном счете, к появлению масс гомогенизированного импактного расплава.

Оценки амплитуды ударного сжатия сделаны, исходя из основных критериев, установленных на основе экспериментальных данных [Stöffler, Langenhorst, 1994; Grieve et al., 1996; и др.] и в общей форме представленных в табл. 3.2.

Хотя между выделенными стадиями преобразований не существует четких границ, рассмотрение удобно вести именно в рамках отдельных интервалов ударных нагрузок, которые испытали породы и слагающие их минералы.

3.1.3. Слабо и умеренно преобразованные породы

Гнейсы и другие кристаллические породы, испытавшие слабые (до 10—20 ГПа) и умеренные (20—35 ГПа) ударные нагрузки, характеризуются различными диаплектовыми преобразованиями, включая хрупкие деформации кварца и полевых шпатов, в меньшей мере биотита и других породообразующих минералов. В тех случаях, когда ударное сжатие сопровождается сдвиговыми напряжениями, возникают копточаклазиты, имеющие брекчиевую, полосчатую или линзовидно-флюидальную текстуру и нередко состоящие из повернутых, смещенных фрагментов различных размеров, разделенных полосами и линзами катаклазированного материала.

В кварце в условиях слабых преобразований развивается неправильная трещиноватость, происходит смещение отдельных частей кристаллов, что ведет к их мозаичному угасанию и блочности. При более интенсивных воздействиях широкое развитие приобретают планарные трещины (ПТ) и, главным образом, планарные деформационные элементы (ПДЭ), количество которых в зернах кварца может колебаться от одной до пяти-семи (рис. 3.2.). При этом их ориентировка относительно кристаллографической оси С может быть использована в качестве геобарометра [Grieve et al., 1996; и др.]. Кристаллы кварца, где число

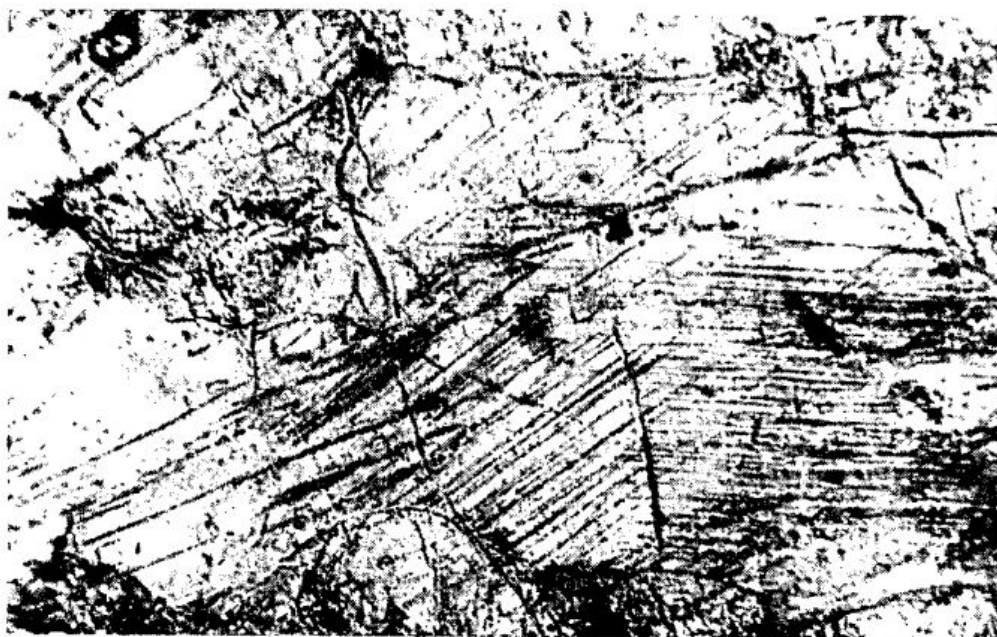


Рис. 3.2. Диаплектовый кварц с планарными деформационными элементами (две системы). Микрофото, ув.×25, б/ан.

систем ПДЭ превышает три, и, особенно, если их пять—шесть, характеризуются заметным изменением ряда физических свойств, в том числе уменьшением показателя преломления от 1,548 до 1,536 и менее, а также пикнометрической плотности от 2,65 до 2,635 и даже 2,615 г/см³. В некоторых зернах наблюдаются слабо двупреломляющие (до 0,002) или изотропные участки, в которых ПДЭ как бы затухают. Отдельные системы ПДЭ декорированы стишовитом в форме мельчайших (несколько микрометров) иголочек и пластинок. Стишовит, уверенно диагностируемый рентгеновскими методами [Вишневский и др., 1975], возникает главным образом при нагрузках 12—20 ГПа и более.

Плагиоклаз в породах рассматриваемой группы характеризуется развитием трещиноватости и, что более характерно, появлением деформационных ламелл, в меньшей степени ПДЭ (одна—две системы, преимущественно параллельные системам альбитовых двойников). В плагиоклазах среднего состава (Ap_{27-35}) показатель преломления уменьшается на 0,017—0,019, соответственно отмечается понижение плотности от 2,66 до 2,62 г/см³. Нередко в зернах плагиоклаза можно видеть отдельные пятна и неправильной формы изотропизированные участки, а также частично или полностью изотропизированную систему двойников при сохранении двупреломления в другой. Последние эффекты, судя по экспериментальным данным, свидетельствуют об умеренном ударном сжатии до 35 ГПа.

Щелочные полевые шпаты (ортоклаз и др.) при слабом и умеренном ударном сжатии характеризуются развитием деформационных полос и одной—трех систем ПДЭ, примерно на 0,006—0,009 понижается показатель преломления, уменьшается двупреломление до 0,003—0,004 вплоть до частичной изотропизации; плотность снижается от 2,56—2,58 до 2,52 г/см³ [Райхлин и др., 1979].

Для биотита, преобразованного при указанных нагрузках, типично развитие полос смятия (kink bands), а также одной—трех систем ПДЭ, ориентированных параллельно (111), (111), (112), (112) и др. В некоторых случаях имеет место понижение двупреломления и потеря плеохроизма.

Гранат почти не несет следов изменения, за исключением слабой трещиноватости, которая усиливается в породах, подвергшихся умеренным преобразованиям при ударном сжатии до 20—35 ГПа. Зерна разбиты сетью неправильных трещин на микроблоки, уменьшается их прозрачность, усиливается интенсивность окраски, в которой появляются буро-коричневые оттенки.

Пироксены, как и гранат, устойчивы к умеренному ударному сжатию. Гиперстен и салит, испытавшие нагрузки менее 30 ГПа, характеризуются неправильной трещиноватостью, усиливающейся в породах, подвергшихся более интенсивным преобразованиям, при этом кристаллы оказываются разбитыми многочисленными грубыми трещинами.

Остальные породообразующие минералы (силлиманит, кордирит, шпинель и некоторые другие) не обнаруживают заметных механических и оптических изменений в рассматриваемых диапазонах ударных нагрузений.

3.1.4. Интенсивно преобразованные породы

Кристаллические породы, подвергшиеся сильному ударному сжатию, отличаются заметными изменениями характера минералов, особенно хорошо наблюдаемыми в шлифах, а также некоторым уменьшением плотности, увеличением пористости и пр. Каркасные силикаты обычно преобразуются в диаплектовые стекла, а одновременное динамическое воздействие приводит к появлению катаклазитов.

Основные породообразующие минералы гнейсов, сжатых до 35—45 ГПа, могут быть охарактеризованы следующим образом.

Кварц превращается в диаплектовое стекло при давлении более 35 ГПа; стекло имеет буроватую окраску и характерную шагреньевую поверхность. В нем иногда различимы участки слабодвупреломляющего кварца, а в проходящем свете видны реликты систем ПДЭ. Важным

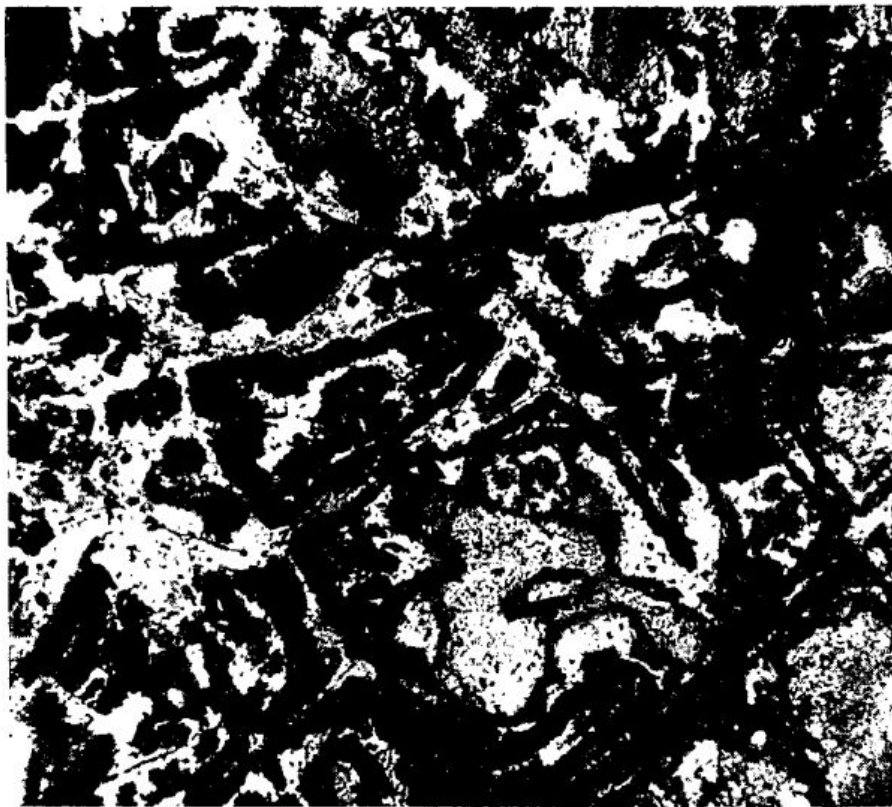


Рис. 3.3. Диаплектовое кварцевое стекло. Почковидные агрегаты коэсита развиваются по этому стеклу от стенок трещин, заполненных лешательеритом. Микрофото, ув. $\times 25$, б/ан.

признаком воздействия высоких давлений является трансформация в рассматриваемых породах части кварца и диаплектового кварцевого стекла в коэсит [Масайтис и др., 1974]. Коэсит образует почковидные скопления, пересекающиеся жилки и агрегаты зерен размером до 100—200 мкм и более (рис. 3.3), он бесцветен или местами имеет слабую буроватую окраску и слабо двупреломляет; $2V = 57\text{—}61^\circ$, $N_g = 1,602 \pm 0,002$, $N_g = 1,597 \pm 0,002$.

Плагиоклаз гнейсов (An_{27-35}), испытавший интенсивное ударное сжатие, трансформируется в диаплектовое стекло (маскелинит) с показателем преломления 1,525, хотя в ряде случаев в его изотропной массе могут различаться неясно очерченные участки, имеющие слабое двупреломление.

Ортоклаз и ортоклаз-пертит испытывают при нагрузках выше 35 ГПа сходные с плагиоклазом превращения. Разупорядоченный ортоклаз представляет собой аморфную фазу, сохраняющую форму исходного кристалла и имеющую показатель преломления 1,518—1,520 и плотность 2,45—2,48 г/см³ [Райхлин и др., 1979].

Пластинки биотита характеризуются ослаблением или полной потерей плеохроизма, происходит частичное термическое разложение с возникновением тонкозернистых непрозрачных агрегатных скоплений ильменита, гиперстена, щелочного полевого шпата и стекла.

В гранате в рассматриваемом интервале преобразований развиваются многочисленные трещины, в том числе планарные, он становится непрозрачным и приобретает буровато-коричневую и темно-серую окраску за счет появления новых фаз при его термическом разложении — гиперстена, герцинита, стекла [Гневушев и др., 1982; Каминская и др., 1986; Козлов и др., 1987; Фельдман, 1990]. При этом местами сохраняются островки неразложившегося граната.

Пироксен отличается несколько пониженным двупреломлением, волнистым погасанием, появлением планарных трещин.

Кордиерит в рассматриваемой группе кристаллических пород преобразован в бесцветное или буровато-коричневое диаплектовое стекло, его состав приведен в табл. 3.3.

Силлиманит, образующий призматические зерна, характеризуется грубой поперечной трещиноватостью, окраска его иногда усиливается. Присутствующий в породах графит также подвергается изменениям и переходит в алмаз, особенности этих преобразований рассмотрены далее, а также в разделе 5.

3.1.5. Весьма интенсивно преобразованные породы

Особый интерес представляют гнейсы, испытавшие очень сильные ударные преобразования — обычно более 45 ГПа. В тех случаях, когда породы, относимые к этой группе, оказываются включенными в виде глыб и обломков в импактиты и подвергаются дополнительному нагреву, перекристаллизация минералов и различных стекол приводит к существенному изменению облика пород и иногда к почти полному стиранию признаков ударного метаморфизма. Это вызывает значительные трудности в разграничении эффектов, вызванных собственно ударной нагрузкой (включая постшоковую температуру) и обусловленных последующим отжигом. В этом смысле для анализа собственно ударных эффектов предпочтительнее опираться на изучение фрагментов, испытавших закалку или быстрое охлаждение после спада давления.

При ударном сжатии более 45—50 ГПа и остаточной температуре более 1100 °С происходит частичное или полное плавление кварца, после охлаждения застывающего в кварцевое стекло или лешательерит с показателем преломления 1,460—1,462. Лешательерит нередко содержит округлые поры, имеет флюидальную структуру, обусловленную начавшимся течением материала. При медленном охлаждении лешательерит рекристаллизуется нередко с образованием кристобалита и α -кварца. Первый хорошо диагностируется по характерной «шариковой» текстуре (ball-structure), а второй обычно замещает кристобалит, а также образует мозаичные агрегатные скопления. Лешательерит, частью преобразованный, часто встречается в зювитах и в коптокластитах в виде самостоятельных небольших бомб и фрагментов.

При сильном сжатии возникают плагиоклазовые стекла плавления (см. табл. 3.3), характеризующиеся обычно пузыристостью и флюидальностью. Показатели преломления этих стекол, имеющих олигоклаз-андезиновый состав, ниже, чем у маскелинита (около 1,520—1,523). При переходе плагиоклаза в стекло плавления происходит привнос калия и кремнезема и вынос кальция и, особенно, натрия [Сазонова, Коротаева, 1989]. Медленное охлаждение ведет к рекристаллизации как стекла плавления, так и маскелинита с образованием сферолитовых и метельчатых агрегатов новообразованного плагиоклаза, обычно более высокотемпературного (табл. 3.4).

Ортоклаз трансформируется в мономинеральное стекло плавления (см. табл. 3.3), обладающее пористостью и флюидальной структурой. Плотность его доходит до 2,35—2,37 г/см³, показатель преломления до 1,502—1,505. Химические изменения выражаются в возрастании содержания кремнезема, в меньшей мере алюминия и кальция, и резкого уменьшения калия [Сазонова, Коротаева, 1989]. Так же как и для плагиоклазовых стекол плавления, эти данные указывают на существенную роль флюидного переноса компонентов. Стекло плавления по ортоклазу при отжиге под-

СОСТАВ (мас. %) МОНОМИНЕРАЛЬНЫХ СТЕКОЛ ПЛАВЛЕНИЯ
И ПРОДУКТОВ ИХ ДЕВИТРИФИКАЦИИ ИЗ ИМПАКТИТОВ ПЕРВОГО РОДА
(МИКРОЗОНДОВЫЙ АНАЛИЗ)

Стекла и продукты их преобразования	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма	п
Стекла по щелочным полевым шпатам: — апоортоклазовые	63,96 65,38	0,05 —	19,86 17,50	0,18 —	— —	0,23 —	0,78 0,53	1,67 0,54	13,09 15,54	99,82 99,49	4 2
— апомикроклин-микрорпертитовые	63,74	—	22,34	—	—	—	0,51	3,82	8,29	98,70	1
Тонкосферолитовый агрегат по апопла- гиоклазовому стеклу, по составу	58,87	—	25,68	—	0,12	—	8,20	6,34	0,65	99,86	3
соответствует Алзв-40	58,32	—	26,49	—	—	—	8,54	6,21	0,36	99,92	2
Рекристаллизованные апоплагиооклазо- вые стекла со сферолитовой структу- рой, по составу отвечают Алзо	58,38 58,24	— —	26,11 25,95	— 0,12	— —	— —	6,35 6,17	7,85 8,47	1,08 0,97	99,77 99,92	3 2
Апокордиеритовое стекло	60,75	—	25,51	0,08	—	—	6,96	7,72	0,16	101,18	2
	49,45	0,05	31,41	5,15	0,14	10,90	0,02	—	0,02	100,14	4
	50,23	0,10	33,41	5,74	0,12	10,26	—	—	—	99,86	3
	48,23	—	34,82	5,41	—	9,07	—	—	—	97,53	2
	44,10	2,01	16,57	16,50	0,35	8,78	0,77	—	6,90	95,98	3
Апобиотитовое (?) стекло	38,56	1,12	16,63	20,27	0,42	14,12	1,42	—	3,45	95,99	3

СОСТАВ (мас. %) ПРОДУКТОВ ТЕРМИЧЕСКОГО ПРЕОБРАЗОВАНИЯ МИНЕРАЛОВ (МИКРОЗОНДОВЫЕ АНАЛИЗЫ)

Продукты преобразования	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Cr ₂ O ₃	Сумма
Апогранатовые:											
— феррогортонолит	32,13	0,05	0,46	54,14	0,51	12,95	—	—	0,05	0,32	100,61
— кордиерит	39,87	0,04	36,83	9,58	0,25	8,63	0,27	—	0,60	—	96,07
— герцинит, центральная часть зерна	—	—	65,88	22,57	—	8,89	—	—	—	0,32	99,24
— то же, край зерна	—	0,73	61,31	25,67	1,67	8,89	—	—	—	1,15	99,42
По калиевому полевному шпату:											
— сферолитовый агрегат санидина	70,30	—	19,00	—	—	—	—	2,28	10,20	—	101,78
Апоплагиооклазовые:											
— сферолитовый агрегат андезина (Алзо)	58,38	—	26,11	—	—	—	6,35	7,85	1,08	—	99,77

вергается рекристаллизации с образованием радиально-лучистых агрегатов санидина (см. табл. 3.4).

Таким образом, основные компоненты интенсивно сжатых гнейсов — кварц и полевые шпаты — в значительной части превращены в мономинеральные, обычно пузыристые стекла плавления, хотя иногда в небольшом количестве появляются и полиминеральные смешанные стекла. При этом кристаллические породы в большинстве сохраняют первичные текстурно-структурные особенности. Это позволило в свое время назвать их «импактитами первого рода» [Структуры..., 1983; и др.] в отличие от тагамитов, также состоящих главным образом из импактного стекла (однако полностью гомогенизированного) и имеющих совершенно иные структурно-текстурные признаки. Импактиты первого рода для краткости могут быть названы «протоимпактитами», и, хотя этот термин не совсем строг, он будет далее использоваться в необходимых случаях. Протоимпактиты, таким образом, являются в значительной части продуктами ударного плавления, однако эти породы не подверглись перемешиванию в процессе выброса. Закаленные образцы таких пород встречаются в витролитокластических и витрогранокластических зювитах, относительно холодных в момент отложения.

В зависимости от количества стекла могут быть выделены разновидности, содержащие 10—30, 30—80 и более 80 % продуктов ударного плавления. При этом увеличение степени такого плавления сопровождается увеличением числа минеральных видов, подвергающихся этому процессу.

В первой разновидности существенная часть каркасных силикатов расплавлена, хотя еще сохраняются участки диаплектового плагиоклазового стекла, но в большей мере диаплектовый кварц. Общая первичная текстура не нарушена. В цветных минералах проявляются ударные деформации, признаки термического разложения, особенно в биотите. При увеличении степени плавления на фоне реликтовой первичной структуры появляются участки с линзовидно-полосчатой текстурой, образованные пористыми стеклами плавления по ортоклазу, в меньшей мере по плагиоклазу. Полевошпатовые стекла нередко заключают изометричные угловато-округлые частицы диаплектового кварцевого стекла и лешательерита. Гранат сохраняет первичную форму зерен, но превращен в непрозрачную массу продуктов разложения. Биотит выглядит как буро-коричневое полупрозрачное изотропное вещество (см. табл. 3.3). В отдельных случаях отмечаются кордиеритовые стекла плавления (см. табл. 3.3). В протоимпактитах, характеризующихся максимальной степенью плавления, силикатные компоненты расплавлены полностью, а темноцветные минералы практически полностью преобразованы, разбиты на блоки, погруженные в мономинеральные стекла плавления. Местами отмечаются участки смешения таких стекол, при этом к ним может присоединяться и вещество расплавленного кордиерита или цветных минералов. Гранат и пироксен превращены в непрозрачные бесструктурные массы, обычно перекристаллизованные. Детальные исследования показывают, что за счет граната в разных соотношениях могут возникать герцинит, феррогортонолит, гиперстен, кордиерит (см. табл. 3.4), а также стекло [Масайтис, 1978]. Обычно перекристаллизация происходит под воздействием тепла окружающих пород или расплава. Биотит превращен в розово-бурое стекло, в котором заключены очень мелкие идиоморфные кристаллы шпинели. Обычно кварцевые и полевошпатовые стекла также рекристаллизованы с образованием соответственно мозаичного или гранобластового кварца, микролитов и сферолитов плагиоклаза, высокотемпературного щелочного полевого шпата.

В ряде случаев дифференциальные движения этого расплавленного материала приводят к образованию флюидалных текстур, при этом порфиробласты измененного граната деформируются, вытягиваются. Вдоль отдельных плоскостей, где такие движения были наиболее интенсивны, в породах образуются тонкие жилки, небольшие пятна черного полиминерального стекла, по составу отвечающего смеси всех исходных компонентов и по существу представляющих собой начальную фазу образования крупных масс импактного расплава. Оценки ударных нагрузок и температур, при которых происходят упомянутые преобразования и возникают протоимпактиты, лежат соответственно в пределах 45—60 ГПа и 900—1300 °С, реже более.

Гнейсы, содержащие первичный графит, который преобразован в той или иной степени в импактные алмазы, нередко встречаются в виде включений в импактитах — в зювитах и тагамитах, помимо ударных изменений они обычно значительно перекристаллизованы. Такие включения подверглись специальным исследованиям, особенно с целью установления характера парастерезисной ассоциации продуктов трансформации породообразующих минералов и оценки параметров перехода графита в алмаз.

В качестве основных цветных минералов, присутствующих в рассматриваемой группе графит- и алмазсодержащих гнейсов, выступают гранат, биотит, несколько реже силлиманит, составляющие до 20 % и более объема пород. Все они в значительной степени преобразованы, не говоря уже о кварце и полевых шпатах, продукты ударного изменения которых представлены тонкозернистыми агрегатными скоплениями новообразованных минералов. О составе всех этих новообразований уже говорилось. Вместе с тем в отдельных случаях, когда описываемые протоимпактиты испытали быструю закалку, они целиком состоят из свежих пемзовидных мономинеральных стекол по кварцу и полевым шпатам. На отдельных участках последние подвергаются перемешиванию в небольших масштабах и заключают непрозрачные палимпсестовые порфиробласты граната, судя по рентгенограммам, превращенного в смесь очень мелких (до 10 мкм) зерен гиперстена и герцинита.

В отдельных случаях, когда фрагменты таких интенсивно ударно-метаморфизованных гнейсов попадают в крупные залежи импактного расплава, они испытывают плавление и приобретают ряд специфических структурно-текстурных особенностей, а также особенностей состава стекол, являющихся результатом такого пирометаморфического плавления. Эти породы иногда содержат алмазы, которые установлены не только путем изучения остатков их термохимического разложения, но и путем непосредственных наблюдений под микроскопом в петрографических шлифах (рис. 3.4). Относительно более крупные частицы алмазов выкрашиваются при изготовлении шлифов (иногда они оставляют резкие царапины на поверхности среза породы), а плоские пластинчатые зерна толщиной менее 0,03 мм сохраняются. В отдельных случаях в поле шлифа можно одновременно видеть несколько мелких зерен алмаза, включенных в рекристаллизованные диаплектовые стекла или стекла плавления преимущественно плагиоклазового состава, хотя иногда алмазы встречаются и среди продуктов рекристаллизации кварцевых стекол, а также внутри преоб-

Рис. 3.4. Апографитовый паракристалл импактного алмаза (в центре) в рекристаллизованной кварц-полевошпатовой матрице импактита первого рода. Поперечник алмаза — 170 мкм. Микрофото, ув. $\times 20$, николи X.



разованного граната. В таких породах вместе с алмазом обычно наблюдаются пластинки и чешуйки ударно-метаморфизованного графита.

Эти наблюдения, а также реконструкции состояния преобразованных в ударной волне каркасных силикатов еще до их отжига в интенсивно нагретой среде, показывают, что кристаллические породы, в которых обнаруживаются импактные алмазы, испытали ударную нагрузку около 40—60 ГПа. На возможный нижний предел оценки давления начала перехода графита в алмаз указывает обнаружение последних в гнейсах, где лишь плагиоклаз полностью преобразован в маскелинит (около 35 ГПа). В большинстве случаев алмазы и обычно сосуществующий с ними ударно-метаморфизованный графит, ассоциируют с диаплектовыми стеклами и стеклами плавления как по полевым шпатам, так и по кварцу. Очевидно, что эти гнейсы относятся к III и частью IV ступеням ударного метаморфизма.

3.2. Тагамиты

3.2.1. Состав и структура

Тагамиты Попигайской астроблемы охарактеризованы в ряде публикаций [Масайтис и др., 1975; Селивановская, 1977, 1987; Райхлин и др., 1983, 1987; Структуры..., 1983; Мащак, Селивановская, 1988; Masaitis, 1994a; и др.] и представляют собой массивные, реже пористые и атакситовые породы афанитового облика, имеющие в свежем изломе почти черную, темно-серую, серо-фиолетовую или светло-серую окраску. Они состоят из стекловатой или в той или иной мере раскристаллизованной основной массы (матрицы), в которую погружены обломки пород и минералов (рис. 3.5). Относительно более крупные включения (от первых сантиметров до нескольких метров) обычно составляют не более 3—5 % и распределены равномерно, хотя иногда встречаются участки, где глыбы занимают 40 % и более объема. Мелкие включения (доли миллиметра — первые сантиметры) занимают от 5—10 до 25—30 % и нередко образуют шширообразные



Рис. 3.5. НТ-тагамиты с многочисленными включениями в различной степени ударно-метаморфизованных и отожженных гнейсов. Район возвышенности Маячика, скважина 1726, глубина 42—48 м.

и полосовидные скопления. Пористые тагамиты содержат до 15—20 % и более округлых или эллипсовидных вытянутых пор с поперечником от 1—2 до 5—8 мм, реже более и иногда каверны до 5—8 см. Основная масса тагамитов гологиалиновая, гемикристаллическая или голокристаллическая, в ее состав входят плагиоклаз, ромбический пироксен, в меньшей мере некоторые другие минералы, а также стекловатый или раскристаллизованный мезостази́с.

Включения в тагамитах представлены разнообразными кристаллическими (до 90 %) и осадочными (до 10 %) породами мишени (литокласты) и их минералами (кристаллокласты). Среди кристаллических пород преобладают биотит-гранатовые, биотит-пироксеновые, дупироксеновые и другие гнейсы и плагиогнейсы (в том числе ударно-метаморфизованные), реже встречаются долериты и некоторые другие породы. Из числа осадочных нередки кварциты, алевролиты, песчаники, сланцы, углистые аргиллиты, известняки и доломиты. Кристаллокласты, образованные за счет разрушения всех этих пород, включают кварц и полевые шпаты (преобладают), гранат (альмандин), гиперстен, салит, ильменит, магнетит, редко встречаются роговая обманка, силлиманит, биотит и другие. Присутствуют также графит и импактные алмазы. В тяжелой фракции тагамитов преобладает пироксен (главным образом гиперстен), встречаются альмандин, ильменит, сферулы магнетита и пирротина, лимонит, в незначительном количестве отмечаются силлиманит, циркон, апатит, рутил, муллит, кинанит, эпидот, сфен, роговая обманка, биотит, изредка другие сульфиды (пирит, сфалерит, галенит, халькопирит), а также муассанит.

Для целей классификации тагамитов в первую очередь используются микроскопические структурные признаки, характеризующие матрицу и отражающие температурный режим возникновения импактного расплава и его охлаждения. Исходя из этих признаков, тагамиты подразделяются на высокотемпературные (ВТ) и низкотемпературные (НТ) разновидности,

возникшие из фракций импактного расплава с разной начальной температурой. Как уже отмечалось, тела, сложенные этими разновидностями, часто находятся между собой в сложных геологических взаимоотношениях, при этом возникают своеобразные гетеротакситовые тагамиты, состоящие из участков, пятен, блоков, линзочек обеих разновидностей, обычно с резкими контактами между ними (рисунки 3.6, 3.7). ВТ-тагамиты, особенно более полно раскристаллизованные, имеют ряд четких петрографических отличий от НТ-тагамитов как структурных, так и конституционных. Они обычно хорошо различаются и по внешнему виду: ВТ-тагамиты имеют стекловидный облик, НТ-тагамиты характеризуются матовой блеклой поверхностью скола.

Петромагнитные исследования выявили резкие различия между ВТ- и НТ-тагамитами, обусловленные доменной структурой ферромагнитного вещества в этих породах [Горшков, Старунов, 1981; и др.]. ВТ-тагамиты содержат главным образом мелкодисперсные зерна ферромагнитного пирротина в суперпарамагнитном состоянии, в то время как в НТ-тагамитах этот минерал представлен много- и однодоменными зернами. Результаты измерений естественной остаточной намагниченности (I_n) и магнитной восприимчивости (χ) показали, что I_n ВТ-тагамитов на один-два порядка ниже, чем соответствующий параметр НТ-тагамитов, в то время как значение χ для этих пород одного порядка (рис. 3.8), причем эти особенности не связаны с вторичными

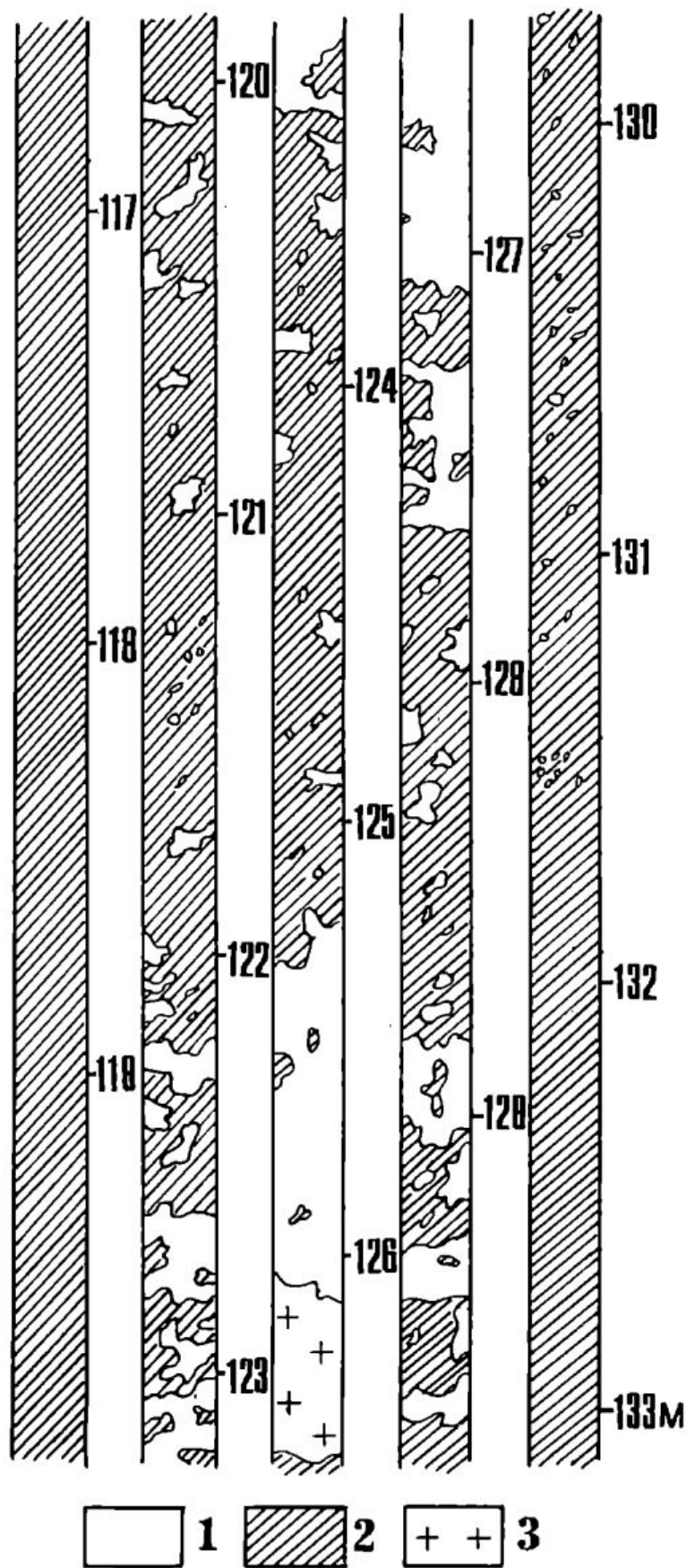


Рис. 3.6. Характер взаимоотношений ВТ-тагамитов и НТ-тагамитов. Зарисовка керна скважины 4274, глубина 117—133 м. Район р. Балаган-Юряге.

1 — ВТ-тагамиты; 2 — НТ-тагамиты; 3 — включения гнейсов.

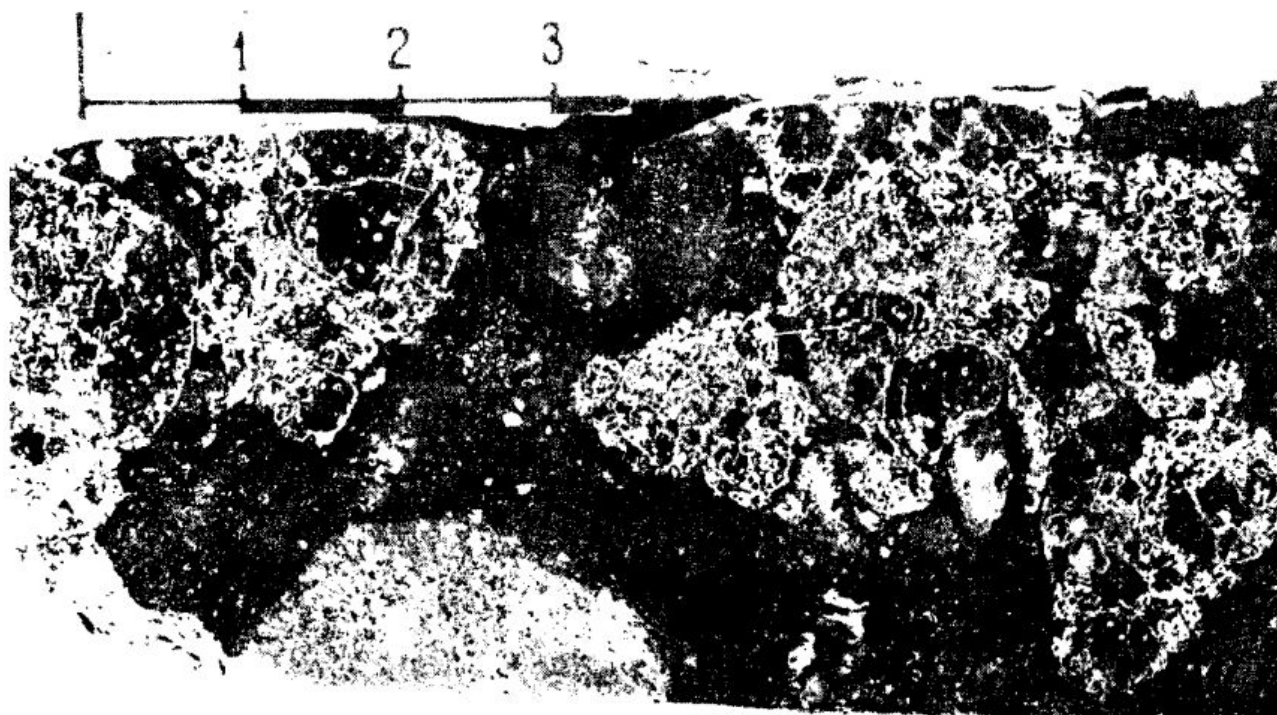


Рис. 3.7. Соотношение ВТ-тагамитов (светлые участки) и НТ-тагамитов (темные поля).

Вверху — большие штуфы; *внизу* — керн. Ув. $\times 1.4$. Район р. Балаган-Юряге.

процессами, а обусловлены режимом возникновения и кристаллизации разных фракций импактного расплава.

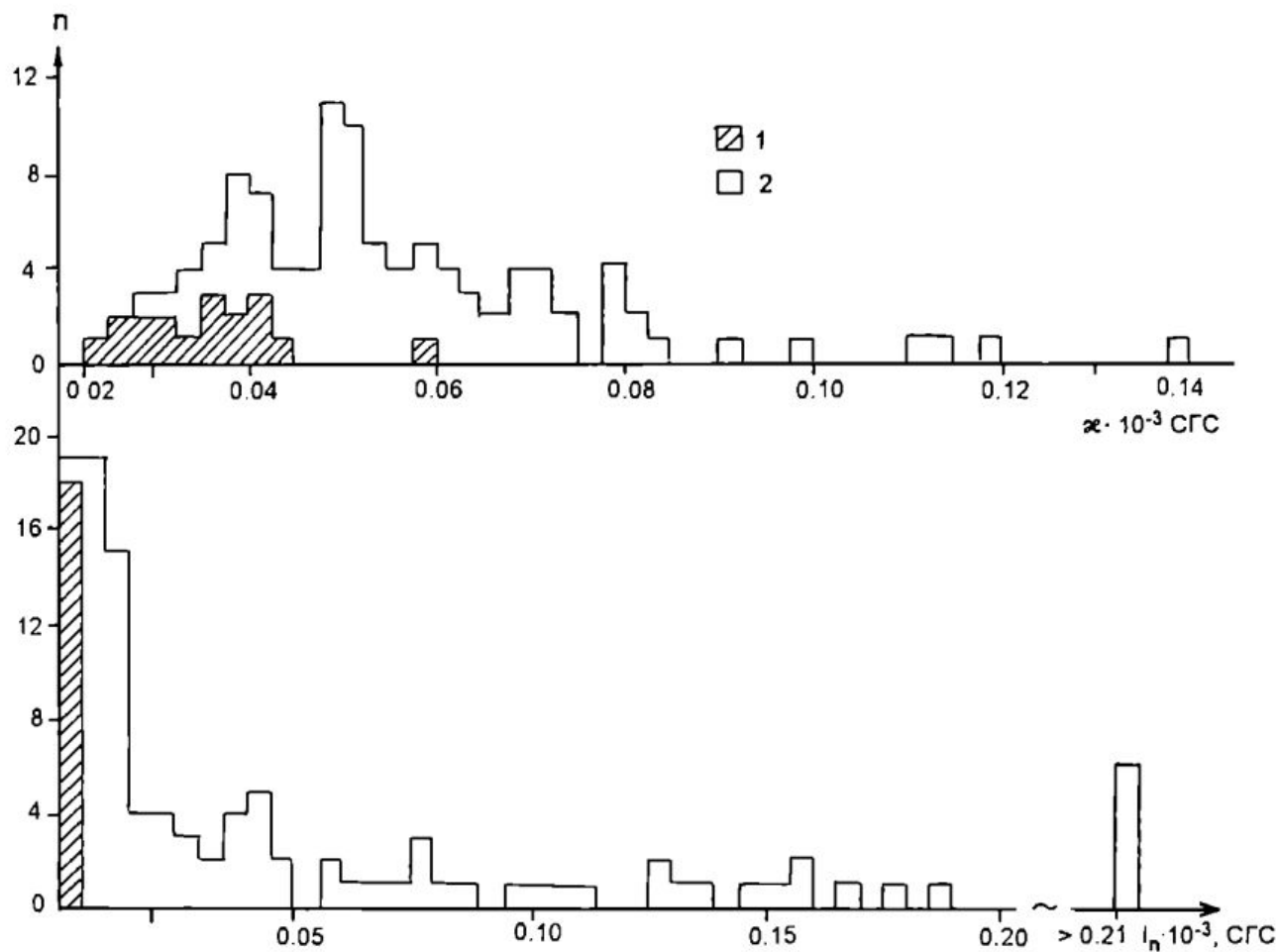


Рис. 3.8. Гистограмма распределения магнитной восприимчивости (χ) и остаточной намагниченности (I_n) образцов ВТ-тагамитов (1) и НТ-тагамитов (2).

3.2.2. Низкотемпературные тагамиты

Эти породы имеют в пределах Попигайской астроблемы повсеместное распространение; они образуют тела различного размера и формы. Наиболее детально НТ-тагамиты были изучены в пределах возвышенности Маячика, в бассейне верхнего течения р. Балаган-Юряге, на отдельных участках в южном, северо-восточном и северном секторах структуры. Отдельные структурные подвиды различаются по структурно-текстурным особенностям, включая степень девитрификации стекловатой основной массы, соотношения ее с включениями, в меньшей мере по составу и количеству включений.

Основной объем гологиалиновых тагамитов составляет в значительной степени измененное стекло (от 70 до 90 %), имеющее массивную, флюидальную, брекчиевидную атакситовую текстуру и содержащее около 25—30 % мелких включений. Эти породы характерны для красвых частей крупных тел, а также образуют отдельные мелкие тела. Стекловатая матрица имеет под микроскопом буровато-коричневую или буровато-серую окраску, что обычно связано с ее вторичными изменениями. В общем содержание кластов всех фракций наибольший вклад (60—70 % общего объема кластов) вносят микровключения (менее 0,5 см) и, в меньшей степени (около 10 %), обломки фракции 3—5 см (рис. 3.9). В большинстве своем кристаллокласты не несут признаков значительных ударных преобразований, хотя встречаются включения мономинеральных стекол плавления и частично раскристаллизованных диаплектовых стекол.

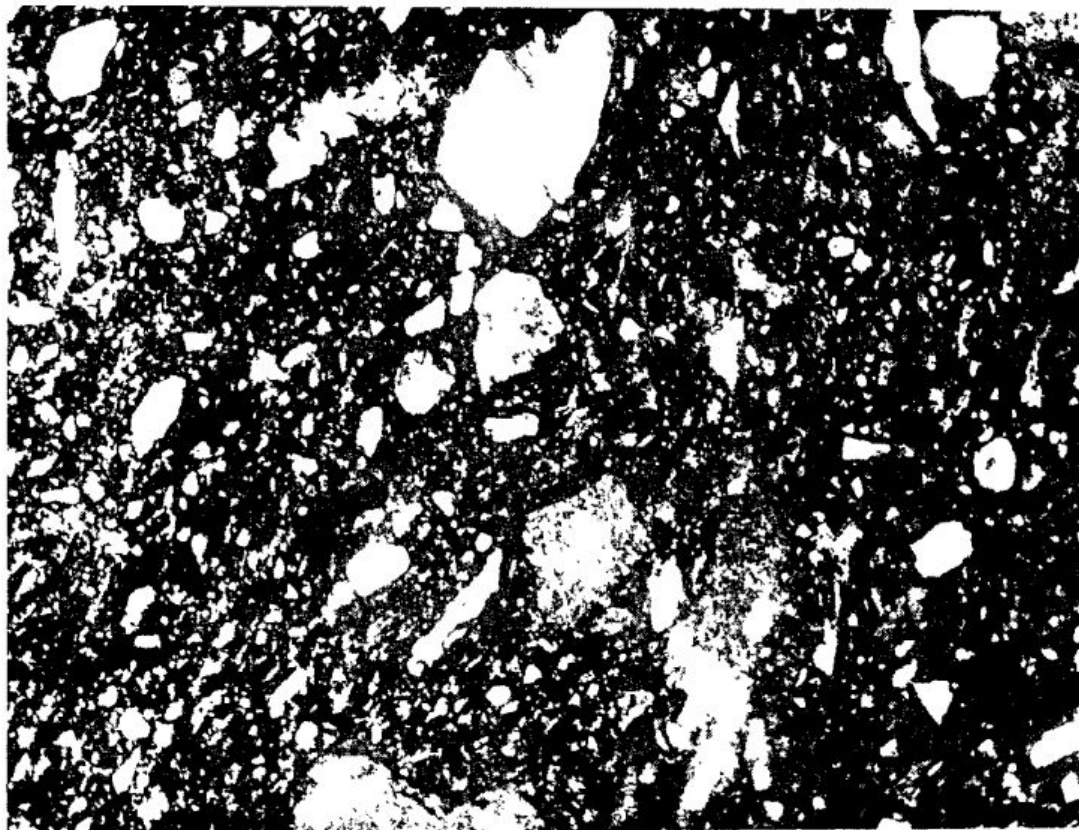


Рис. 3.9. HT-тагамит с гологиалиновой структурой матрицы и многочисленными включениями кластов диаплектовых кварца и полевых шпатов, имеющих слабо выраженную ориентировку. Микрофото, ув.×30, б/ап.

Гемикристаллические тагамиты характеризуются частичной раскристаллизацией стекла матрицы, содержат до 10—15 % обломков пород и минералов. Эти породы встречаются во внутренних частях пластообразных тел, слагают также мелкие самостоятельные тела. В составе этого подвида могут различаться тагамиты с микролитовой и с криптокристаллической структурой основной массы. Первые характеризуются развитием в стекловатой, в большинстве случаев измененной, непрозрачной матрице мелких (0,01—0,02 мм, реже более) призм ромбического пироксена (табл. 3.5) и микролитов игольчатого и призматического олигоклаз-лабрадора (табл. 3.6), при этом содержание плагиоклаза примерно в полтора раза выше, чем пироксена. Остаточное стекло в рассматриваемых породах обогащено кремнеземом, в меньшей степени щелочами (табл. 3.7). Класты кварца и полевых шпатов нередко несут следы ударного метаморфизма, а также перекристаллизации, контуры их имеют расплывчатый характер. Гемикристаллические тагамиты из цемента мегабрекчии, характеризуются гиалопилитовой или пилотакситовой структурой, при этом игольчатые микролиты плагиоклаза, достигающие иногда 0,1—0,2 мм в длину, могут составлять до 40 % объема породы. Мелкие изометричные кристаллы гиперстена располагаются в интерстициях вместе с нераскристаллизованным полупрозрачным базисом.

Гемикристаллические тагамиты с криптокристаллической структурой характеризуются обычно неравномерно-пятнистой текстурой, которая обусловлена кристаллизацией в базисе мельчайших (сотые и тысячные доли миллиметра) изометричных зерен кварца и кристобалита и их скоплений. Заключенные в этом базисе микролиты плагиоклаза имеют состав лабрадора, нередко зонального и более кислого в краевой части зерен, пироксен

представлен гиперстеном, в котором также проявлена зональность (центр — Fs_{40} , края — Fs_{60} , где также увеличивается содержание титана).

Голокristаллические тагамиты, залегающие в центральных частях мощных пластообразных тел, содержат не более 5—10 % мелких включений. Основная масса (до 90 %) сложена агрегатом микролитов и призм андесин-лабрадора (Ap_{50-54}) и гиперстена (Fs_{40-45}) размером 0,02—0,1 мм, определяющих микроофитовую, микропризматическую зернистую или микропаналлотриоморфнозернистую структуру (рис. 3.10). В небольшом количестве (доли процента) присутствуют таблички кордиерита, санидин, пластинки биотита, иглы ильменита и магнетит (см. табл. 3.6). Интерстициальное стекло (см. табл. 3.7), как правило, девитрифицировано, имеет криптофельзитовую структуру, обусловленную развитием мельчайших зерен кварца и тридимита, наряду с биотитом и санидином. Соотношение кластов с матрицей носит четко выраженный реакционный характер и проявляется в частичном плавлении кварца, вокруг которого возникает кайма мелких кристаллов гиперстена, иногда образующих скопления в базисе. Включения кварцевых и полевошпатовых диаплектовых стекол обычно рекристаллизованы.

Все низкотемпературные тагамиты характеризуются широким развитием вторичных минералов — монтмориллонита, гидрослюды, хлорита, цоолитов, кальцита, реже кварца. Они заполняют поры и каверны, замещают минералы включений и микролиты из реакционных кайм, а также развиваются в виде пятен и неправильной формы участков. Иногда встречаются маломощные прожилки, сложенные агрегатами кварца, кальцита, цеолитов, с участием пирита.

НТ-тагамиты в целом характеризуются сравнительно незначительными потерями низкотемпературной воды (0,8—1,5 %), улетучивание которой происходит при температуре до 250 °С. На кривых ДТА четко фиксируются эффекты, присущие монтмориллониту.

3.2.3. Высокотемпературные тагамиты

Высокотемпературные тагамиты были выявлены в составе сложного пластового тела при бурении скважин в бассейне р. Балаган-Юрягс, они установлены также на поверхности в нескольких местах в южном секторе астроблемы (бассейн р. Кысым, верховья р. Чорду-Далдын и район ур. Кыгам в верхнем течении р. Далдын), где образуют сравнительно небольшие по размерам пластовые и неправильные тела, иногда в сложных соотношениях с низкотемпературными тагамитами (см. рисунки 3.6, 3.7). Среди рассматриваемых пород могут различаться тагамиты с гологиалиновой и гемикристаллической структурой основной массы. Первые характерны для прикровлевых частей мощных пластовых залежей, они слагают также малые тела. Породы содержат от 10—15 до 25—35 % нередко неравномерно распределенных включений, преимущественно кластов кварца и полевых шпатов, имеющих резкие ограничения или, реже, ударно-метаморфизованных и частично оплавленных с образованием очень тонкой (тысячные доли миллиметра) каймы бесцветного стекла, иногда в сочетании с мельчайшими зернами пироксена. Характерно, что стекловатая матрица, несмотря на ту или иную степень вторичных изменений (в этом случае она бурая, непрозрачная) или девитрификации, достаточно однородна, в отдельных случаях встречаются участки свежего полупрозрачного стекла (рис. 3.11). В целом, эти породы имеют обычно более свежий облик,

СРЕДНИЕ СОСТАВЫ ПИРОКСЕНОВ

Пироксены из тагамитов	SiO ₂ , мас. %	TiO ₂ , мас. %	Al ₂ O ₃ , мас. %
Микролиты гиперстена в матрице:			
— НТ-тагамиты, крупные тела, юго-западный сектор	51,54	0,51	1,34
— ВТ-тагамиты, крупные тела, юго-западный сектор	51,02	0,53	2,34
— ВТ-тагамиты, малые тела, южный сектор	53,24	0,47	1,42
Микролиты пироксена из реакционных кайм вокруг кластов кварца:			
<i>гиперстен</i>			
— ВТ-тагамиты, крупные тела, юго-западный сектор	50,59	0,34	2,06
— ВТ-тагамиты, малые тела, южный сектор	52,68	0,31	0,58
<i>авгит</i>			
— ВТ-тагамиты, малые тела, южный сектор	51,95	0,73	0,61
<i>пижонит</i>			
— ВТ-тагамиты, малые тела, южный сектор	52,83	0,28	0,16
Реакционные каймы вокруг кластов пироксена:			
<i>гиперстен</i>			
— ВТ-тагамиты, крупные тела, юго-западный сектор	51,94	0,32	0,87
— ВТ-тагамиты, малые тела, южный сектор	52,94	0,30	0,66
<i>салит</i>			
— ВТ-тагамиты, малые тела, южный сектор	52,84	0,27	0,55

СРЕДНИЕ СОСТАВЫ МИНЕРАЛОВ

Тагамиты	SiO ₂ , мас. %	TiO ₂ , мас. %	Al ₂ O ₃ , мас. %	FeO, мас. %
			<i>Плагиоклаз</i>	
НТ-тагамиты	54,22	0,04	28,59	0,23
ВТ-тагамиты, крупные тела, юго-западный сектор	52,25	0,05	28,29	0,22
ВТ-тагамиты, малые тела, южный сектор	53,78	—	28,47	—
			<i>Санидин</i>	
НТ-тагамиты	66,03	0,25	17,94	0,18
ВТ-тагамиты, крупные тела, юго-западный сектор	67,90	0,25	19,51	0,20
ВТ-тагамиты, малые тела, южный сектор	67,33	—	17,55	—
			<i>Кордиерит</i>	
ВТ-тагамиты, крупные тела, юго-западный сектор	49,13	0,10	32,68	7,56
ВТ-тагамиты, малые тела, южный сектор	48,32	—	33,38	7,68
			<i>Ильменит</i>	
НТ-тагамиты	—	53,03	—	42,95
ВТ-тагамиты, крупные тела, юго-западный сектор	—	53,00	—	42,92
ВТ-тагамиты, малые тела, южный сектор	—	56,15	—	38,52
			<i>Биотит</i>	
НТ-тагамиты, крупные тела, юго-западный сектор	38,74	4,59	13,36	15,76

* В анализе 0,08 % Cr₂O₃.

** В анализе 0,33 % Cr₂O₃.

ИЗ ТАГАМИТОВ (МИКРОЗОНДОВЫЕ АНАЛИЗЫ)

	FeO, мас. %	MnO, мас. %	MgO, мас. %	CaO, мас. %	Сумма, мас. %	Fs, мол. %	En, мол. %	Wo, мол. %	п
	25,14	0,44	19,71	1,05	99,73	41	57	2	4
	25,46	0,26	19,72	0,52	99,85	42	57	1	22
	19,73	0,30	22,39	2,08	99,63	32	64	4	15
	26,26	0,27	19,62	0,36	99,50	42	57	1	16
	20,88	0,28	21,92	2,96	99,61	33	61	6	17
	12,03	0,18	14,78	19,27	99,55	19	42	39	24
	21,59	0,30	20,85	3,84	99,85	34	59	7	34
	21,62	0,32	20,91	3,71	99,69	34	59	7	3
	20,20	0,25	22,51	2,74	99,60	32	63	5	21
	19,40	0,39	21,66	3,75	98,86	31	61	8	4

Таблица 3.6

ИЗ МАТРИЦЫ ТАГАМИТОВ (МИКРОЗОНДОВЫЕ АНАЛИЗЫ)

	MnO, мас. %	MgO, мас. %	CaO, мас. %	Na ₂ O, мас. %	K ₂ O, мас. %	Сумма, мас. %	Ab, мол. %	An, мол. %	Ort, мол. %	п
	—	0,02	11,33	5,01	0,58	100,02	43	54	3	10
	0,01	0,05	11,24	4,79	0,48	97,38	42	55	3	15
	—	—	12,54	4,17	0,26	99,22	37	61	2	16
	—	—	0,94	3,25	8,56	97,15	34	6	60	3
	—	—	0,94	3,35	8,96	101,11	35	5	60	3
	—	—	0,39	2,89	11,72	99,88	26	3	71	4
	0,04	9,61	0,01	0,05	0,28	99,46	—	—	—	8
	0,04	9,69	—	—	0,50	99,61	—	—	—	3
	0,49	3,51	—	—	—	100,06*	—	—	—	6
	0,45	3,63	—	—	—	100,00	—	—	—	5
	0,28	4,02	—	—	—	99,30**	—	—	—	8
	—	16,21	0,31	1,03	8,53	98,53	—	—	—	2

СРЕДНИЕ СОСТАВЫ (мас. %) ОСТАТОЧНЫХ СТЕКОЛ ИЗ ТАГАМИТОВ И БУХИТОВ (МИКРОЗОНДОВЫЕ АНАЛИЗЫ)

Остаточные стекла	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма	n
Из НТ-тагамитов	80,93	0,93	12,53	1,03	—	0,05	—	0,12	4,13	99,72	2
Из ВТ-тагамитов	77,05	0,86	12,08	1,39	0,01	0,18	0,50	0,95	4,05	97,07	20
крупных пластовых тел, юго-западный сектор	75,46	0,76	11,60	0,62	0,03	0,08	0,51	1,72	7,01	97,79	13
малых тел, юго-восточный сектор	74,67	1,26	11,69	1,81	0,02	0,05	0,87	1,86	5,68	97,91	17
малых тел, южный сектор	73,98	0,61	11,77	1,51	0,01	0,07	0,59	2,00	5,38	95,92	18
Из сфероидов в ВТ-тагамитах крупных пластовых тел	74,16	0,49	12,75	1,82	0,02	0,12	0,67	1,48	4,83	96,34	28
Из бухитов в ВТ-тагамитах крупных пластовых тел											

чем их низкотемпературные аналоги. Анализ дериватограмм показывает, что у ВТ-тагамитов потери низкотемпературной воды весьма значительны (2—3 %) и протекают в широком интервале температур (60—600 °С).

Гемикристаллические тагамиты, преимущественно развитые в составе мощных пластовых тел, хорошо диагностируются уже по внешнему виду, отличаясь стекловатым жирным блеском и более темной окраской — черной или темно-серой с коричневым оттенком. Включения в этих породах составляют 2—5 %, это почти исключительно кристаллические породы и их минералы, хотя попадают и осадочные. Кристаллокласты кварца и плагиоклаза часто несут признаки интенсивных ударных преобразований и перекристаллизации.

Структура матрицы этих пород микролитовая, реже интерсертальная. Матрица состоит из бесцветного или бледноокрашенного остаточного стекла и микролитов. Стекло составляет от 10—20 до 30—40 % объема и имеет показатель преломления $n = 1,486—1,502$, его состав иллюстрируется табл. 3.7, оно обогащено кремнекислотой и калием. Нередко в нем наблюдаются перлитовая отдельность и мельчайшие кристаллиты типа трихитов. В наиболее полно раскристаллизованных породах стекло частично преобразовано в агрегат санидина (см. табл. 3.6) и кварца. Призматические микролиты плагиоклаза и гиперстена (их количественные соотношения в среднем могут быть оценены как 1,5:1) имеют средний размер 0,02—0,03 мм, максимальный 0,08—0,1 мм. Помимо них встречаются таблички кордиерита, пластинки ильменита, магнетит и пирротин, иногда образующий сферулы. Гиперстен в тагамитах крупных пластовых тел имеет средний состав Fs_{42} (см. табл. 3.5), иногда в нем проявляется зональность, центральные части являются более магнезиальными, краевые — железистыми. В микролитах гиперстена из малых тел, где он менее железистый (Fs_{32}), повышена роль волластонитового компонента, однако глинозема в этом гиперстене меньше. Здесь также отмечены относительно более железистые и магнезиальные разновидности, различающиеся и по содержанию глинозема. По оптическим свойствам гиперстена ($2V = -60...-74^\circ$) и вариациям его состава можно заключить, что



Рис. 3.10. НТ-тагамит с микрофитовой структурой матрицы, состоящей из лейст плагиоклаза (светло-серые), призмочек гиперстена, замещенного биотитом (темно-серые), и рудного минерала (черное). Микрофото, ув.×90, б/ан.

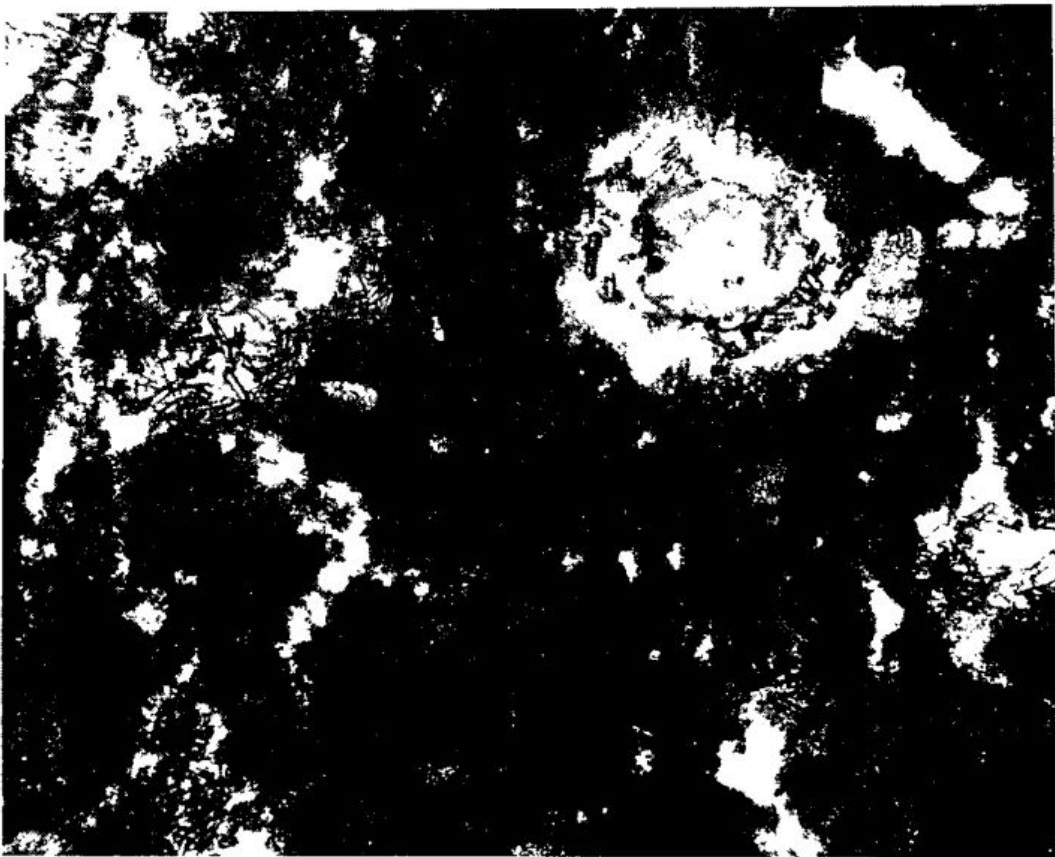


Рис. 3.11. ВТ-тагамит с криптокристаллической структурой матрицы. Класты кварца окружены узкими реакционными каймами из микролитов гиперстена и остаточного стекла. Микрофото, ув.×50, б/ан.



Рис. 3.12. ВТ-тагамит с гемикристаллической структурой матрицы. Микролиты гиперстена (темно-серые), плагиоклаза (светло-серые) и зерна ильменита (черные) погружены в остаточное стекло (серое). Справа — агрегатное скопление гиперстена и остаточного стекла, возникшее на месте поглощенного обломка кварца. Микрофото, ув. $\times 130$, б/ан.

микролиты гиперстена из тагамитов малых тел наименее упорядочены и кристаллизовались при резком изменении температурного режима по сравнению с крупными телами [Mashchak et al., 1992].

Плагиоклаз в ВТ-тагамитах представлен андезин-лабрадором An_{55-60} (см. табл. 3.6), также иногда с прямой зональностью. Кордиерит чаще встречается вблизи контактов с включениями гнейсов, для его табличек (0,05—0,2 мм) характерны секториальные и полисинтетические двойники и включения (см. табл. 3.6). Ильменит нередко образует тонкие шестиугольные слабо просвечивающие пластинки (см. табл. 3.6).

Наиболее ярко выраженной петрографической особенностью рассматриваемых пород являются признаки интенсивных взаимодействий основной массы с включениями пород и минералов. Класты оплавленного или перекристаллизованного кварца окружены обычно широкими (до 0,2—0,5 мм) зональными реакционными каймами, состоящими из призм пироксена (в среднем около 0,06—0,07 мм, иногда до 0,15 мм) и стекла. При этом характерно, что в крупных пластовых телах эти каймы образованы исключительно гиперстеном, который здесь имеет состав Fs_{42} (см. табл. 3.5). На месте полностью поглощенных включений обычно остаются агрегатные скопления относительно крупных призм гиперстена, имеющих такой же состав. Подобные скопления могут занимать до 5—7 % объема породы, иногда их количество составляет 10—15 % (рис. 3.12), размер их достигает 0,2—0,5 мм.

В случае тагамитов из малых тел состав и соотношения минералов в реакционных каймах вокруг кластов кварца более сложные. Эти каймы могут быть образованы пижонитом и авгитом, вокруг которых иногда развивается и гиперстен (см. табл. 3.5). Железистость последнего и со-

держание в нем глинозема меньше, чем в тагамитах из крупных тел, здесь также значительно выше содержание волластонитового компонента. Все эти различия указывают на явления гетероморфизма при кристаллизации, вызванные разными условиями охлаждения расплавов, имевших в целом один и тот же состав [Mashchak et al., 1992].

Включения кластов плагиоклаза в тагамитах обладают ситовидным обликом («шахматная структура»), что обусловлено их избирательным плавлением и образованием стекла с $n = 1,527$. Нередко вокруг этих кластов возникают каймы регенерации, обычно более основного состава. Такие же каймы регенерации наблюдаются вокруг кластов ромбического и моноклинного пироксенов, источником которых являются различные гнейсы. При этом железистость новообразованной каймы и концентрация глинозема уменьшаются, а содержание волластонитового компонента увеличивается по сравнению с составом сохранившегося ядра (см. табл. 3.5). Вокруг включений салита (авгита) в породах из малых тел наблюдаются каемки пижонита (см. табл. 3.5).

Примечательны явления пирометаморфического плавления включений гнейсов в высокотемпературных тагамитах мощных пластовых тел в бассейне р. Балаган-Юряге. Эти включения имеют поперечник 10—20 см и часто наблюдались на глубинах от нескольких десятков метров до 500 м и более от их кровли, изредка они встречаются и в некоторых других местах. В этих включениях до 50 % составляет стекло и содержащиеся в нем микролиты, которые представляют собой результат раскристаллизации пирометаморфической выплавки. Учитывая преимущественно кварц-полевошпатовый состав, эти пирометаморфизованные породы могут быть названы бухитами.

Бухиты имеют диатектическую структуру, обусловленную возникновением на границах корродированных зерен кварца и полевых шпатов пирометаморфической выплавки, в которой как бы плавают реликты нерасплавленных первичных минералов гнейсов (рис. 3.13). Эти первичные минералы обычно несут следы ударного метаморфизма и ударного плавления, а также последующего термического воздействия окружающего их расплава. Соответствующие преобразования этих минералов были охарактеризованы в подразделе 3.1.3. Пирометаморфическая выплавка в бухитах включает микролиты гиперстена (Fs_{49}) с варьирующими содержаниями глинозема (0,3—3,3 %) и повышенной концентрацией TiO_2 , при этом гиперстен обычно образует каемки вокруг кварца и продуктов его перекристаллизации. Несколько реже встречающиеся микролиты плагиоклаза имеют состав An_{45-55} , хотя отмечались несколько более кислые и основные индивиды. Анортоклаз наблюдался в единичных случаях, помимо него развиты кордиерит и пластинки ильменита. Объемное содержание микролитов в выплавке от первых до 10 %, остальную ее часть составляет бесцветное или слабоокрашенное стекло, поры в котором нередко заполнены цеолитами, монтмориллонитом, хлоритом и т. д. Стекло существенно обогащено кремнеземом и щелочами (см. табл. 3.7).

Наблюдения в керне скважин показывают, что при высокой степени пирометаморфического плавления включений кристаллических пород в тагамитах, бухиты распадаются на составляющие их реликтовые минералы и пирометаморфический анатектический расплав. Последний при этом не смешивается с матричным расплавом тагамитов и локализуется в форме мелких (до 1 мм) сфероидов, концентрирующихся на участках в первые десятки кубических сантиметров [Масайтис, Райхлин, 1985]. На

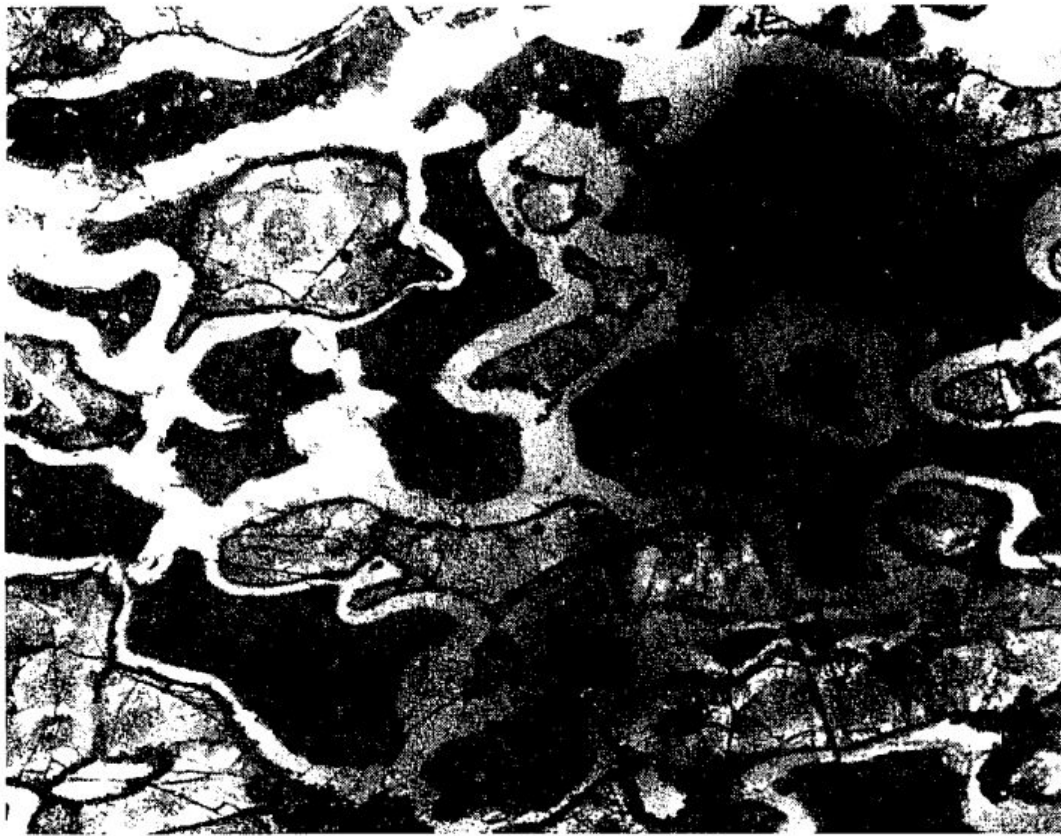


Рис. 3.13. Бухит (ударно-метаморфизованный лейкократовый гнейс, подвергшийся пирометаморфизму). Структура диатектическая, темные участки — частью рекристаллизованный плагиоклаз, серые — рекристаллизованный диаплектовый кварц, окруженный каймами гиперстена; светлые участки — стекло эвтектической выплавки на границах плагио-клаза и кварца. Микрофото, ув.×20, б/ан.

таких небольших участках состав сфероидов и их структурные особенности близки между собой, в то же время состав сфероидов, значительно удаленных друг от друга и находящихся на разной глубине, различен. Сфероиды образованы стеклом, в котором заключено то или иное количество микролитов гиперстена, плагиоклаза, анортоклаза, тридимита, ильменита, или же раскристаллизованы в кварц-полевошпатовый агрегат (рис. 3.14).

Сопоставление состава остаточного стекла в бухитах и в сфероидах показывает их значительную близость (см. табл. 3.7), в то же время стекло

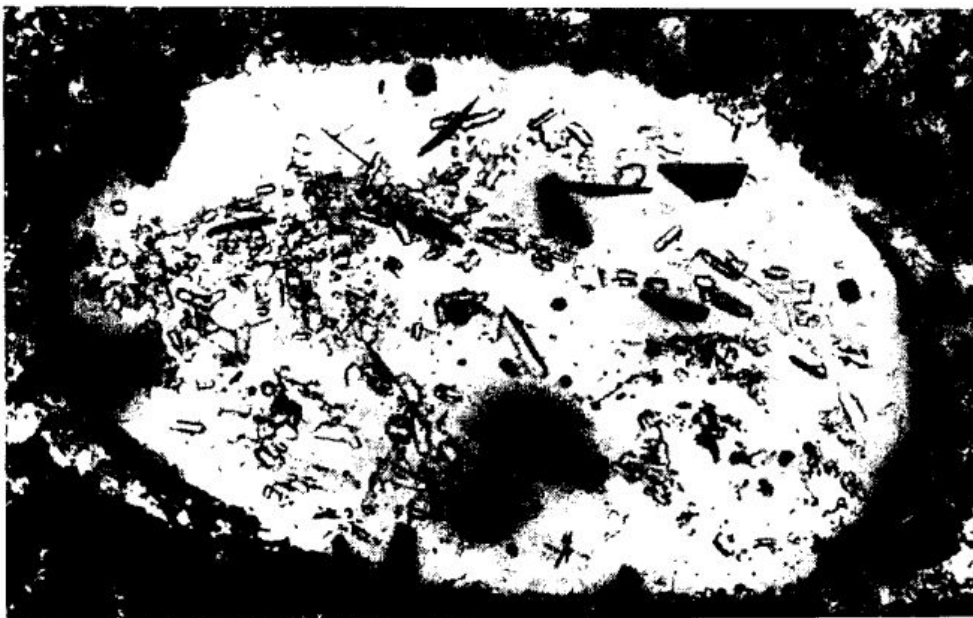


Рис. 3.14. Сфероид частично раскристаллизованного (плагио-клаз, гиперстен, ильменит) пирометаморфического стекла в ВТ-тагамите. Микролиты в уплощенном сфероиде распределены неравномерно, местами видна трахитоидность. Микрофото, ув.×60, б/ан.

сфероидов значительно отличается от остаточного стекла тагамитов относительно более низким содержанием кремнезема, более высоким содержанием щелочей, при более существенном преобладании калия, и в два раза более высокой железистости. Такими же особенностями обладают и стекла бухитов. Все эти наблюдения в целом указывают на несмешимость матричного импактного расплава, за счет которого кристаллизовались тагамиты, и пирометаморфического расплава, возникшего на поздней стадии становления первого из них. В то же время, продукты плавления включений, захваченных импактным расплавом на ранней стадии выброса, были практически полностью поглощены им.

Как указывалось ранее, мощное сложное пластовое тело в бассейне р. Балаган-Юряге сложено серией простых тел, образованных НТ- и ВТ-тагамитами. Прослеживание изменения петрографических особенностей тагамитов по разрезу этого сложного тела, выполненное при детальном изучении керна скважин, выявило определенные закономерности [Райхлин и др., 1983, 1987; и др.]. В центральной части сложного тела (рисунки 3.15, 3.16) так же, как и в центральных частях простых тел, имеющих значительную мощность (более 70—100 м) на глубинах 200—300 м и более, развиты породы с

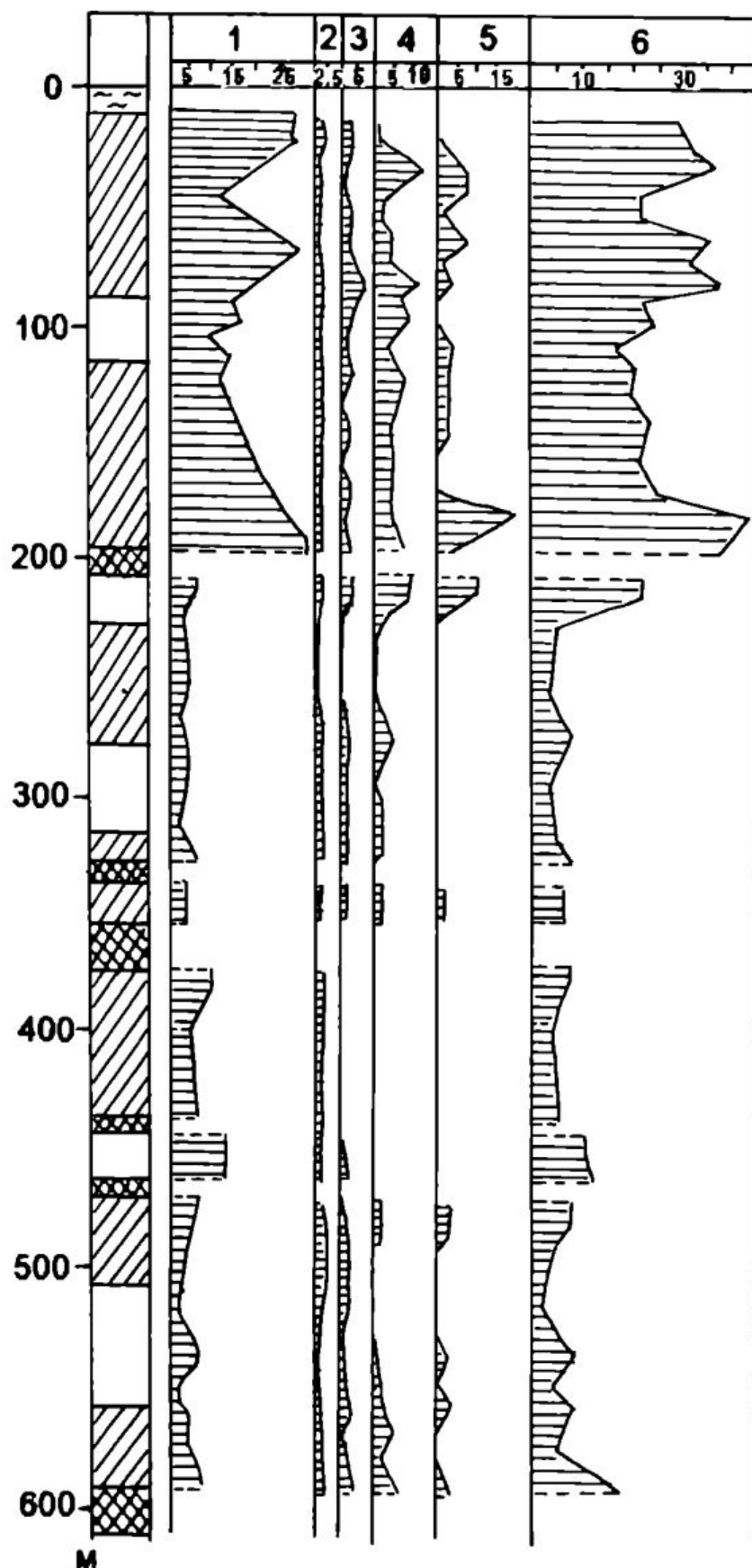


Рис. 3.15. Гранулометрическая характеристика обломков в тагамитах по разрезу скважины 4670. Волнистые линии — четвертичные отложения, косая штриховка — НТ-тагамиты, белые поля — ВТ-тагамиты, перекрещивающаяся штриховка — включения кристаллических пород. Фракции обломков (%), цифры над столбцами): 1 — менее 0,5 см; 2 — 0,5—1 см; 3 — 1—3 см; 4 — 3—5 см; 5 — 5—10 см; 6 — общее количество обломков менее 0,5—10 см.

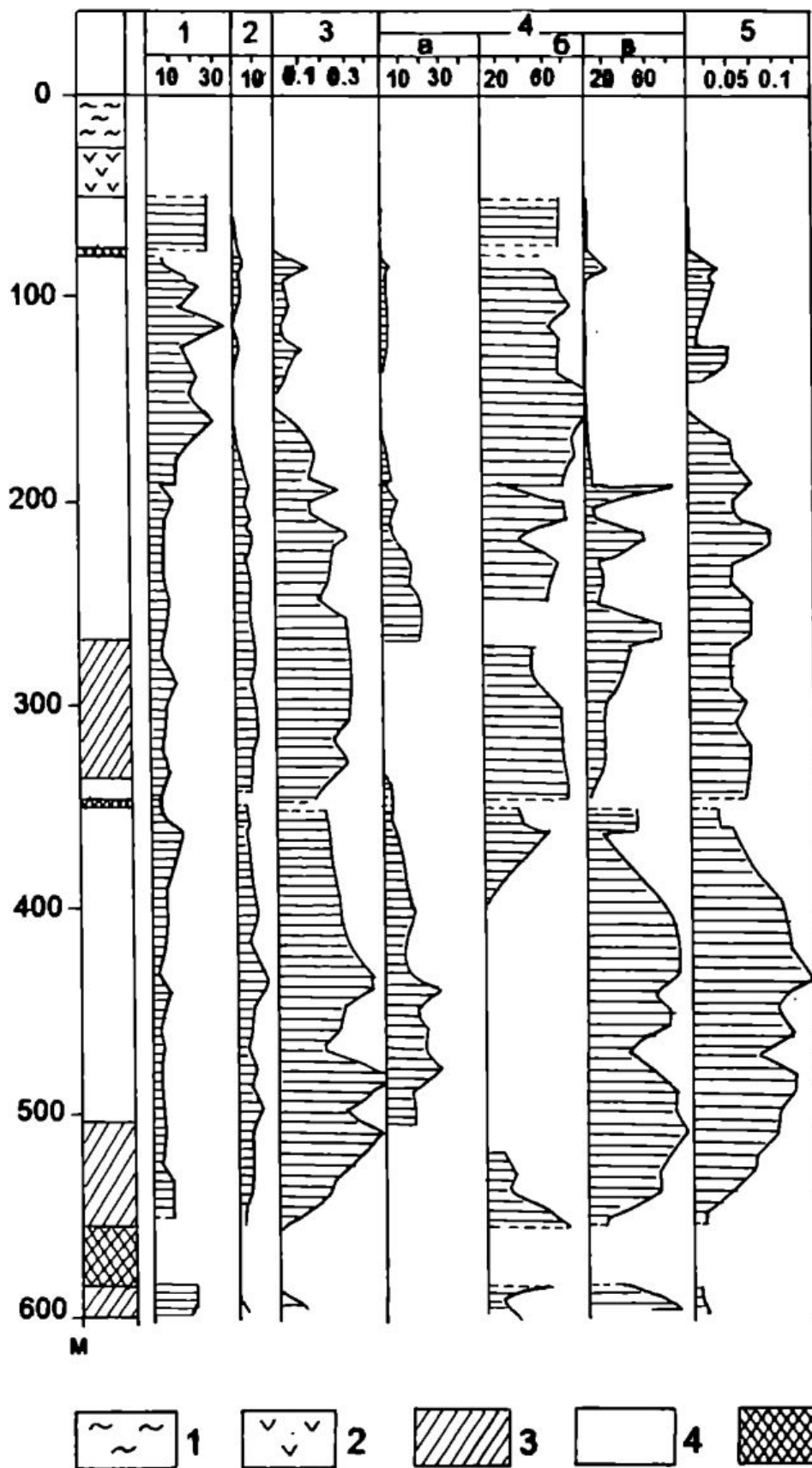


Рис. 3.16. Петрографическая характеристика тагамитов по разрезу скважины 4666:

1 — четвертичные отложения; 2 — зовиты; 3 — НТ-тагамиты; 4 — ВТ-тагамиты; 5 — включения кристаллических пород.

Петрографические характеристики (цифры над столбцами): 1 — включения менее 0,5 см (об. %); 2 — количество агрегатных скоплений пироксена (об. %); 3 — размер агрегатных скоплений пироксена (мм); 4 — состав матрицы (об. %): а — остаточное стекло, б — базис с криптокристаллической структурой, в — микролиты; 5 — максимальная длина (мм) микролитов пироксена в реакционных каймах вокруг кластов.

умеренно- и хорошо раскристаллизованной матрицей и сравнительно небольшим количеством включений (гемикристаллические и голокристаллические миокластовые — с малым количеством включений — тагамиты). При приближении к кровле и подошве сложного тела в тагамитах постепенно понижается степень раскристаллизации матрицы, при этом уменьшается размер микролитов и увеличивается количество включений. Вблизи кровли и подошвы развиты тагамиты с нераскристаллизованной или слабо раскристаллизованной матрицей и большим количеством включений — до 25—30 % объема породы (гологиалиновые плиокластовые тагамиты).

Постепенный переход от слабо раскристаллизованных к умеренно и хорошо раскристаллизованным породам указывает на то, что сложное тело застывало как единое целое. Об этом же свидетельствуют отсутствие закаленных контактов между ВТ- и НТ-тагамитами, признаки их перемешивания при одновременной несмесимости и пр. Данные о распределении включений по разрезу сложного тела показывают, что на глубине 200—300 м проходит граница между породами, различающимися по их содержанию: вниз по разрезу количество включений резко понижается. Это может указывать на то, что тагамиты, располагающиеся выше и ниже этой границы, возникли из разных фракций расплава, отличавшихся масштабами захвата включений.

3.3. Зювиты

3.3.1. Состав, структура и принципы расчленения

Зювиты представляют собой литифицированные брекчии, состоящие из различной величины обломков, бомб и лепешек полиминерального импактного стекла (витрокластов) и фрагментов пород (литокластов), сцементированных тем же тонкораздробленным (менее 0,1 мм) материалом, частично литифицированным в результате спекания или других процессов [Масайтис и др., 1975, 1979; Engelhardt et al., 1969; и др.]. В зювитах, как правило, отсутствует слоистость, окатанность и сортировка обломочного материала по размерам, составу и степени ударного метаморфизма. Размер витро- и литокластов варьирует от миллиметров до 0,5—1,0 м, реже более (бомбы и глыбы), а грано- и кристаллокластов — от 0,1 до 2,0 мм, реже более (рис. 3.17). Зювиты различаются по ряду литологических и петрографических признаков: по соотношению витрокластов, литокластов, грано- и кристаллокластов, а также по их гранулометрии и характеру цементации [Масайтис и др., 1978; Райхлин, Селивановская, 1979; Структуры..., 1983; Классификация..., 1992; Вишневский, 1992; и др.].

В зависимости от соотношения основных компонентов, слагающих зювиты — обломков импактного стекла (витрокластов) и обломков пород и минералов (эпикластов), выделяются два семейства этих пород — витрокластическое и эпикласто-витрокластическое*. Принимая во внимание, что эпикласты представлены как обломками осадочных пород чехла и продуктами их дезинтеграции — гранокластами, так и обломками кристаллических пород цоколя и слагающих их минералов — кристаллокластами, среди эпивитрокластических зювитов можно выделить два основных подсемейства:

* Понимание эпикластов как испытавших перенос обломков осадочных и кристаллических пород, перемешанных с продуктами плавления, отвечает принятому в работе [A classification..., 1989].



Рис. 3.17. Кристаллолитовитрокластический лапиллиевый зювит с обломками ударно-метаморфизованных гнейсов (светло-серые). Аутоморфные, реже ксеноморфные витрокласты (темно-серые) распределены в породе неравномерно. Район возвышенности Маячика, скважина 0928, глубина 76—82 м.

1. Зювиты с преобладанием среди эпикластов материала осадочных пород (литокластов и гранокластов), которые в дальнейшем для краткости будут называться О-зювиты;

2. Зювиты с преобладанием среди эпикластов материала кристаллических пород (литокластов и кристаллокластов) — К-зювиты.

Наряду с ними иногда могут различаться ОК- или КО-зювиты с близким соотношением обломков осадочных и кристаллических пород и слагающих их минералов. Таким образом, все многообразие зювитов, распространенных в пределах Попигайской астроблемы, может быть подразделено на витрокластические (В-зювиты), О-зювиты и К-зювиты (табл. 3.8). Во всех разновидностях зювитов установлено присутствие импактных алмазов.

СОДЕРЖАНИЕ ВИТРОКЛАСТОВ И ЭПИКЛАСТОВ (об. %) В ЗЮВИТАХ
(БЕЗ УЧЕТА ЦЕМЕНТА)

Тип зювитов	Витрокласты	Эпикласты
О-зювиты	10—75	25—90
К-зювиты	10—75	25—90
В-зювиты	75—100	0—25

Таблица 3.9

ОСНОВНЫЕ ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЗЮВИТОВ
ГЕНЕРАЛИЗОВАННОГО РАЗРЕЗА КОПТОГЕННОГО КОМПЛЕКСА

Литолого-петрографические признаки	Верхняя часть разреза	Нижняя часть разреза
Литологический состав	Гранолитовитро-, литограновитро-, витролитограно-, витрогранолитокластические — О-зювиты, реже витрокластические — В-зювиты	Кристаллолитовитро-, литокристалловитро-, реже витрокристаллокластические — К-зювиты. Витрокластические, в том числе спекшиеся — В-зювиты
Преобладающий гранулометрический состав	Пепловые, реже лапиллиевые	Лапиллиевые, реже агломератовые
Преобладающий состав эпикластов	Осадочные породы чехла	Кристаллические породы фундамента
Форма витрокластов	Преимущественно ксеноморфная	Аутоморфная и ксеноморфная
Характер изменения витрокластов	Преимущественно свежие и слабо измененные	В различной степени раскристаллизованные, часто измененные
Характер цементации	Слабо и умеренно сцементированные	Плотно сцементированные
Внутреннее строение	Однородное, с линзами коптокластитов	Неоднородное, с линзами тагамитов и переходами к атакситовым тагамитам

Цементом зювитов является глинисто-алевритовая масса с размером фрагментов минералов и пепловых частиц менее 0,1 мм. Зювиты с преобладающим размером обломков 0,1—2,0 мм отнесены к пепловым, 2,0—50 мм — к лапиллиевым и более 50 мм — к агломератовым и глыбовым зювитам [Петрографический кодекс, 1995]. При близком количественном соотношении обломков той или иной размерности могут выделяться пеплово-лапиллиевые или лапиллиево-агломератовые зювиты.

В генерализованном разрезе коптогенного комплекса [Райхлин, 1996] пепловые, реже лапиллиевые О-зювиты, в меньшей мере В-зювиты, слагают верхнюю его часть, в которой наблюдаются многочисленные линзы коптокластитов, нередко с постепенными переходами к О-зювитам. К- и В-зювиты широко распространены в нижней части разреза, где они тесно ассоциированы с телами тагамитов и связаны с ними постепенными переходами. Основные литологические особенности зювитов генерализованного разреза приведены в табл. 3.9.

ЛИТОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ЗЮВИТОВ

Положение в структуре кратера	Положение в разрезе	Разновидности зювитов	Кол-во площадок
Северо-западный сектор, р. Буордах	Нижняя часть	Лапиллиево-агломератовые и агломератовые кристаллолитовитро-, литовитро- и витрокластические, спекшиеся	8 (обн.)
Северный сектор, верховье р. Арылах-Юряге	Нижняя часть	Лапиллиево-агломератовые литовитрокластические	4 (керна)
Северо-восточный сектор, р. Тонгулах	Нижняя часть	Лапиллиевые, реже агломератовые кристаллолитовитро- и литовитрокластические	2 (керна)
Юго-западный сектор, кольцевой желоб, р. Балаган-Юряге	Нижняя часть	Лапиллиевые кристаллолитовитро-, витрокластические, спекшиеся	4 (керна)
То же, частично склон кольцевого поднятия, р. Балаган-Юряге	Верхняя часть	Пепловые, реже пеплово-лапиллиевые грановитро- и литограновитрокластические	10 (керна)
Северо-западный сектор, внутренний склон кольцевого поднятия, возв. Маячика	Верхняя часть	Пепловые и пеплово-лапиллиевые литограновитро-, гранолитовитро- и литовитрогранокластические	14 (керна)

* Обломки осадочных пород присутствуют главным образом во фракции менее 0,5 см,

Содержание и соотношение отдельных компонентов зювитов в различных секторах астроблемы оценивалось выборочно путем количественного подсчета площадей, занятых обломками тех или иных пород и витрокластами размером более 0,5 см, непосредственно в отдельных обнажениях (площадка 0,5—1,0 м²) и по керну ряда скважин (площадка 0,3 м²), а распределение кластического материала во фракциях менее 0,5 см изучалось в больших петрографических шлифах. Результаты подсчетов приведены в табл. 3.10.

Как видно из табл. 3.10, зювиты нижней части разреза обогащены стеклом, особенно в северо-западном и юго-западном секторах (реки Буордах и Балаган-Юряге), причем здесь преобладают литокласты лапиллиевой и агломератовой размерности, а среди литокластов — обломки кристаллических пород 0,5—20 см и более в поперечнике. Цементирующая масса редко превышает 10 % объема породы. В зювитах верхней части разреза содержание стекла более низкое (преимущественно менее 50 %), причем большая часть обломочного материала имеет пепловую, реже лапиллиевую размерность (менее 0,5 см); характерно довольно высокое содержание цементирующей массы — более 20 %.

ОТДЕЛЬНЫХ СЕКТОРОВ ПОПИГАЙСКОЙ АСТРОБЛЕМЫ

Фракции кластического материала, %					
более 0,5 см			от 0,5 см до 0,1 мм		менее 0,1 мм
Стекло	Кристаллические породы	Осадочные породы	Стекло	Лито-, грано- и кристаллокласты	Цемент
47,7	16,3	5,3	14,7	11,7	4,3
12,4	14,6	2,1	28,4	33,3	9,2
12,7	10,2	0,5	26,8	38,3	11,5
22,3	4,8	0,3	47,2	16,0	9,4
8,0	3,2	1*	39,5	26,3	22,0
11,6	2,0	0,8*	20,5	42,8	22,3

так как это преимущественно пепловые зювиты

3.3.2. Зювиты, обогащенные эпикластами

Зювиты с преобладанием среди эпикластов материала осадочных пород (или О-зювиты) представлены преимущественно умеренно- и слабо сцементированными пепловыми, реже лапиллиевыми литограно-, гранолитовитрокластическими и витролитогранокластическими разновидностями серой, зеленовато-серой и коричневатой-серой окраски (рис. 3.18).

Соотношение литокластов, витрокластов, гранокластов и цементирующей массы колеблется в широких пределах. Среди обломков осадочных пород, составляющих обычно от 7—10 до 20—30 % и более объема зювитов, преобладают алевролиты, аргиллиты и песчаники перми и мела, известняки и доломиты кембрия, кварцито-песчаники верхнего протерозоя, углефицированная древесина мела и т. п. Характерно, что обломки этих пород в О-зювитах имеют преимущественные размеры менее 0,5 см, причем значительная часть их дезинтегрирована на фракцию псаммитовой размерности (0,1—0,2 мм, реже более).

Гранокласты (10—20 % объема и более) представлены главным образом кварцем, плагиоклазом, микроклином, имеющими нередко округлую, реже угловатую форму. Облик минералов свежий, следы ударного воздействия обычно отсутствуют, за исключением хрупких деформаций (тре-

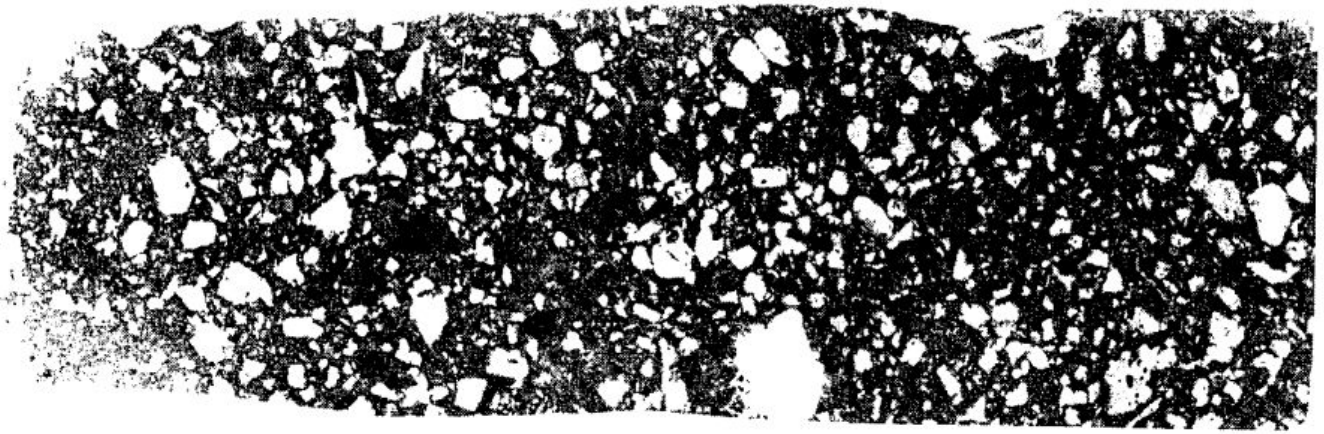


Рис. 3.18. Гранолитовитрокластический лапиллиевый зювит. Многочисленные ксеноморфные витрокласты (светло-серые), а также обломки аргиллитов (черные) и алевролитов (темно-серые) сцементированы стекловатообломочным материалом алеврито-псаммитовой размерности. Ум. $\times 1,4$. Возвышенность Маячика, скважина 3010, глубина 27 м.

щиноватость, дробление). Ударные эффекты наблюдаются лишь в кристаллокластах (0,2—2,0 мм, реже более) кварца, полевых шпатов, биотита, граната, содержание которых обычно невелико (до нескольких процентов).

Обломки кристаллических пород, имеющие подчиненное значение (1—5 % объема, реже более), представлены гнейсами различного состава, испытавшими ударное воздействие преимущественно слабой и умеренной интенсивности; реже встречаются ударно-витрифицированные гнейсы («протоимпактиты»). Иногда крупные (до 5—10 см и более) обломки кристаллических пород обрамлены каймами (до 0,5—1,0 см) темно-серого полиминерального импактного стекла.

Преобладающий размер обломков осадочных и кристаллических пород 0,2—10 мм, реже 2—3 см и более. Отдельные глыбы иногда достигают нескольких десятков сантиметров и даже до 1 м в поперечнике.

Витрокласты, содержание которых варьирует от 10—20 до 60 % и более объема породы, представлены как свежими импактными стеклами различной окраски, так и пористыми, пемзовидными стеклами, в значительной степени измененными вторичными процессами. Свежие и измененные стекла могут присутствовать одновременно. Размер их обломков колеблется в пределах 0,5—2 мм, реже 5—10 мм и более; отдельные бомбы стекла достигают 10—15 см в поперечнике и более. Разносторонняя характеристика стекол приведена в подразделе 3.4.

Цементирующая масса О-зювитов, составляющая обычно 15—20 % и более объема породы, состоит из мельчайших (менее 0,1 мм) фрагментов минералов, небольшого количества (первые проценты) пепловых частиц стекла и вторичных монтмориллонита, карбоната, лимонита, цеолита и т. п. Цемент пористый, реже базальный.

В витрогранокластических зювитах иногда встречаются скопления аккреционных лапилли (реки Балаган-Юряге, Парчанай, Чорду-Далдын и др.). Они представляют собой округлые образования концентрически зонального строения диаметром 1—1,5 см, составляющие до 20—30 % объема породы. Они состоят из обломков минералов кристаллических и осадочных пород (70—80 %) и стекол (10—15 %) алевритовой и псаммитовой размерности, сцементированных этим же материалом пелитовой размерности.

Зювиты с преобладанием обломков кристаллических пород, или К-зювиты, характерные для нижней части разреза (см. табл. 3.9) вскрыты



Рис. 3.19. Кристаллолитовитрокластический зювит с многочисленными обломками гнейсов (светло-серые). Ум. $\times 4$. Район возвышенности Маячика, скважина 1751, глубина 422,6—430,7 м.

многочисленными скважинами в районе возвышенности Маячика и в бассейне р. Балаган-Юряге, где они широко распространены. Они также обнажаются в северо-западном, западном и юго-западном секторах астроблемы (район рек Буордах, Кыбыттыгас, Парчанай и др.). Среди К-зювитов выделяются кристаллолитовитро-, литокристалловитро-, витролитокристаллокластические и другие зювиты, между которыми наблюдаются постепенные переходы. Это плотные породы, характеризующиеся темно-буровато-серой и темно-зеленовато-серой окраской. По гранулометрическому составу обломочного материала они относятся к лапиллиевым, лапиллиево-агломератовым, реже агломератовым (рис. 3.19). Эпикласты представлены преимущественно обломками кристаллических пород — 15—30 % и более объема породы и фрагментами слагающих их минералов (кристаллокластами), составляющими более 10—15 %. Размер обломков от первых миллиметров до 3—5 см, реже более. Форма их близка к изометричной, нередко угловатая. Они характеризуются обычно умеренной и интенсивной степенью ударных преобразований. В подчиненном количестве (1—3 % и более) встречаются обломки пород осадочного чехла, а также продукты их разрушения — гранокласты (первые проценты).

Кристаллокласты представлены, как упоминалось ранее, обломками минералов дезинтегрированных гнейсов, часто несущими признаки ударного метаморфизма (диаплектовые минералы и стекла, нередко рекристаллизованные). Ксеноморфные и аутоморфные витрокласты, содержание которых колеблется в широких пределах от 10—20 до 50—60 % и более, имеют массивную или флюидальную текстуру, извилистые, реже нечеткие границы. Полиминеральные импактные стекла часто образуют аутоморфные комки, ленты, лепешки (фледли), бомбы размером от долей сантиметра до нескольких десятков сантиметров и даже до 0,7—1,0 м.

Цементирующая масса порового характера представляет собой смесь мельчайших (менее 0,1 мм) пепловых частиц и фрагментов минералов.

Содержание цемента колеблется от первых процентов до 7—10 %, реже более. Нередко в К-зювитах, обогащенных стеклом, цемент частично перекристаллизован. По цементу развиваются монтмориллонит, хлорит, кальцит и другие вторичные минералы.

3.3.3. Зювиты, обогащенные витрокластами

Витрокластические зювиты (В-зювиты) развиты главным образом в нижней части общего разреза импактитов и брекчий (см. табл. 3.9). Они вскрыты скважинами в кольцевом желобе и на склонах кольцевого поднятия в северо-западном и юго-западном секторах структуры (возвышенность Маячика, бассейн р. Балаган-Юряге), а также выходят на поверхность в районе рек Буордах, Кыбыттыгас, Парчанай и в других местах. Эти породы находятся преимущественно в тесной ассоциации с К-зювитами и нередко залегают совместно с телами тагамитов.

В-зювиты — весьма плотные породы темно-буровато-серой окраски с массивной текстурой и лапиллиевой, лапиллиево-агломератовой и агломератовой размерностью обломков (рис. 3.20). Витрокласты (60—75 % и более) нередко имеют флюидальную текстуру, они аутоморфны или ксеноморфны и содержат до 5—10 % и более кристаллокластов. Как и в К-зювитах, импактные стекла образуют нередко изогнутые ленты, фигурные лепешки, комки и бомбы, иногда с канатной поверхностью, размером от долей до 10—15 см и более. Эпикласты осадочных и кристаллических пород составляют от 3—5 % до 15—25 % объема В-зювитов, причем последние преобладают и характеризуются довольно высоким уровнем ударного и термального преобразования.

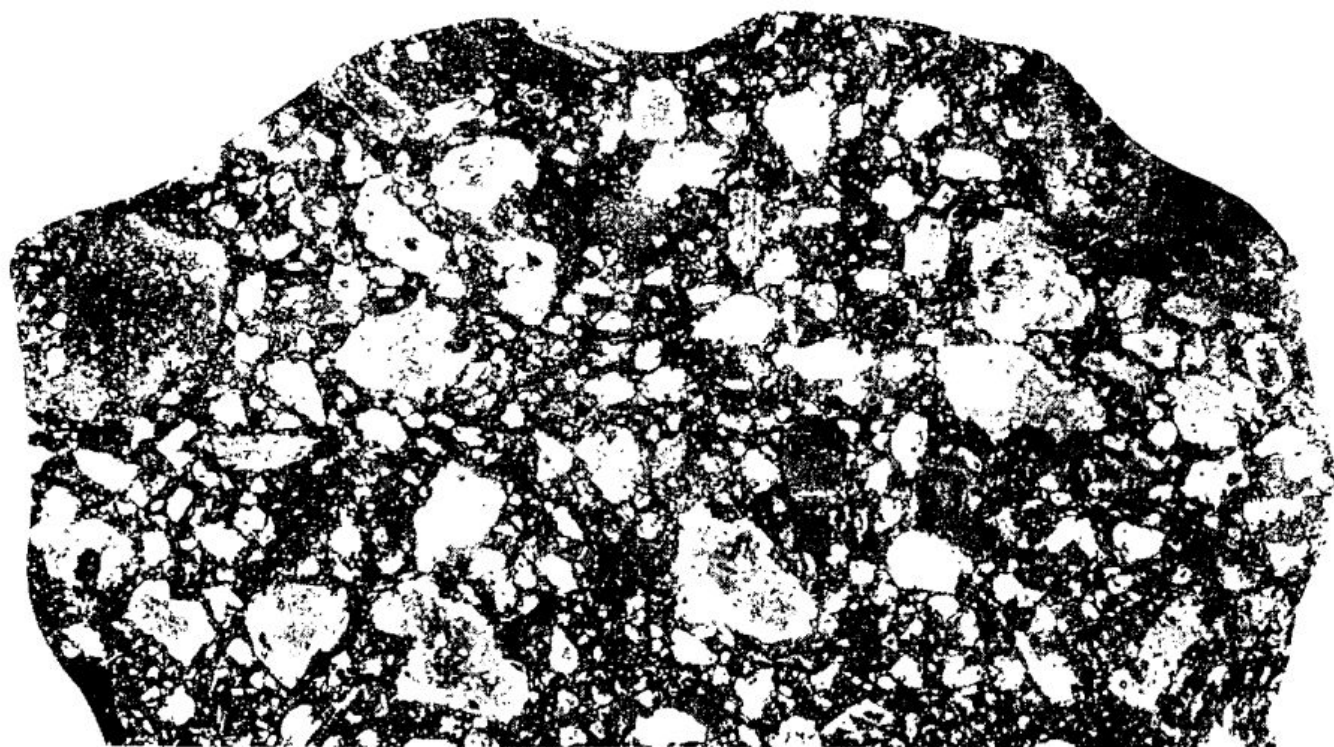


Рис. 3.20. Витрокластический спекшийся лапиллиевый зювит. Обломки девитрифицированного стекла (серые), насыщенные включениями кварца и полевых шпатов, и многочисленные обломки гнейсов (светло-серые) цементируются стекловато-обломочным материалом (темно-серое до черного). Нат. вел. Район возвышенности Согдоку.

В цементе витрокластических и спекшихся зювитов (соприкосновения или поровом), составляющем от первых до 7—10 %, преобладают мельчайшие пепловые частицы стекла. Вблизи линз и особенно мощных пластовых тел тагамитов этот цемент частично или полностью перекристаллизован. Интенсивную перекристаллизацию испытывают и мелкие (менее 0,5 см) эпикласты кристаллических пород. По цементирующей массе развиваются вторичные минералы — монтмориллонит, хлорит, кальцит, цеолиты, лимонит.

3.3.4. Импактные стекла из зювитов и коптокластитов

Среди импактных полиминеральных стекол, встречающихся в виде бомб и фрагментов в зювитах и коптокластитах, могут быть выделены две разновидности: свежие и девитрифицированные.

Свежие, или слабо измененные, стекла смоляно-черной и темно-зеленой («хризолитовой») окраски наиболее характерны для О-зювитов. Смоляно-черные стекла имеют стеклянный блеск на свежем изломе, полупрозрачны в тонких сколах. Текстура их массивная, реже флюидальная, структура гологиалиновая; отмечается слабая пористость (рис. 3.21). В шлифах это прозрачные стекла светло-коричневой, кремовой окраски с показателем преломления, варьирующим в пределах 1,541—1,546, реже до 1,553. Включения, составляющие до 1—3 %, представлены мельчайшими (сотые и десятые доли миллиметра) фрагментами кварца и полевых шпатов, а также сферами ильменита, магнетита и сульфидов. В виде неправильной формы участков встречаются мономинеральные стекла плавления, особенно лешательерит. В слабо измененных стеклах наблюдается зональная окраска — от бурой и желтовато-коричневой до бледно-коричневой и кремовой различной интенсивности, причем контуры этих зон часто повторяют ограничения обломков (рис. 3.22). Центральная часть фрагментов нередко характеризуется микросферолитовой структурой, а краевая — криптокристаллической. Вторичные изменения выражаются главным образом в развитии монтмориллонита в порах и краевых частях обломков стекол.

В О-зювитах, образующих линзы в коптокластитах или постепенные переходы с последними, распространены свежие стекла темно-зеленой («хризолитовой») окраски, наиболее часто встречающиеся в коптокластитах. Они образуют как ксеноморфные обломки размером 0,5—5,0 мм, так и аутоморфные бомбы, лапилли размером от 0,3—0,5 до 1—3 см.

Под микроскопом эти стекла прозрачные, бесцветные или слабо окрашенные в желтовато-зеленоватые тона; показатель преломления $n = 1,532—1,533$. Они характеризуются гологиалиновой структурой и массивной, местами пористой, иногда флюидальной текстурой. Включения — диаплектовые кварц и полевые шпаты, диаплектовые и мономинеральные стекла — немногочисленны (до 1—3 %). Нередко присутствуют сферулы ильменита, реже магнетита диаметром в доли миллиметра; встречаются также сферулы пирротина и троилита. Вторичные изменения выражаются в развитии монтмориллонита вдоль границ обломков и по стенкам пор.

Результаты изучения химического состава стекол приведены в разделе 4. Особенности их микроструктуры изучены различными спектроскопическими методами [Райхлин и др., 1986, 1987; Козлов, Райхлин, 1989; Raikhlin et al., 1981, 1982; Reshetnyak, Raikhlin, 1988; и др.]. По данным ИК-спектроскопии свежие стекла отличаются размытым характером спектров, большой шириной максимумов, слабой выраженностью полос, отве-

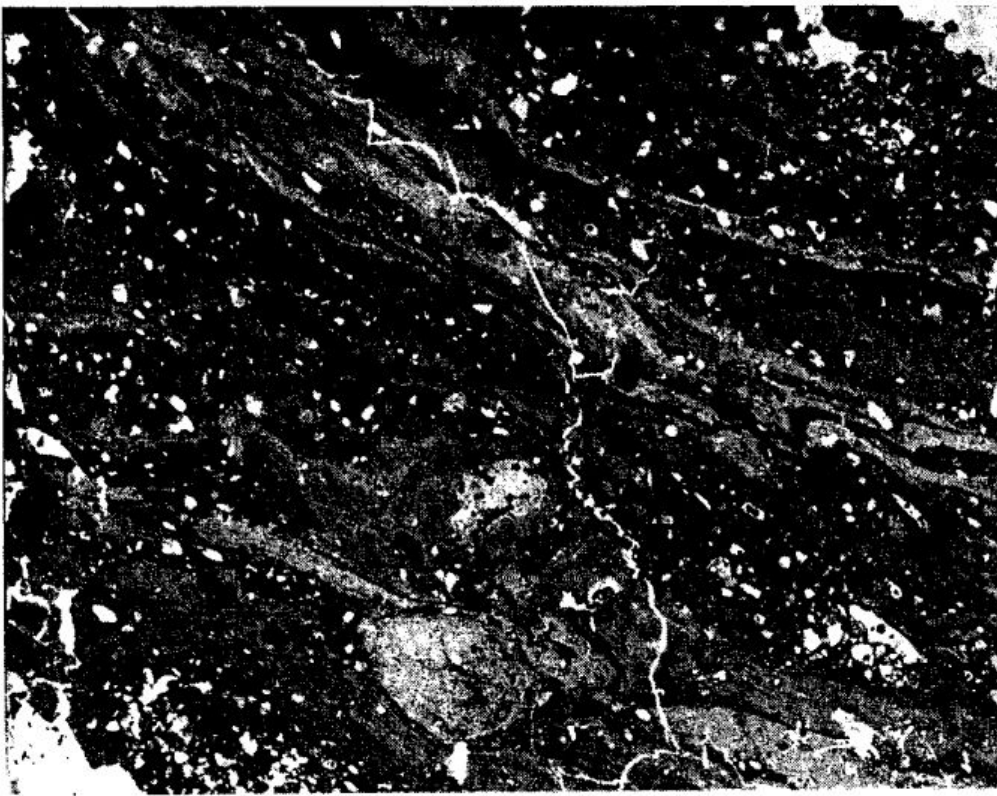


Рис. 3.21. Импактное гетеротакситовое стекло с флюидальной текстурой, образующее бомбу в зювите. Полосы и линзы полупрозрачного стекла (серое) с небольшим количеством включений чередуются с линзами и полосами непрозрачного стекла (черное), обогащенного кластами диаплектового кварца и плагиоклаза. Микрофото, ув.×3, б/ан.

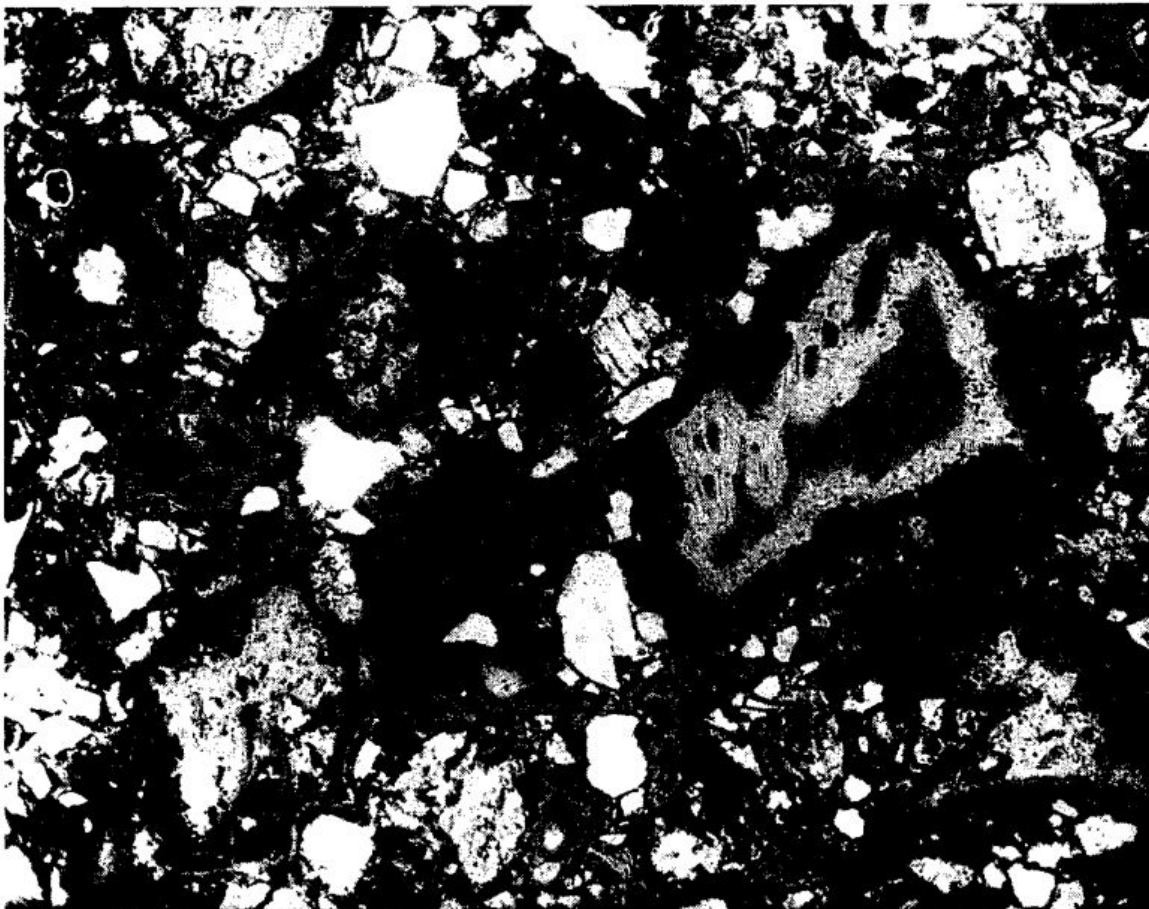


Рис. 3.22. Грановитрокластический зювит. Ксеноморфные обломки высокотемпературных стекол характеризуются зональным распределением окраски. Микрофото, ув.×3, б/ан.

чающих кристаллическим фазам, что указывает на отсутствие дальнего порядка, т. е. продуктов кристаллизации стекол или вторичного их преобразования. Данные ИК-спектроскопии свидетельствуют о почти полном отсутствии воды в структуре свежих стекол, о чем говорит слабое поглощение в диапазоне $3000\text{—}3600\text{ см}^{-1}$. Очень низкое содержание воды подтверждается также результатами термического и микрохимического анализа.

Характерной особенностью химического состава стекол (см. разд. 4) является высокая степень восстановленности железа, что подтверждается данными мессбауэровской спектроскопии и ЭПР. Анализ ЯГР-спектров свидетельствует о том, что в свежих стеклах присутствует только двухвалентное железо в тетраэдрической и октаэдрической координации. Сходный сильно уширенный асимметричный дублет, указывающий на отсутствие в стеклах структур со связями дальнего порядка, характерен и для тектитов. Методом ЭПР изучены формы вхождения закисного железа в структуру стекол. Малое абсолютное содержание Fe^{3+} (0,001—0,01 %) определяет резко восстановительные условия образования этих стекол. Интервалы содержаний различных форм железа для тектитов и закаленных зеленых стекол из зювитов и коптокластитов Попигайской астроблемы сходны, причем содержание Fe^{3+} в структуре последних наиболее низкое.

Структурные особенности алюмосиликатного каркаса стекол выявлены в спектрах рамановского рассеяния и ИК-отражения. Появление низкочастотного крыла около 950 см^{-1} в рамановских спектрах связывается с деполимеризацией сетки стекла и нарастанием концентрации немостиковых связей кислорода в его структуре, частично замороженных в резко закалочных условиях остывания.

Качественно сходные выводы получены также и по спектрам ИК-отражения. Смоляно-черные и, особенно, зеленые стекла характеризуются наиболее высокой дефектностью микроструктуры (локальными деформациями каркаса, высокой концентрацией немостиковых связей кислорода). Здесь, как и в тектитах (молдавитах и индошинитах), неравновесные нарушения сетки стекла выражены наиболее сильно. Стекла характеризуются минимальными размерами микронеоднородностей, выявленных по спектрам малоуглового рентгеновского рассеяния.

Характерными особенностями рассматриваемых свежих стекол, указывающими на высокую температуру исходного расплава и его быструю закалку, являются:

1) гологиалиновая структура, отсутствие продуктов кристаллизации и реакционных кайм вокруг включений;

2) незначительные количества включений (менее 1—3 %);

3) присутствие среди включений оплавленного диаплектового кварца, лешательерита, сферул ильменита, магнетита и сульфидов, а также выделений самородного железа [Вишневский, 1975];

4) отсутствие несвязанного кислорода в газовой-жидких включениях и высокое отношение в них CO/CO_2 , превышающее 1,0 [Долгов и др., 1975];

5) резкое преобладание двухвалентного железа над трехвалентным при низком содержании воды;

6) высокая структурно-текстурная и химическая гомогенность.

Проведенные спектроскопические и другие исследования свежих стекол показали, что эти стекла возникли в резко восстановительных условиях при быстрой закалке сильно перегретых импактных расплавов. Они рассматриваются нами как высокотемпературные импактные стекла, в отличие

от измененных в различной степени стекол других разновидностей, описываемых далее и причисленных к относительно низкотемпературным образованиям.

Часто встречающиеся в К- и В-зювитах девитрифицированные стекла, в значительной степени измененные вторичными процессами, имеют серую, коричневатую- и буровато-серую окраску, ксеноморфную форму и размеры от долей миллиметра до 0,5—1,0 см, реже более. Стекла матовые, непрозрачные, текстура их массивная, реже флюидальная, местами пористая и пузыристая; структура криптокристаллическая. Включения обломков минералов, главным образом кварца и полевых шпатов, составляют от 3,5 до 10—15 %. Среди вторичных минералов, развитых особенно в пористых и пемзовидных стеклах, встречаются гидрослюды, лимонит, цеолит, хлорит, монтмориллонит, карбонаты. Кристаллокласты часто несут следы высоких ударных нагрузок (диаплектовые стекла, мономинеральные стекла плавления, большей частью рекристаллизованные). Включения неравномерно распределены в стекле, иногда они образуют шпироподобные скопления. В слабо пористых и пористых стеклах удлиненные поры и вытянутые в цепочки включения подчеркивают флюидальную текстуру, что указывает на пластичное состояние стекла при транспортировке.

Наряду с относительно гомогенными темноокрашенными стеклами ($n = 1,551—1,565$), характеризующимися гологиалиновой или криптокристаллической структурой и массивной слабо пористой текстурой, широко развиты зеленоватые- и буровато-серые, светло-коричневые и буровато-коричневые, слабо пористые, пористые и пузыристые негомогенизированные — гетерогенные стекла с показателями преломления, варьирующими от 1,540 до 1,572. Эти стекла большей частью девитрифицированы. В витрокластических и особенно спекшихся зювитах стекла в той или иной степени раскристаллизованы; структура их гипоглиалиновая, сферолитовая, гиалопилитовая. Микроструктуры представлены глобосферитами, глобулитами и кумулитами. Вторичные изменения выражаются в развитии хлорита, лимонита, монтмориллонита, гидрослюды и т. п. Наиболее интенсивно девитрифицированные стекла приобретают темно-серую и черную окраску.

Кроме измененных стекол, в О-зювитах, в меньшей степени — в К- и В-зювитах, встречаются светлоокрашенные (светло-серые, желтовато-серые) ксеноморфные пористые и пузыристые стекла ($n = 1,540—1,560$, обычно 1,550), содержащие от 3—5 до 10—15 % включений минералов. Флюидальность, плейчатость и зональность в них не наблюдаются. Это интенсивно преобразованные стекла, по которым развиваются карбонаты, монтмориллонит, цеолиты, хлорит, лимонит.

Изучение магнитных свойств импактных стекол [Горшков и др., 1981; Райхлин и др., 1983; Старунов и др., 1984] подтверждает правомерность выделения среди них двух контрастных групп. Ферромагнетики из высокотемпературных разновидностей (свежих темно-зеленых и смоляно-черных стекол) представлены, как и в высокотемпературных тагамитах, главным образом мелкодисперсными частицами в суперпарамагнитном состоянии, в то время как в стеклах других разновидностей, которые отнесены к низкотемпературным образованиям, — многодоменными с незначительным количеством однодоменных частиц, что свойственно также ферромагнетикам низкотемпературных тагамитов.

В импактных стеклах также установлено присутствие импактных алмазов.

4. ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ИМПАКТИТОВ

Как показывает изучение тагамитов и импактных стекол из зювитов, на всей площади астроблемы валовый химический состав их достаточно однороден [Масайтис и др., 1975; Райхлин, Мащак, 1977; и др.], что указывает на высокую степень гомогенизации распределения петрогенных компонентов во всей массе импактного расплава. Средний состав тагамитов, определенный по большому числу силикатных анализов преимущественно низкотемпературной разновидности, практически не отличается от среднего состава этих пород в пределах отдельных локальных участков (табл. 4.1), хотя незначительные вариации имеют место.

Сопоставление химических составов НТ- и ВТ-тагамитов бассейна р. Балаган-Юряге показывает, что они близки между собой (см. табл. 4.1), вместе с тем НТ-тагамиты несколько богаче кремнеземом, отличаются более высокой степенью окисленности железа и относительно низкой величиной потерь при прокаливании. Статистический анализ выборок свидетельствует о значимых различиях разновидностей тагамитов в содержании SiO_2 , Fe_2O_3 , FeO , K_2O , MnO и п.п.п. По концентрации ряда микроэлементов ВТ-тагамиты и НТ-тагамиты не различаются (табл. 4.2).

Составы фрагментов свежих стекол из зювитов и коптокластитов были исследованы на микрозонде и с помощью микрохимических анализов, показавших сходные результаты (табл. 4.3). Как зеленые, так и черные стекла в целом близки между собой и отвечают среднему составу тагамитов. Вместе с тем зеленые стекла, так же как и ВТ-тагамиты, отличаются высокой степенью восстановленности железа. Обращает на себя внимание пониженное содержание суммы щелочей в черных стеклах, а также различия в соотношениях калия и натрия в этих двух группах стекол. В черных стеклах примерно в два раза меньше натрия, при этом содержание калия резко повышено. Эти различия не нашли пока удовлетворительного объяснения.

Как было уже показано, при низкотемпературных гидротермальных преобразованиях импактные стекла, особенно их пористые разновидности, подвергаются вторичным изменениям, при этом в них значительно увеличиваются содержание воды и степень окисления железа, существенно изменяется содержание большинства компонентов. Химический состав таких стекол значительно варьирует и здесь не рассматривается.

При общей близости валового состава зювитов к охарактеризованным ранее тагамитам и свежим импактным стеклам, состав зювитов испытывает значительно более существенные колебания, что связано с присутствием в породах заметного количества фрагментов различных осадочных пород (см. табл. 4.1). Вариации же состава зювитов на отдельных участках по сравнению со средним их составом на всей площади астроблемы менее выражены.

Использование неполиномиального тренд-анализа для выявления характера изменения состава тагамитов в пределах астроблемы в целом показало, что распределение ряда компонентов в этих породах подчиняется некоторым закономерностям [Масайтис и др., 1980; Masaitis, 1994]. Распределение кремнезема, магнезии и натрия имеет концентрический характер (рис. 4.1), в то время как окисное железо и глинозем обнаруживают полосовое распределение, параллельное простирающую гнейсовых толщ Анабарского щита. Первый тип распределения обусловлен скорее всего некоторыми различиями в составе пород зоны плавления по вертикали и выбросом

СРЕДНИЕ СОСТАВЫ (мас. %)

Импактиты и гнейсы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO
<i>Тагамиты</i>					
Среднее по Попигайской астроблеме:					
\bar{X}	63,17	0,74	14,54	2,29	4,68
σ	2,53	0,00	0,37	2,11	3,87
НТ-тагамиты, возвышенность Маячика:					
\bar{X}	62,16	0,77	14,91	2,36	4,36
σ	1,50	0,03	0,49	1,29	1,78
НТ-тагамиты, бассейн р. Балаган-Юряге:					
\bar{X}	62,57	0,75	14,98	1,54	5,69
σ	1,10	0,07	3,85	0,72	1,04
ВТ-тагамиты, бассейн р. Балаган-Юряге:					
\bar{X}	61,30	0,74	14,91	0,96	6,24
σ	0,91	0,02	0,27	0,43	0,96
ВТ-тагамиты, бассейн р. Чорду-Далдын:					
\bar{X}	63,61	0,71	14,82	1,99	3,84
σ	1,29	0,05	0,54	0,72	0,81
<i>Зювиты</i>					
Среднее по астроблеме:					
\bar{X}	65,41	0,63	13,11	3,34	2,75
σ	6,58	0,07	3,14	2,84	4,95
Бассейн р. Балаган-Юряге:					
\bar{X}	65,69	0,68	13,78	2,98	4,18
σ	1,73	0,15	0,90	0,90	1,90
<i>Гнейсы</i>					
Средневзвешенный состав гнейсов хапчанской серии Анабарского щита	63,14	0,59	15,02	2,20	4,29
Биотит-гранатовые гнейсы цоколя*:					
\bar{X}	63,44	0,77	15,47	1,77	5,31
σ	2,69	0,16	1,45	1,25	1,77

* Возвышенность Маячика — кольцевое поднятие и бассейн левых верхних притоков

соответствующих фракций расплава на разные расстояния от центра. Второй тип распределения, вероятно, вызван несколько меньшей степенью гомогенизации фракций расплава, которые выбрасывались по направлению простираения толщ кристаллических пород определенного состава.

По вертикальному шестисотметровому разрезу сложного пластового тела тагамитов в бассейне р. Балаган-Юряге существенных изменений химического состава этих пород не обнаружено. Это свидетельствует об отсутствии значимых процессов перераспределения компонентов во время охлаждения и кристаллизации расплава даже в очень мощных телах. Вместе с тем незначительные проявления кристаллизационного фракционирования в этих телах имеют место [Селивановская, 1987].

Сравнительное изучение химического состава тагамитов и кристаллических пород фундамента, за счет плавления которых они возникли, показало значительную их близость [Райхлин, Мащак, 1977]. Наибольшим

ИМПАКТИТОВ И ГНЕЙСОВ

	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	п.п.п.	Сумма	n
	0,06	3,38	3,70	2,29	2,71	0,08	2,04	99,68	163
	0,90	0,26	0,53	0,10	0,04	0,00	—	—	
	0,07	3,37	3,28	2,36	2,69	0,09	2,76	99,18	40
	0,01	0,44	0,52	0,34	0,27	0,09	1,03	—	
	0,06	3,91	4,15	2,40	2,76	0,13	1,20	100,14	71
	0,02	0,44	0,59	0,30	0,11	0,02	0,31	—	
	0,06	4,09	4,18	2,59	2,66	0,13	1,74	99,60	30
	0,01	0,32	0,64	0,29	0,13	0,02	0,80	—	
	0,08	3,14	3,86	2,59	3,07	0,10	2,27	100,08	18
	0,01	0,36	0,35	0,72	0,37	0,03	0,83	—	
	0,08	2,77	2,60	1,83	2,73	0,07	3,97	99,29	58
	0,01	0,44	0,93	0,25	0,09	0,01	—	—	
	0,07	3,34	2,97	1,76	2,66	0,11	2,21	100,43	22
	0,01	0,29	0,62	0,34	0,20	0,05	0,71	—	
	0,08	3,06	3,77	3,02	2,39	0,08	1,98	99,62	122
	0,07	3,20	3,00	2,57	2,47	0,09	1,65	99,81	45
	0,03	0,69	1,00	0,48	0,86	0,07	0,97	—	

р. Далдын — юго-западный борт кратера

Таблица 4.2

СРЕДНЕЕ СОДЕРЖАНИЕ МИКРОЭЛЕМЕНТОВ В ТАГАМИТАХ,
БАСЕЙН р. БАЛАГАН-ЮРЯГЕ
(по данным рентгеноспектрального анализа, 10⁻³ %)

Порода	U	Th	Pb	Rb	Sr	Y	Zr	Размер выборки
ВТ-тагамиты	0,5	1,6	2,6	8,8	23,5	3,8	28,9	84
НТ-тагамиты	0,5	1,7	2,6	8,8	23,7	3,9	27,9	95

Таблица 4.3

СРЕДНИЕ СОСТАВЫ (мас. %) ИМПАКТНЫХ СТЕКОЛ

Стекла	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	FeO*	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	п.п.п.	Сум- ма	K ₂ O/Na ₂ O	FeO/Fe ₂ O ₃	п
\bar{X} σ	63,11 0,96	0,96 0,07	16,87 0,51	— —	— —	6,80 0,27	0,09 0,03	3,33 0,24	3,72 0,18	2,21 0,10	2,84 0,07	— —	99,93 —	1,29 —	— —	86 —
	Зеленые стекла из зювитов и коптокластитов По данным микрозондового анализа															
\bar{X} σ	63,52 1,73	0,83 0,11	15,55 1,08	1,09 0,65	5,95 0,67	— —	0,08 0,02	3,47 0,35	3,69 0,70	2,35 0,25	2,66 0,29	0,49 —	99,68 —	1,13 —	5,45 —	11 —
	По данным микрохимического анализа															
\bar{X} σ	63,36 0,85	0,97 0,13	15,88 0,79	— —	— —	6,82 0,21	0,08 0,03	3,49 0,36	3,74 0,68	1,03 0,45	3,37 0,35	— —	98,74 —	3,24 —	— —	86 —
	Черные стекла из зювитов По данным микрозондового анализа															
\bar{X} σ	62,64 1,77	0,84 0,08	15,18 0,61	1,70 0,79	5,37 0,73	— —	0,09 0,02	3,50 0,22	3,38 0,43	1,35 0,32	2,95 0,60	2,23 —	99,23 —	2,19 —	3,17 —	15 —
	По данным микрохимического анализа															

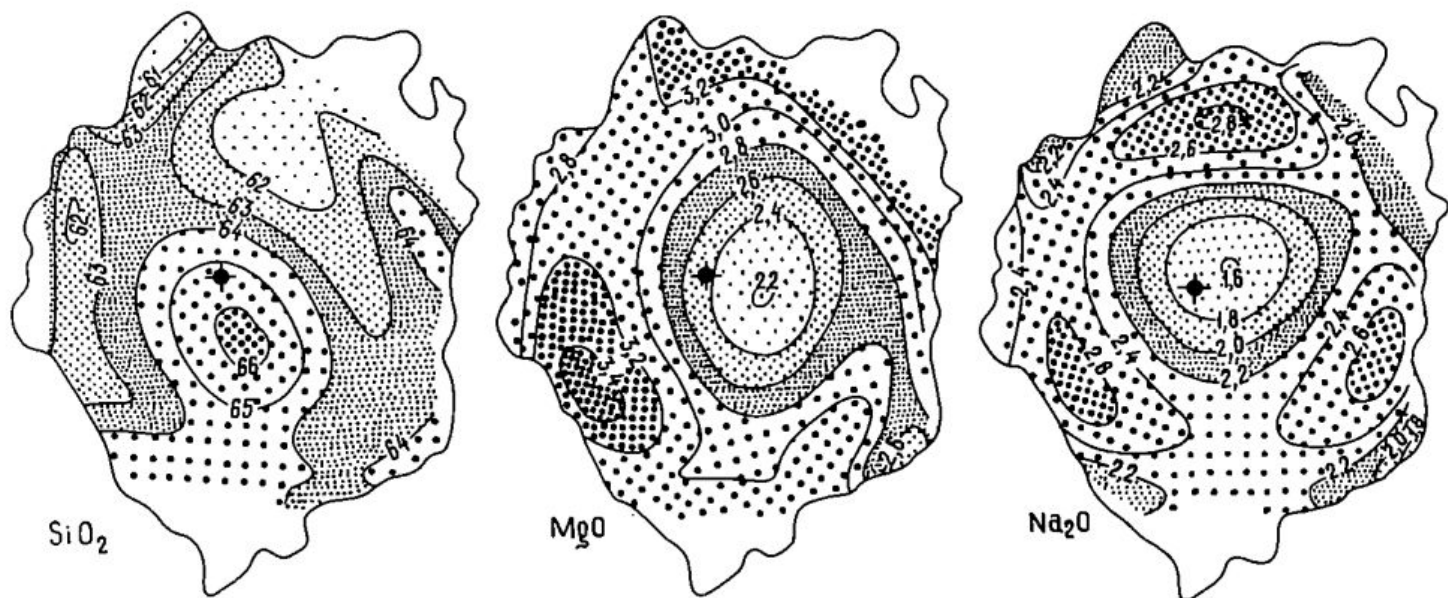


Рис. 4.1. Схемы трендов распределения SiO_2 , MgO , Na_2O (мас. %) в тагамитах Попигайской астроблемы. Неполиномиальный тренд-анализ, 163 пробы. Точка — центр кратера.

сходством с тагамитами обладают биотит-гранатовые гнейсы, широко распространенные в составе хапчанской серии архея Анабарского щита (см. табл. 4.1). Несмотря на близость содержаний порообразующих окислов, характер ассоциаций литофильных и сидерофильных элементов и интенсивность корреляционных связей между элементами внутри ассоциаций в тагамитах и гнейсах значительно различаются. В тагамитах происходит разрушение этих связей, причем резко изменяется характер традиционных литофильных и сидерофильных ассоциаций.

Изучение распределения редких земель в импактитах и импактных алмазах выявило отрицательную европиевую аномалию и обогащение их легкими РЗЭ [Masaitis, 1994; Koeberl et al., 1997]. Аналогичный характер распределения установлен и для единичных образцов гнейсов. Это также свидетельствует об унаследованности состава импактного расплава по отношению к исходному субстрату. Как известно, отрицательный характер европиевой аномалии указывает на принадлежность соответствующих пород к нижнекоровым образованиям [Тейлор, Мак-Леннон, 1988].

Важное значение для решения вопроса о составе кристаллического субстрата, за счет которого возник импактный расплав, имеет изотопно-геохимическая характеристика сравниваемых пород. Как показали специальные исследования [Райхлин и др., 1984], содержание рубидия, стронция и изотопный состав Sr в тагамитах отвечают средним значениям этих величин в гнейсах. Попигайский кратер имеет молодой возраст (около 35,7 млн лет), что свидетельствует о принадлежности тагамитов к Rb—Sr системе гнейсов и высокой степени перемешивания субстрата при его плавлении и выбросе.

Самарий-неодимовые изотопные характеристики тагамитов и импактных стеклов также указывают на значительную гомогенизацию исходного вещества [Hölker et al., 1997]. Параметры ϵ_{Nd} образуют кластер вблизи значения $-23,5$, при этом $\epsilon_{\text{Sr}} = +351—+394$. Модельный возраст, оцениваемый по этим параметрам, составляет $T^{\text{Sr}}\text{UR}$ около 2,1, а $T^{\text{Nd}}\text{DM}$ около 2,2 млрд лет. Единичные пробы гнейсов обнаруживают более значительные вариации указанных параметров, модельный возраст этих образцов не-

сколько выше — $T^{Nd}DM$ около 2,4 млрд лет. Эти данные показывают, что при всякого рода сопоставлениях составов импактного расплава и кристаллических пород мишени необходимо принимать во внимание то обстоятельство, что зона плавления не может быть адекватно охарактеризована образцами этих пород, взятых в пределах выступов фундамента на поверхности (например, в пределах кольцевого поднятия). Реконструкция первоначального состава полностью исчезнувшей при выбросе зоны плавления всегда является условной, особенно в случае больших масштабов плавления и неоднородного характера субстрата, где могли быть заключены различные по составу и иногда разновозрастные образования.

Изучение содержания и распределения в тагамитах и импактных стеклах никеля, хрома, кобальта и иридия и сопоставление их с таковыми в гнейсах позволило выявить присутствие в продуктах застывания импактного расплава распыленного вещества ударившего космического тела [Масайтис, Райхлин, 1986, 1989]. Концентрации Ni, Co, Cr в тагамитах в 1,5—3 раза выше, чем в биотит-гранатовых гнейсах, несущих признаки слабых ударных изменений (табл. 4.4). Еще более значительны различия в содержании Ni в тагамитах и гнейсах, не затронутых ударным метаморфизмом, где контаминация веществом ударившего тела исключена или минимальна. В последних содержание никеля составляет 13 мкг/г (среднее из 18 проб).

Распределение никеля в тагамитах на площади астроблемы неравномерное, в наибольшей степени обогащены этим элементом тагамиты, залегающие в нижней части толщ импактитов в юго-западном и северо-западном секторах. Резко повышенные концентрации (до 630—730 мкг/г) обнаружены здесь в маломощных линзах и жилках импактного стекла в интенсивно катаклазированных гнейсах. Также неравномерным является распределение в тагамитах иридия (анализы выполнены ИНА методом И. Г. Капусткиной, ГЕОХИ РАН). Среднее его содержание составляет 0,072 нг/г (12 проб). По разрезу мощного пластового тела тагамитов концентрации его значительно варьируют. Фоновое содержание Ir в неконтаминированных гнейсах составляет 0,007 нг/г, таким образом, расплав был обогащен этим элементом примерно на порядок. Еще более значительно обогащены иридием жилки стекла в крупных глыбах, образующих мегабрекчию, сцементированную тагамитами. Здесь в двух пробах установлено соответственно 4,0 и 4,7 нг/г этого элемента. Весьма неоднородное распределение привнесенного метеоритного вещества в тагамитах, наряду с показанным ранее гомогенным характером этих пород в части петрогенных и малых элементов, указывает на то, что захват вещества ударника имел место после гомогенизации расплава во всем объеме. Скорее всего, это могло произойти в форме поглощения мелких кластов, которые представляли собой центры конденсации испаренного вещества ударника в пространстве переходного кратера.

Соотношения привнесенных метеоритных компонентов (Ni, Co, Cr), установленные в тагамитах и стеклах Попигайской астроблемы, близки к таковым в обыкновенных хондритах типа L. На основании приведенных данных и сведений о содержании в обыкновенных хондритах никеля (1,3 %) и иридия ($500 \cdot 10^{-7}$ %) может быть оценена доля привнесенного космического вещества как в тагамиты, так и в наиболее обогащенные этими элементами жилки импактного стекла в гнейсах (табл. 4.5). Привнос вещества ударившего тела в импактный расплав, образовавший тагамиты,

СРЕДНЕЕ СОДЕРЖАНИЕ Ni, Co, Cr (мкг/г) В ТАГАМИТАХ И ГНЕЙСАХ
(ПО ДАННЫМ КОЛИЧЕСТВЕННОГО СПЕКТРАЛЬНОГО
И АТОМНО-АБСОРБЦИОННОГО АНАЛИЗОВ)

Порода	Ni			Co			Cr		
	\bar{X}	σ	n	\bar{X}	σ	n	\bar{X}	σ	n
Гнейсы	27	17	41	13	5,2	41	80	44	32
Тагамиты	85	31	85	9	3,7	83	110	18	79
Привнос	58			6			30		

Таблица 4.5

ОЦЕНКА ПРИВНЕСЕННОГО ВЕЩЕСТВА (мас. %) ХОНДРИТА В ИМПАКТИТЫ

Элемент	Хондрит	Привнос элемента		Привнос вещества хондрита	
		в тагамиты	в жилки стекла	в тагамиты	в жилки стекла
Ni	$1,3 \cdot 10^{-4}$	$72 \cdot 10^{-4}$	$592 \cdot 10^{-4}$	0,55	4,55
Ir	$0,5 \cdot 10^{-4}$	$0,057 \cdot 10^{-7}$	$5,34 \cdot 10^{-7}$	0,01	1,07

составляет около 0,01—0,5 %, а в небольшие порции расплава, за счет которого возникли жилки стекла в гнейсах — 1—4,5 % [Масайтис, Райхлин, 1989]. Столь значительное вхождение в импактиты расплавленного вещества ударивших тел предположительно хондритового состава известно и в некоторых других импактных структурах мира. Так, для кратера Брент оно оценивается примерно в 1 %, а для кратера Западный Клируотер — около 6 % [Palme, 1982].

5. ГРАФИТ И ИМПАКТНЫЕ АЛМАЗЫ ИЗ УДАРНО-МЕТАМОРФИЗОВАННЫХ КРИСТАЛЛИЧЕСКИХ ПОРОД И ИМПАКТИТОВ

Как уже отмечалось, импактные алмазы распространены в ударно-метаморфизованных гнейсах и импактитах, они иногда встречаются в литоидных брекчиях, содержащих импактное стекло.

Аутигенные импактные алмазы, заключенные в графитсодержащих гнейсах, испытавших интенсивный и весьма интенсивный ударный метаморфизм находятся на месте их возникновения совместно с силикатными и другими породообразующими минералами, обычно преобразованными, а также вместе с различными стеклами. Аллотигенные импактные алмазы включены в стекловатую или раскристаллизованную матрицу тагамитов, во фрагменты импактного стекла, входящего в состав зювитов или брекчий, в частности, коптокластитов. При этом следует иметь в виду, что аутигенные алмазы также могут находиться в этих породах, но в этом случае эти

алмазы опять-таки входят в состав обломков ударно-метаморфизованных гнейсов, которые являются составной частью тагамитов и других пород.

Аутигенные алмазы в наибольшей степени сохраняют элементы морфологии и внутреннего строения, унаследованные от исходного кристаллического графита (рисунки 5.1, 5.2*), в то время как аллотигенные алмазы несут признаки взаимодействий с интенсивно нагретой окружающей средой, приобретая морфологические особенности, несвойственные исходному графиту. Особенности возникновения импактных алмазов в результате твердофазного перехода из графита и последующего взаимодействия с расплавом отражаются на их конституции и физических свойствах, в этой связи могут различаться унаследованные от первичного вещества кристаллических пород, а также новоприобретенные минералогические признаки.

Размер зерен импактных алмазов, извлеченных из коренных пород, находится в пределах от 0,05 до 1,5—2 мм, в россыпях, возникших при разрушении алмазосодержащих пород, были встречены алмазы до 8—10 мм в поперечнике. Алмазы характеризуются различными оттенками желтой окраски, встречаются также прозрачные неокрашенные зерна, серые, черно-серые и черные. Облик импактных алмазов во многих случаях подобен исходному графиту — это уплощенные таблички, базальные плоскости которых сохраняют типичную для графита двойниковую штриховку, а боковые плоскости имеют ступенчатый характер. Встречаются традиционные для графита параллельные сростки и неклассические двойники Веселовского [Шафрановский, 1981]. Помимо зерен, сохранивших облик исходных графитовых кристаллов, весьма многочисленными являются неправильные сростки и агрегаты, а также зерна, ограниченные природными поверхностями, но не обладающие унаследованной огранкой.

Для понимания характера преобразования графита в алмаз наиболее важным является исследование аутигенных алмазов, сохраняющих многие, особенно внешние, черты исходного субстрата, которые в значительной степени стираются после попадания этих алмазов в импактный перемешанный расплав. Поскольку импактные алмазы представляют собой поликристаллические агрегаты кубической и гексагональной гипербарических фаз углерода, обладая в то же время унаследованной формой кристаллов графита, они могут рассматриваться как паракристаллы, а их кристаллографические элементы как параграни, параребра и т. д.

Импактные алмазы Попигайской астроблемы в той или иной степени были охарактеризованы в ряде ранее опубликованных работ [Масайтис и др., 1972, 1990, 1995; Вишневский, Пальчик, 1975; Вишневский и др., 1974; Румянцев и др., 1980, Вальтер и др., 1992 и др.].

5.1. Морфология параморфоз алмаза по графиту

Для построения гистограммы гранулометрических характеристик импактных алмазов и графита использованы измерения длины и ширины образуемых ими табличек, причем материал был подразделен на ограненные объекты и зерна. Такие гистограммы позволяют оценить истинные размеры аутигенных импактных алмазов в ударно-метаморфизованных гнейсах и

* Снимки зерен графита и алмаза, полученные с помощью сканирующего и просвечивающего электронных микроскопов, выполнены д-ром Ф. Лангенхорстом (Университет им. Гумбольдта, Берлин), которому авторы выражают свою признательность.

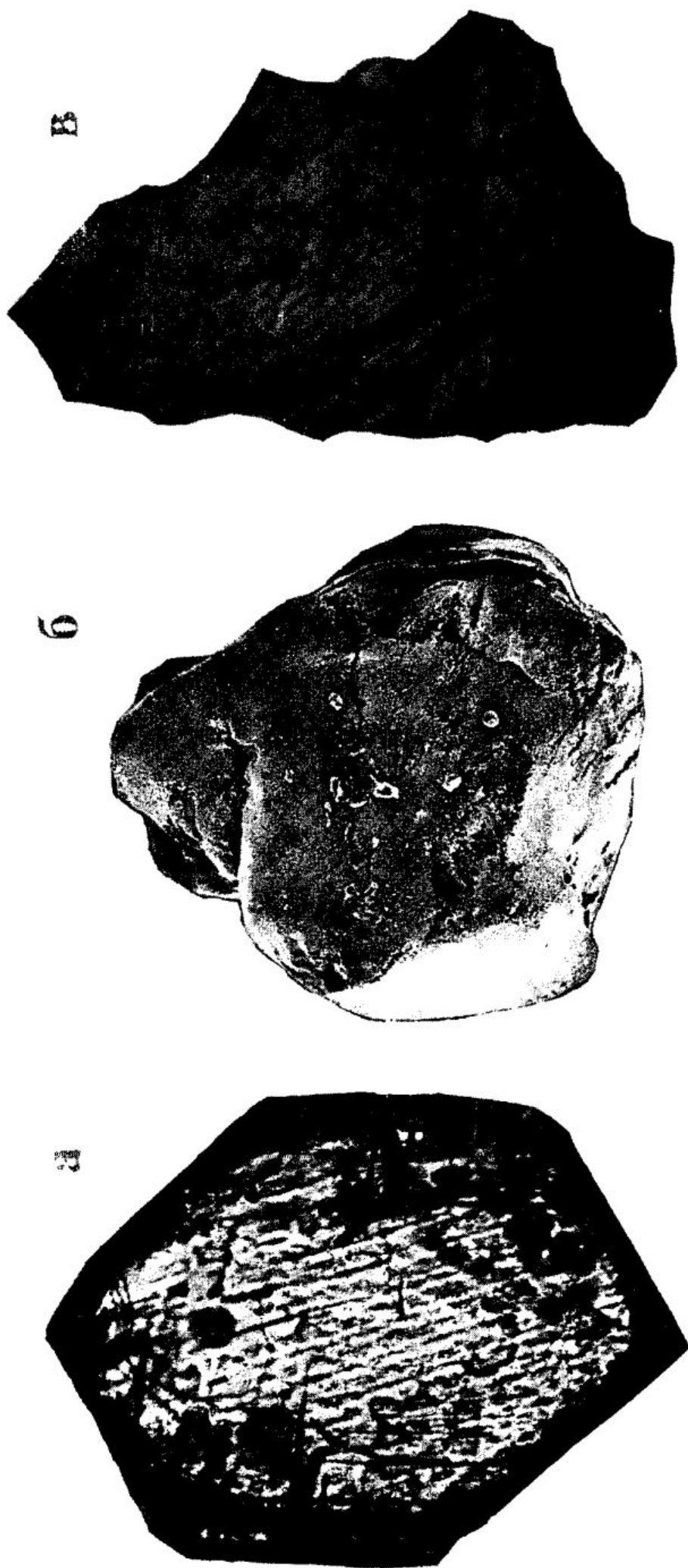


Рис. 5.1. Морфология аутигенных импактных алмазов: *а* — паракристалл (поперечник 0,3 мм), *б* — округлое зерно (поперечник 1 мм), *в* — обломок (поперечник 0,5 мм).

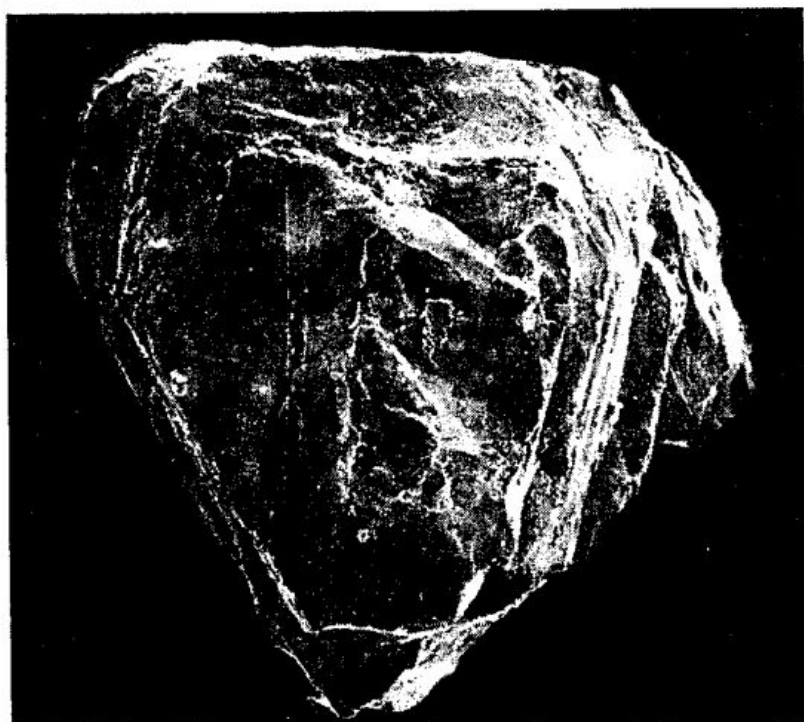
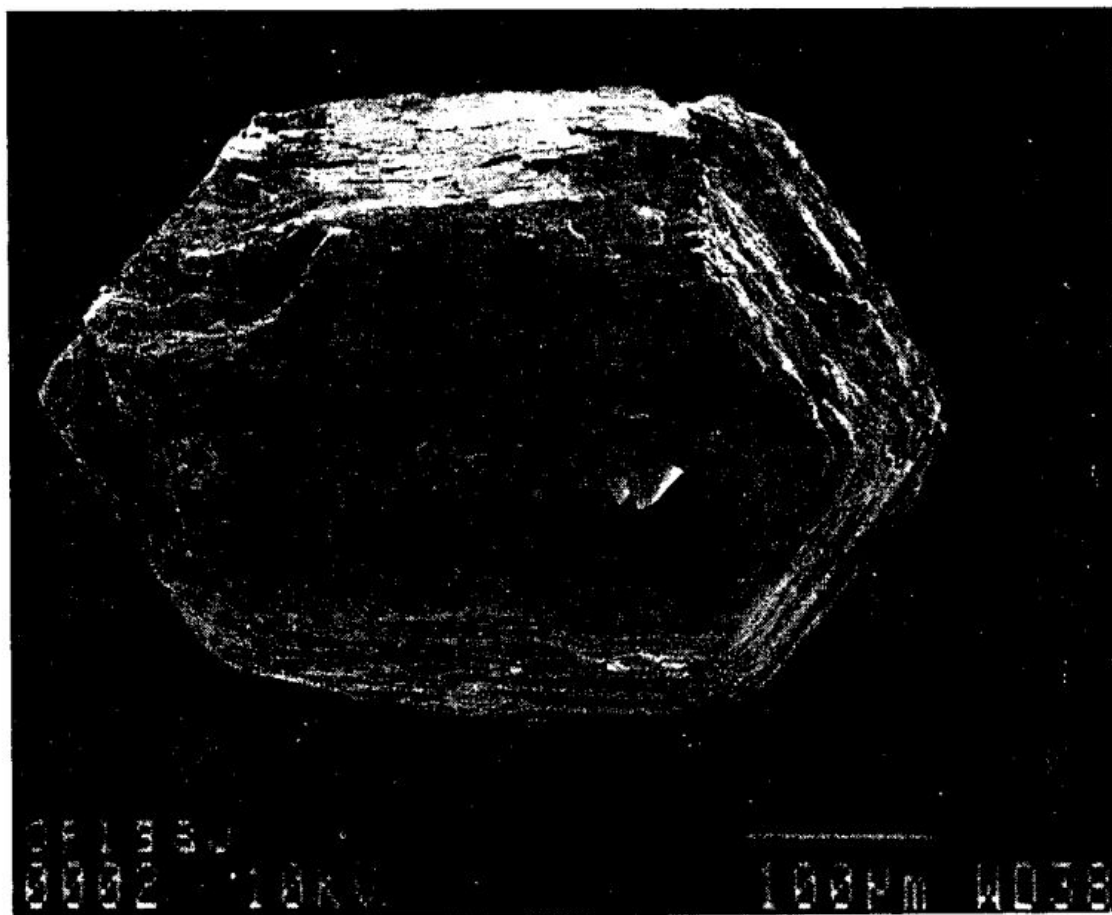


Рис. 5.2. Кристаллы графита: *вверху* — таблитчатый, *внизу* — изометричный, с однонаправленной двойниковой штриховкой на грани (0001).

импактитах, исключив влияние процессов их измельчения при пробоподготовке. После дробления (до 2 мм) и термохимического разложения образцов ударно-метаморфизованного гнейса и тагамита из остатков обработки первого был отобран весь графит (80 %) и алмаз (20 %), из второго — только алмазы.

Для аутигенных алмазов, извлеченных из гнейса, распределения их как по длине, так и по ширине измеренных объектов близки к нормальным (рис. 5.3). Общим является узкий диапазон распределений длин и ширин (0,05—0,5 мм) импактных алмазов, в отличие от модальных значений,

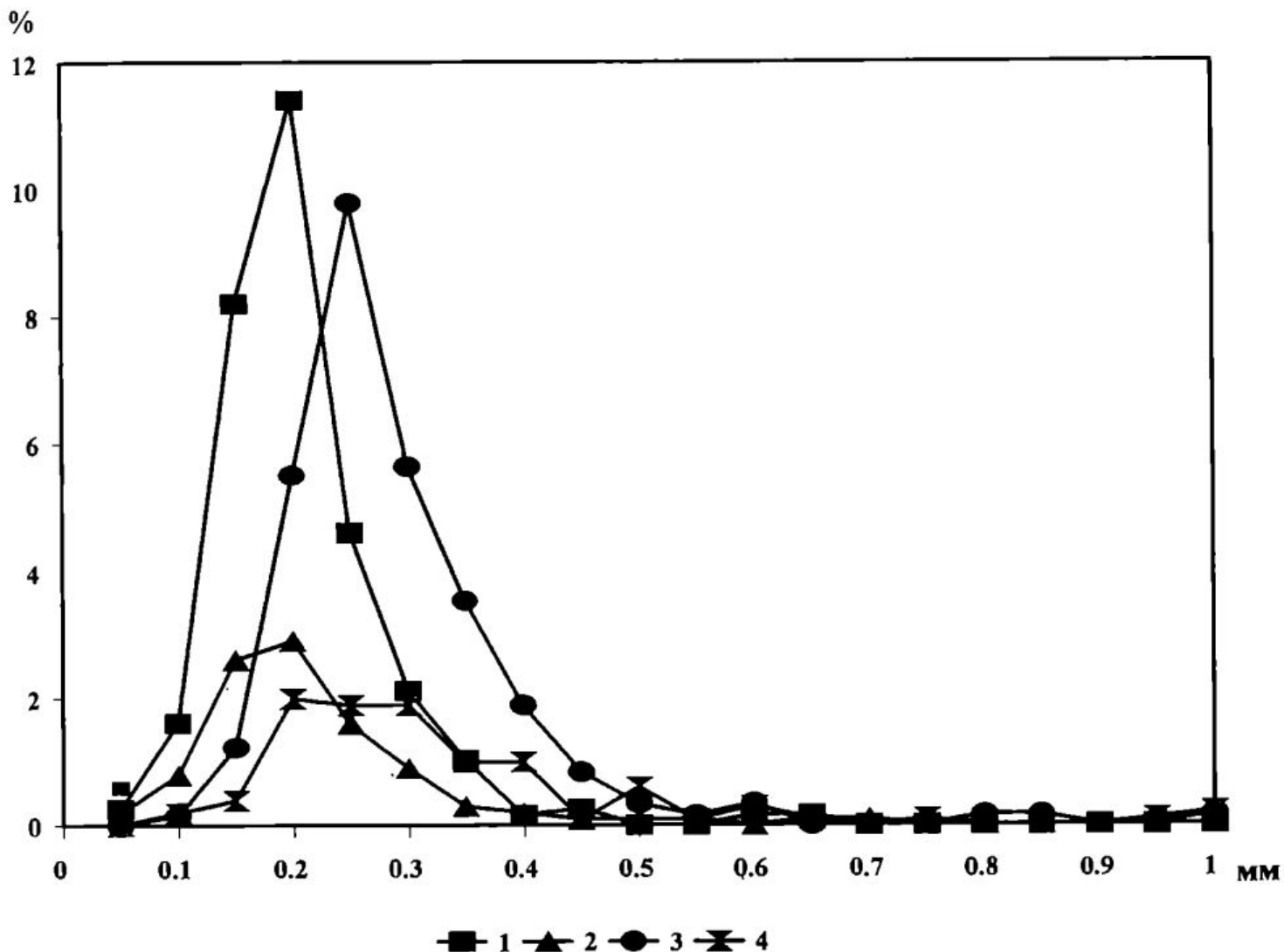


Рис. 5.3. Гранулометрическая характеристика аутигенных алмазов из образца ударно-метаморфизованного гнейса. Длина: 1 — паракристаллы, 2 — зерна; ширина: 3 — паракристаллы, 4 — зерна.

которые для длины составляют 0,25 мм, а ширины 0,20 мм. Гранулометрические кривые распределения графита из того же образца по длине и ширине кристаллов и зерен графита аналогичны кривым для алмазов (рис. 5.4).

Сравнительный анализ приведенных данных по импактным алмазам и графиту из одного и того же образца обнаруживает как сходство размеров этих минералов, так и некоторые различия. Сходными являются распределения длин и ширин у графита и алмаза, как обладающих огранкой, так и для зерен. Следует отметить также несколько пониженное значение моды длины, особенно у паракристаллов импактных алмазов по сравнению с аналогичными данными для графита. На столь малый градиент (0,05) можно было бы не обращать внимания, но в совокупности со сжатым характером почти всех гранулометрических кривых для алмазов, по сравнению с распределением, полученным для графита, позволяет предположить реакцию графита на уменьшение объема при переходе в импактный алмаз. Импактные алмазы имеют удлинение 1,3, наследуя его от графита.

Распределение размеров аллотигенных алмазов, извлеченных из образца тагамита, показывает, что оно имеет аналогичный с размерами аутигенных алмазов характер (рис. 5.5). Строгое сопоставление этих дан-

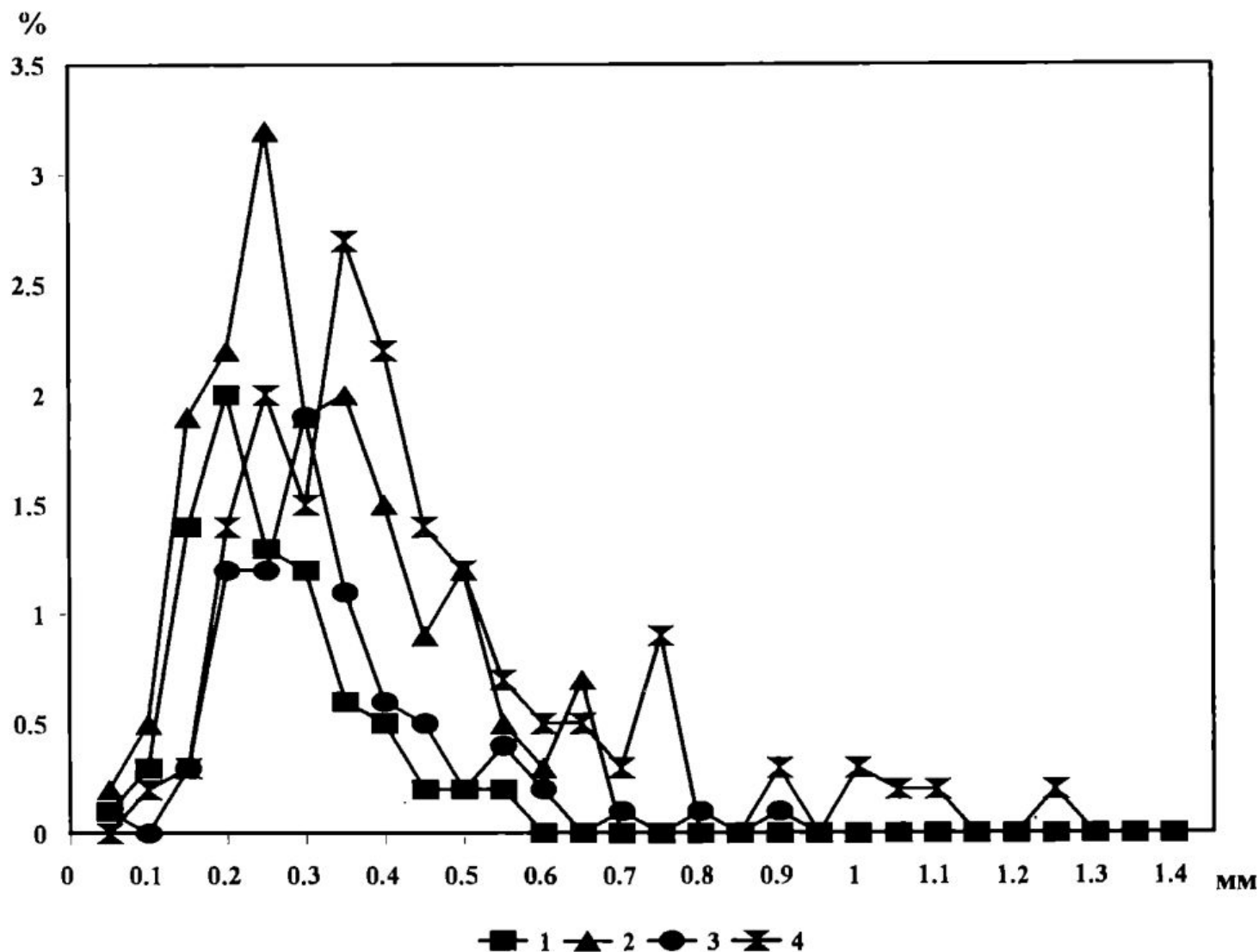


Рис. 5.4. Гранулометрическая характеристика графита из образца ударно-метаморфизованного гнейса. Длина: 1 — кристаллы, 2 — зерна; ширина: 3 — кристаллы, 4 — зерна.

ных не имеет смысла, поскольку размеры графитовых выделений в исходных гнейсах могут значительно различаться от места к месту, а алмазы в тагамите представляют собой смесь материала, усредненного по большому объему.

Облик импактных алмазов, не испытавших вторичных изменений, может быть охарактеризован как изометричный ($a = b = c$), уплощенно-изометричный ($a = b > c$), удлинено-изометричный ($a > b = c$) и удлинено-уплощенный ($a > b > c$). Распределение ограненных импактных алмазов по типам облика следующее (%): изометричные — 8, уплощенно-изометричные — 18, удлинено-изометричные — 15 и уплощенно-удлиненные — 59.

При рассмотрении связи облика ограненных импактных алмазов с симметрией контуров их базальной плоскости обнаруживается явное тяготение объектов с низкой симметрией (1; 2; m ; $2mm$) к уплощенно-удлиненому облику, уплощенно-изометричные паракристаллы обычно обладают симметрией парапинакоида $6mm$; $3m$; m , а удлинено-изометричный облик характерен для симметрии $2mm$; 2 и 1. Отсюда становится очевидным столь низкий процент встречаемости алмазов с изометричным обликом. Процентное распределение импактных алмазов и графита из ударно-

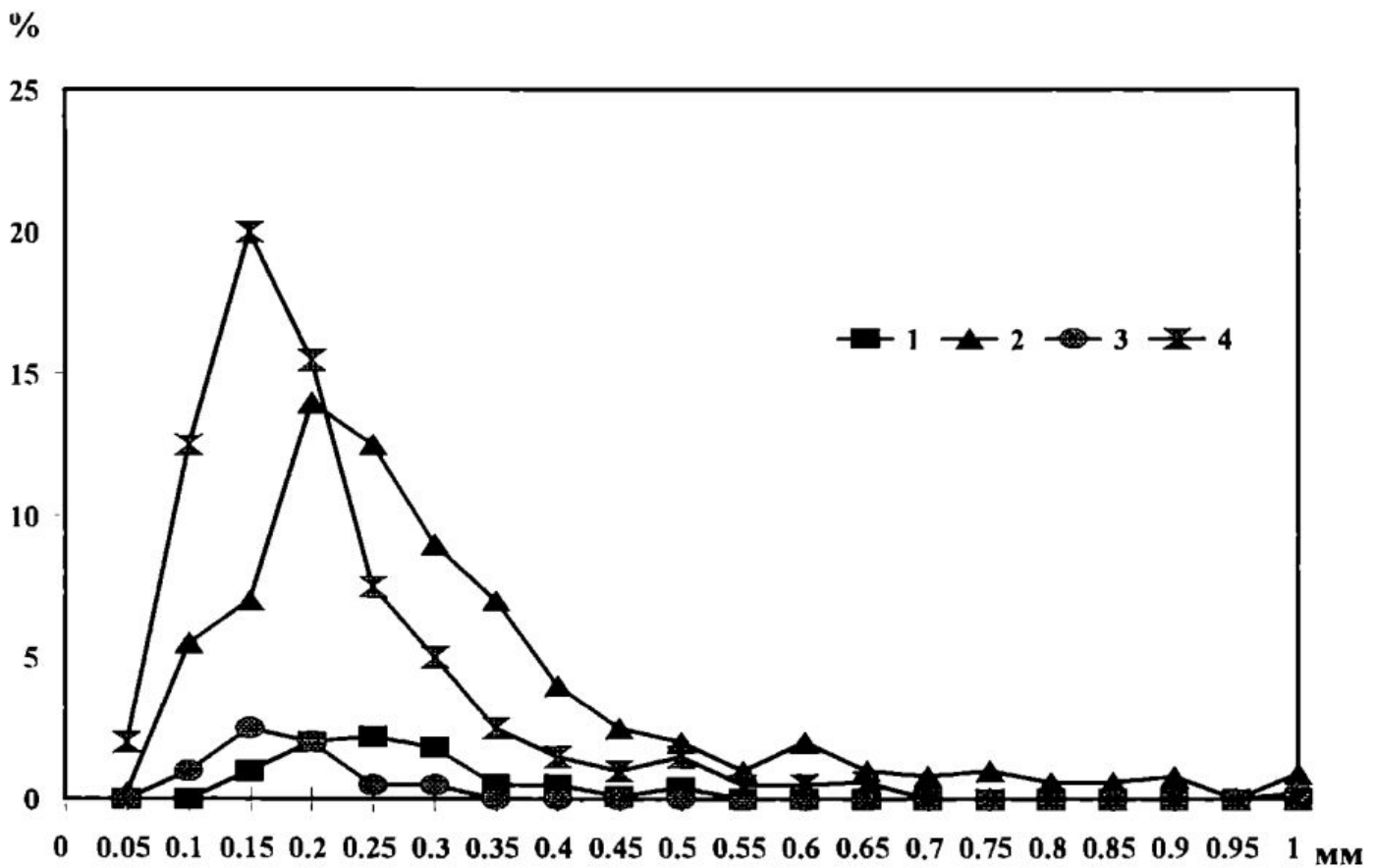


Рис. 5.5. Гранулометрическая характеристика аллотигенных алмазов из образца тагамита. Длина: 1 — паракристаллы, 2 — зерна; ширина: 3 — паракристаллы, 4 — зерна.

таморфизованных гнейсов по симметрии контуров базальной плоскости приведено в табл. 5.1.

Обращает на себя внимание то, что из шести подгрупп ложной симметрии гексагона ($6mm$), симметрия $2mm$ появляется дважды в зависимости от направления удлинения вдоль противоположных углов шестиугольника (для графита зона $[1\bar{2}10]$, второе направление соединяет середины противоположных сторон гексагона (зона $[1100]$). Сравнительный анализ процентного содержания подгрупп плоскостной симметрии базальной плоскости импактных алмазов и пинакоида $\{0001\}$ графита выявляет их подобный характер, причем максимальный процент встре-

Таблица 5.1

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ПАРАКРИСТАЛЛОВ ИМПАКТНЫХ АЛМАЗОВ И КРИСТАЛЛОВ ГРАФИТА ИЗ УДАРНО-МЕТАМОРФИЗОВАННЫХ ГНЕЙСОВ ПО ПЛОСКОСТНОЙ СИММЕТРИИ ИХ КОНТУРОВ

Плоскостная симметрия	Частота встречаемости, %	
	импактных алмазов	кристаллов графита
$6mm$	4	3
$3m$	5	11
$2mm$ $[1\bar{2}10]$	21	16
$2mm$ $[1100]$	10	7
m	13	21
2	37	35
1	10	7

чаемости как графита, так и алмаза, невзирая на окраску, обладает плоскостной симметрией 2, что указывает на унаследованный алмазами характер плоскостной симметрии контуров графита. Кроме того, симметрией 2 описывается и габитус импактных алмазов, исследованный гониометрически.

Данные по гониометрии импактных алмазов основаны на измерениях 40 хорошо ограненных паракристаллов, размер которых не превышал 0,25 мм. Кроме того, в выборку вошли все выделенные подгруппы плоскостной симметрии базальной плоскости. Одним из основных критериев отбора импактных алмазов для измерений явилось полное погасание объекта в поляризованном свете, о чем будет сказано далее. Как показали рентгенометрические исследования, выделяются хорошо текстурированные разновидности, направления текстур которых совпадают с кристаллографическими элементами кубических кристаллов алмаза и кристаллооптическими осями, что является весьма важным для интерпретации гониометрических данных.

В предыдущих работах [Шафрановский, 1985; Квасница, 1985] было отмечено, что импактные алмазы в основном имеют «пинакоидально-призматический», унаследованный от графита габитус, этим обуславливается употребление при описании огранки импактных алмазов символов, присущих гексагональным кристаллам.

Измерения показали унаследованный характер косо́го пояса импактных алмазов по отношению к дипирамидальным граням графита, в отличие от явно новоприобретенного признака преобразования вертикального пояса. Для графитовых кристаллов, вне зависимости от степени ударного метаморфизма, вертикальный пояс составляют две призмы: основная габитусная $\{10\bar{1}0\}$ ($\varphi = 60^\circ, \rho = 90^\circ$) и второго $\{11\bar{2}0\}$ ($\varphi = 30^\circ, \rho = 90^\circ$) рода, грани которых чередуются через 30° . Для импактных алмазов полярные расстояния параграней основной и второй призм в основном отличаются от 60° .

Во всех измеренных паракристаллах наблюдается четкая закономерность — противоположные углы обеих призм равны. Выявляется связь измеренных вертикальных «форм» с обликом паракристаллов, заключающаяся в расположении самого большого угла из вертикального пояса основной призмы $((10\bar{1}0) : (1100); (10\bar{1}0) : (1100))$. Этот угол вдоль удлинения импактного алмаза может быть обозначен как α . Величина α варьирует от 88 до 61° ($\Delta = 27^\circ$). Полярные расстояния остальных двух углов β — средний — $((0\bar{1}10) : (10\bar{1}0); (01\bar{1}0) : (10\bar{1}0))$ и γ — $((0\bar{1}10) : 1100); (01\bar{1}0) : (10\bar{1}0))$ всегда меньше α , т. е. β от 73 до 49° , а γ от 53 до 23° .

Углы α, β, γ импактных алмазов характеризуются разнообразием значений. При их сравнении с соответствующими углами графита выявляется, что отклонения параграней от вертикального пояса обеих парапризм дают три комбинации смещений от положения граней в графитовых кристаллах — по и против часовой стрелки. Это говорит о проявлении механизма вращения некоторых морфологических элементов при полиморфизме графит—импактный алмаз. Следует также отметить, что наличие или отсутствие других полиморфных фаз углерода (лонсдейлит, графит) не влияет на степень разворота вертикального пояса параграней, скорее всего, она является реакцией материала на изменение объема при полиморфизме.

Параграни косо́го пояса импактных алмазов имеют унаследованный характер от граней графита. Для импактных алмазов найдено 57 простых форм, встречающихся и на кристаллах графита [Квасница и др., 1988].

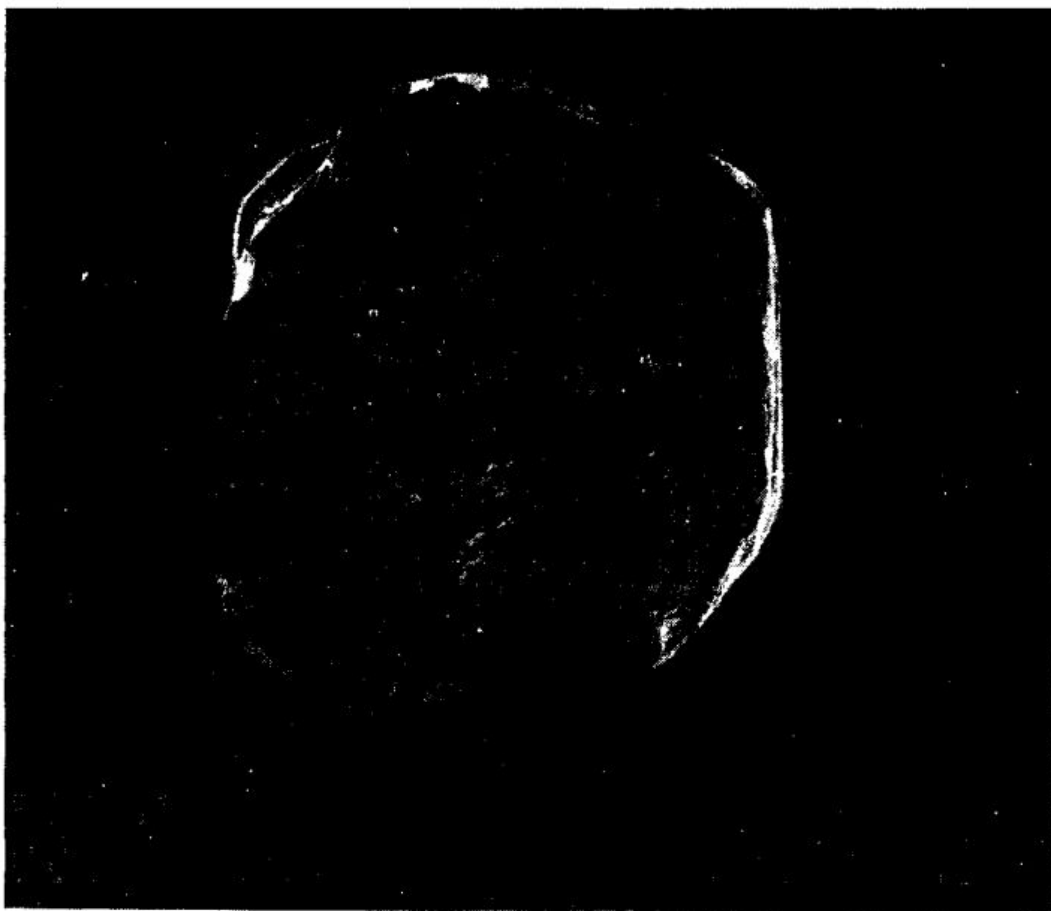


Рис. 5.6. Двойниковая штриховка на парапинакоиде аллотигенного импактного алмаза. Ув. $\times 300$.

Парадипирамидальные грани как первой, так и второй призм хорошо совпадают с ρ графитовых дипирамид. Следует отметить, что чаще всего встречаются парадипирамиды из зоны габитусной парапризмы с $\rho = 72^{\circ}32' \{10\bar{1}1\}$, $\rho = 5^{\circ}11' \{1.0.\bar{1}.35\}$, $\rho = 68^{\circ}31' \{4045\}$, а для парапризм второй парапризмы характерны малые значения $\rho = 20^{\circ}09' \{1.1.\bar{2}.15\}$, $\rho = 15^{\circ}23' \{1.1.\bar{2}.20\}$, но чаще встречается парагрань $\rho = 6^{\circ}17' \{1.1.\bar{2}.50\}$.

Подводя итог анализу, следует отметить, что параграни основной призмы отвечают за габитус, а также за проявление ступенчатой штриховки (слоев роста), унаследованной от графита, а парапризмы второго рода определяют направления трещиноватости импактных алмазов, а также унаследованной от графита макродвойниковой штриховки.

Кроме унаследованных от графита двойниковых штриховок (рис. 5.6) и частично унаследованных и новообразованных трещин, на базальных парагранях импактных алмазов могут оставаться следы унаследованных от графита индукционных поверхностей срастания с другими минералами, выражающимися в виде углублений. Из-за пластичности графита его совместный рост с другими минералами может приводить к изгибанию кристаллов, что после перехода в алмаз передается последнему. Такие деформации характерны для импактных алмазов.

Аллотигенные импактные алмазы, находящиеся в импактитах (тагамитах и др.), обладают специфическим мелкоямчатым рельефом поверхности, являющимся результатом окислительных процессов, протекающих при высоких температурах. В связи с этим характерными признаками импактных алмазов из тагамитов и импактных стекол, кроме матированного

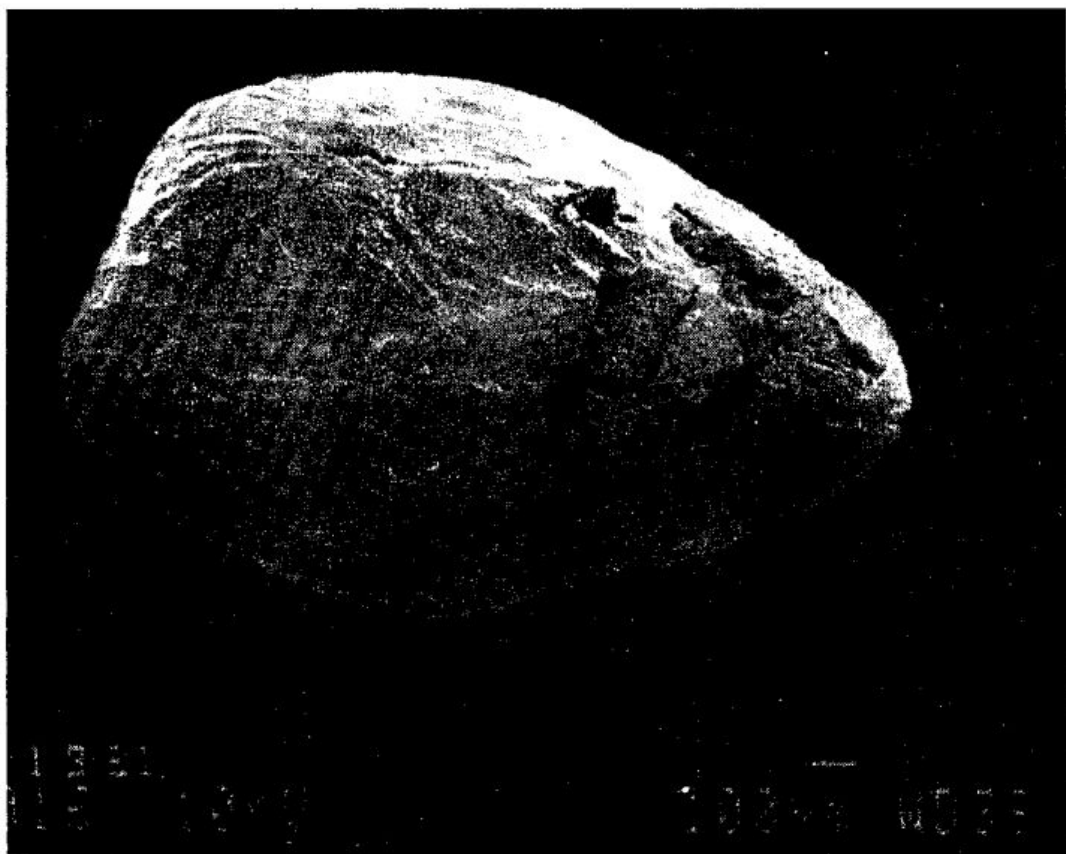
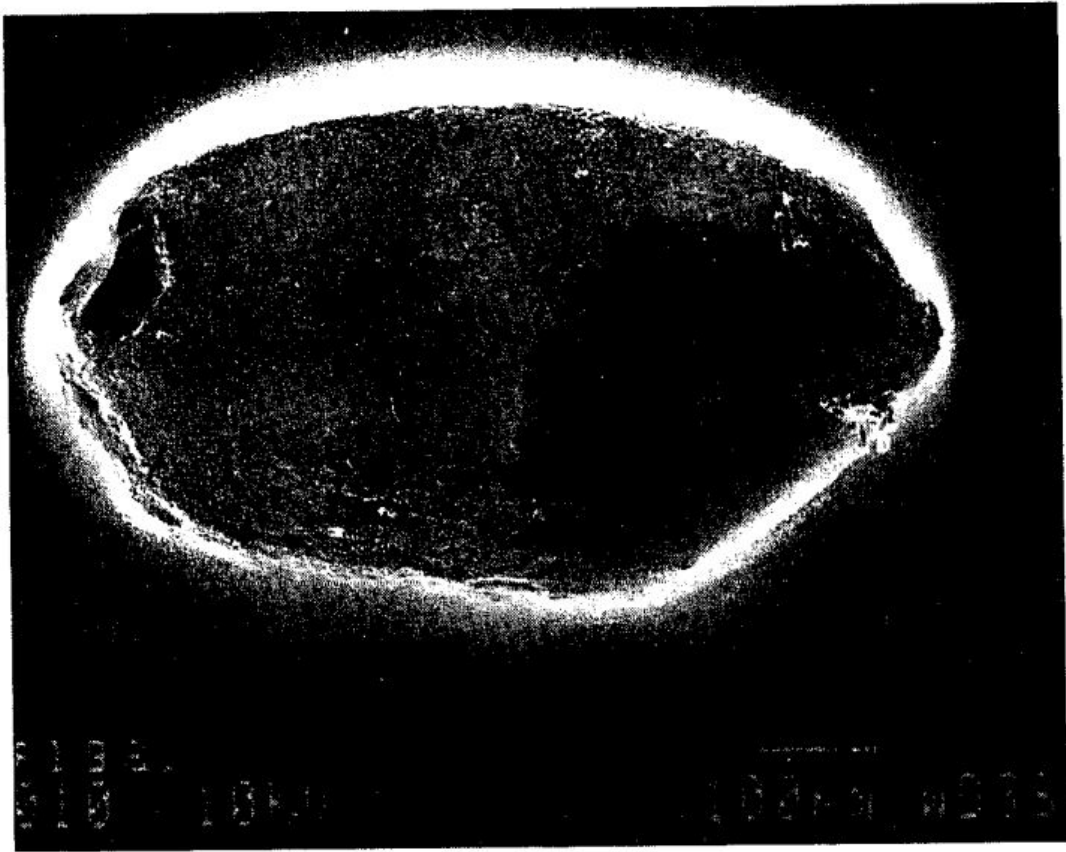


Рис. 5.7. Облик и рельеф поверхности аллотипенных импактных алмазов:

вверху — сглаживание парारेбер, появление мелкочапчатого рельефа на (0001); *внизу* — округление параграней, параребер, паравершин, разьедание трещин.



Рис. 5.8. Интенсивно корродированное зерно импактного алмаза. Поперечник зерна 0,25 мм.

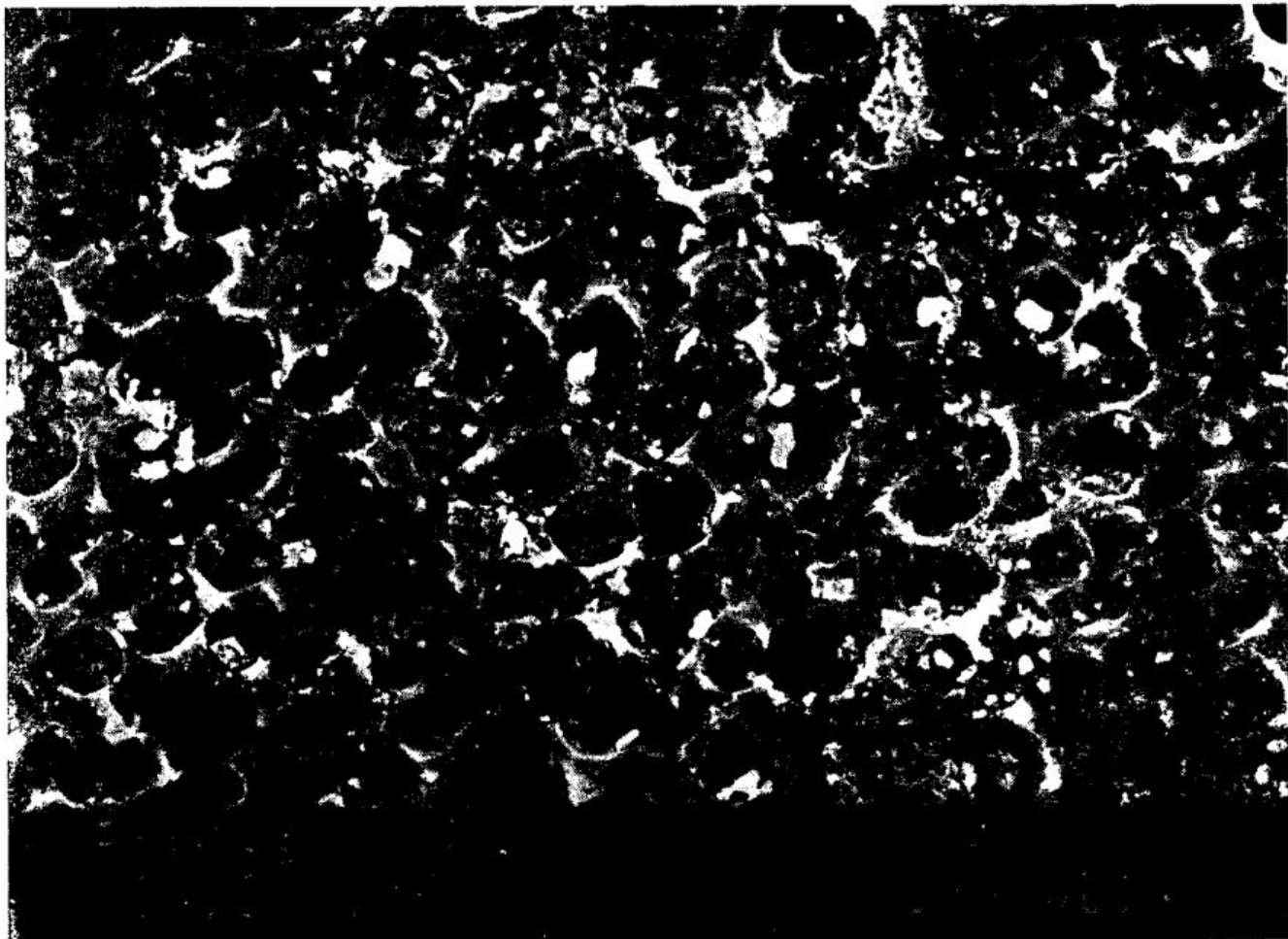


Рис. 5.9. Микросталлитовое строение поверхности парапинакоида аллотигенного импактного алмаза (1см = 1мкм).

характера поверхностей всех параграней (рис. 5.7), является округлость параребер, параграней и паравершин, причем степень округленности влияет на облик импактных алмазов, доводя его до предельных эллипсовидных форм — овалоидов, шаров, дисков. Элементы форм стираются, двойниковые ступеньки сглаживаются, а двойниковые швы — растравливаются, вплоть до образования сквозных «пропилов». Интенсивная коррозия в конечном счете может приводить к возникновению как бы изъеденных частиц алмазов, местами напоминающих кружева (рис. 5.8).

При больших увеличениях матированность поверхностей паракристаллов и зерен имеет характер сотового рельефа (рис. 5.9), выявляя мелкозернистое (кристаллитовое) строение импактных алмазов, прерывающееся по трещинкам и двойниковым швам [Румянцев и др., 1980]. Кристаллиты, проявляющиеся на базальных парагранях алмазов, имеют шестиугольные контуры и удлиненно-уплощенный облик, средний их размер ($1,0 \times 0,7$ мкм), характерно удлинение 1,4. Этими параметрами обладают желтые алмазы, кристаллиты белых и бесцветных разновидностей имеют несколько большие размеры ($1,5 \times 0,9$ мкм), формы кристаллитов более изометричны, $a/b = 1,3$.

Кристаллиты, как и паракристаллы, имеют те же подклассы плоскостной симметрии с преобладающим значением подкласса 2. Кроме того, симметрией подобия обладают контуры шестиугольных кристаллитов и паракристаллов, даже направления удлинений их совпадают. Отмечаются кристаллиты более сложного строения, когда контур нижнего повернут на 30° относительно верхнего. Все это показывает, что внутренняя морфология импактного алмаза относится к новоприобретенным признакам.

5.2. Фазовый состав и микроструктура

Рентгенографические исследования импактных алмазов позволили установить ряд их важнейших отличий от подавляющего большинства алмазов из кимберлитов, в первую очередь, их поликристаллическое сложение и текстурированность, связанные с тем, что они образованы упорядоченно расположенными кристаллитами с поперечником около 10^{-5} см. Одним из важнейших типоморфных признаков импактных алмазов является их фазовый состав. Рентгеноструктурный анализ и данные КР [Масайтис и др., 1990] показали, что они подразделяются на алмазы, состоящие исключительно из кубической фазы, а также алмазы, содержащие, кроме того, гексагональную фазу — лонсдейлит. И в тех, и в других нередко присутствует как первичный, так и новообразованный графит. Основой импактных алмазов является кубическая фаза ($a_0 = 3,56 \text{ \AA}$), имеющая поликристаллический характер, о чем свидетельствуют сильные уширения пиков 111 и 110 на дебаеграммах, а также двойники, регистрируемые на лауеграммах (рис. 5.10). Кроме того, выявляется текстурированность двух порядков, причем ее наличие фиксируется в образцах, имеющих полное погасание, что тем самым связывает внутреннее сложение с внешней морфологией паракристаллов.

Первое направление текстуры наблюдается вдоль базальной плоскости образца, где сдвойникованные (что отмечено штрихом после индекса формы) по 111' кристаллиты (см. рис. 5.10, с. 120, вверху) располагаются слоями, то есть сетка пинакоида первичного графита $\{0001\}$ переходит в сдвойникованные сетки $\{111\}'$. Второе направление текстуры связывает грань

призмы $\{10\bar{1}0\}$ графита с $\{11\bar{2}\}'$ алмаза, точнее $\{10\bar{1}1\}$ графита с $\{111\}$ алмаза (см. рис. 5,10, с. 120, внизу) или грань $\{11\bar{2}0\}$ графита с $\{110\}'$ алмаза (см. рис. 5.10, с. 121). Все это соблюдается вне зависимости от наличия других структурных фаз углерода. Преимущественным распространением пользуются алмазы, содержащие от первых до 40 % лонсдейлита [Квасница, 1985; Румянцев и др., 1980; Каминский и др., 1985], причем он закономерно сростается с кубической фазой [Курдюмов и др., 1979; Горгоцкая и др., 1989]. Закономерности ориентировки кристаллических фаз углерода в природных процессах полиморфного перехода графит—импактный алмаз иллюстрируются табл. 5.2. Сравнение узоров сеток соответствующих граней полиморфов углерода, где наблюдаются проявления эпитаксии, вызванные преобразованием графита посредством двойникования в алмаз и возникновением лонсдейлита, показывает, что такие закономерности вполне объяснимы. Отмечается совпадение ориентировок гексагональных фаз лонсдейлита и графита в импактном алмазе, где шестерные оси накладываются на двойные с аналогичными по кристаллографии сrostками неклассических двойников графита [Шафрановский, 1981].

Электронно-микроскопические исследования чисто кубических импактных алмазов, а также алмазов, содержащих, по данным рентгенограмм, лонсдейлит, выявили высокую плотность линейно-плоскостных дефектов в кристаллитах. Три направления таких дефектов образуют системы, пересекающиеся под углами 60° (рис. 5.11). Нельзя исключить предположение, что лонсдейлит не существует как самостоятельная фаза, образующая индивиды, отделенные поверхностями раздела от кубической, а соответствующие рентгенометрические характеристики являются следствием высокой плотности таких дефектов [Koeberl et al., 1997].

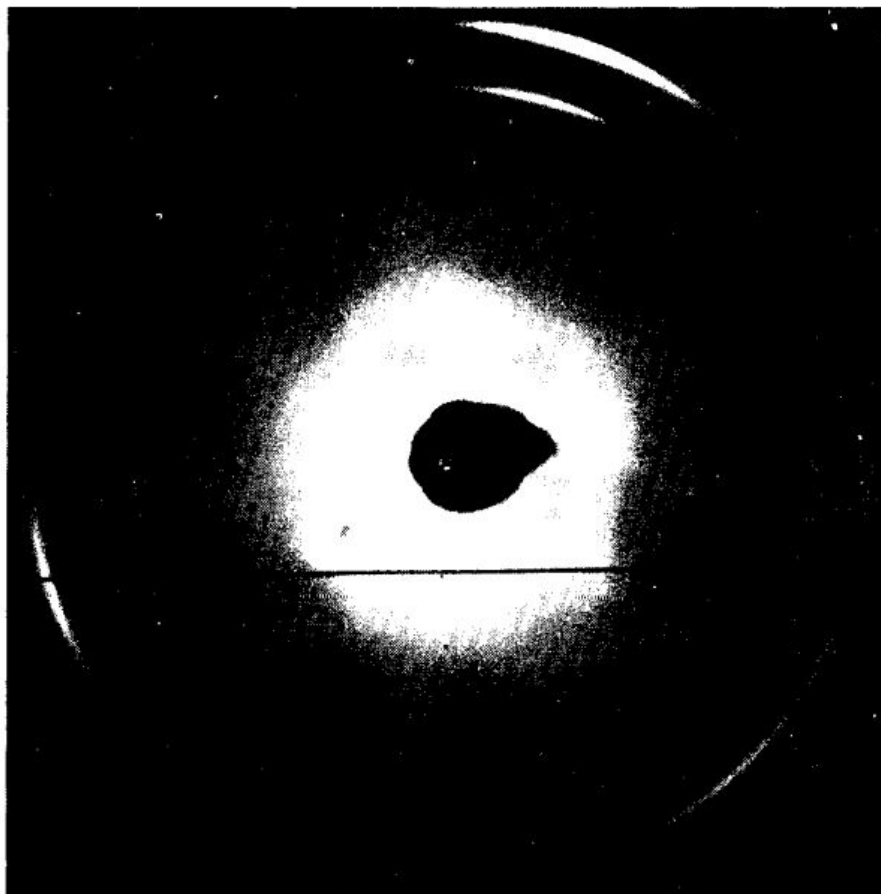
Общая дефектность импактных алмазов и ее природа изучались методом ЭПР [Suchardjevskiy et al., 1992]. Особенностью проведенных исследований являлось использование спектрометра РЭ-1380 в Q-диапазоне на частоте 37 100 МГц. Спектры были получены при комнатной температуре; чтобы исключить влияние парамагнитных центров атмосферного воздуха, съемка велась в атмосфере газообразного азота. В качестве объектов исследования использовались отдельные образцы с ярко выраженными кристаллографическими очертаниями, что позволило провести их ориентировку относительно направления вектора поляризуемого магнитного поля. В общей сложности было получено более 150 спектров ЭПР с 25 зерен импактных алмазов, охарактеризованных по данным рентгеновского изучения и отличавшихся друг от друга по цвету и плотности. Полученные результаты позволяют высказать следующие предположения о дефектной структуре импактных алмазов.

Изучение угловой зависимости поведения пакета слабаразрешенных линий в области g-фактора 2,0032, фиксирующегося для всех изученных образцов, позволяет сделать вывод, что исследованные образцы представляют собой сrostки микрористаллов, имеющих направление преимущественной ориентации параллельно оси L_3 отдельных кристаллитов кубической фазы. Поскольку размеры исследованных образцов не превышали объема $0,5 \text{ мм}^3$, а спектры ЭПР-центров в различных направлениях соответствовали спектрам порошков, можно сделать вывод, что размеры отдельных кристаллитов не превышают 25 мкм. Кроме того, было установлено, что описываемый пакет линий в области g-фактора 2,0032 является суперпозицией по крайней мере двух линий, принадлежащих различным парамагнитным дефектам. В силу различной физической природы и типа занимаемых кристаллических



Рис. 5.10. Лауэграммы импактных алмазов, содержащих лонсдейлит (шесть сигналов от $\{111\}$ указывают на двойниковый характер его сложения):

с. 120,верху — базальной плоскости (0001); внизу — параграниц (0110); с. 121 — параграниц (2110).



позиций, эти электронные дефекты обладают различной способностью взаимодействовать с электромагнитным СВЧ-полем. В то время, как один из наблюдаемых центров практически не испытывает насыщения электромагнитным полем до значений 1 МВт, интенсивность и ширина линии второго начинают проявлять зависимость от мощности СВЧ-поля уже при ее значениях около 0,05 МВт, а при 0,1 МВт испытывает насыщение. Электронный дефект, не проявляющий зависимости от мощности СВЧ-поля, коррелирует с содержанием лонсдейлита, присутствие и количество которого определялось по данным рентгеновского анализа.

Особый интерес представлял поиск в импактных алмазах парамагнитного азота, ЭПР-спектр которого состоит из трех линий сверхтонкой структуры (СТС), обусловленной взаимодействием неспаренной спиновой плотности с магнитным моментом ядра атома N и имеет значение g-фактора 2,0025. Установлено, что весь исследованный материал не содержит парамагнитных дефектов, связанных с вхождением в решетку атомарного азота, за исключением одного из образцов, имеющего желтый цвет и

Таблица 5.2

СООТНОШЕНИЕ ОРИЕНТИРОВОК МОРФОЛОГИЧЕСКИХ, СТРУКТУРНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ И ОСЕЙ ИНДИКАТРИСЫ ПАРАКРИСТАЛЛОВ АЛМАЗА

Морфологические элементы графита	Структурные элементы		Оси индикатрисы
	кубическая фаза	гексагональная фаза	
0001	{111}'	10 $\bar{1}$ 0	Nm
10 $\bar{1}$ 0	{11 $\bar{2}$ }'	11 $\bar{2}$ 0	Ng
11 $\bar{2}$ 0	{110}'	0001	Np

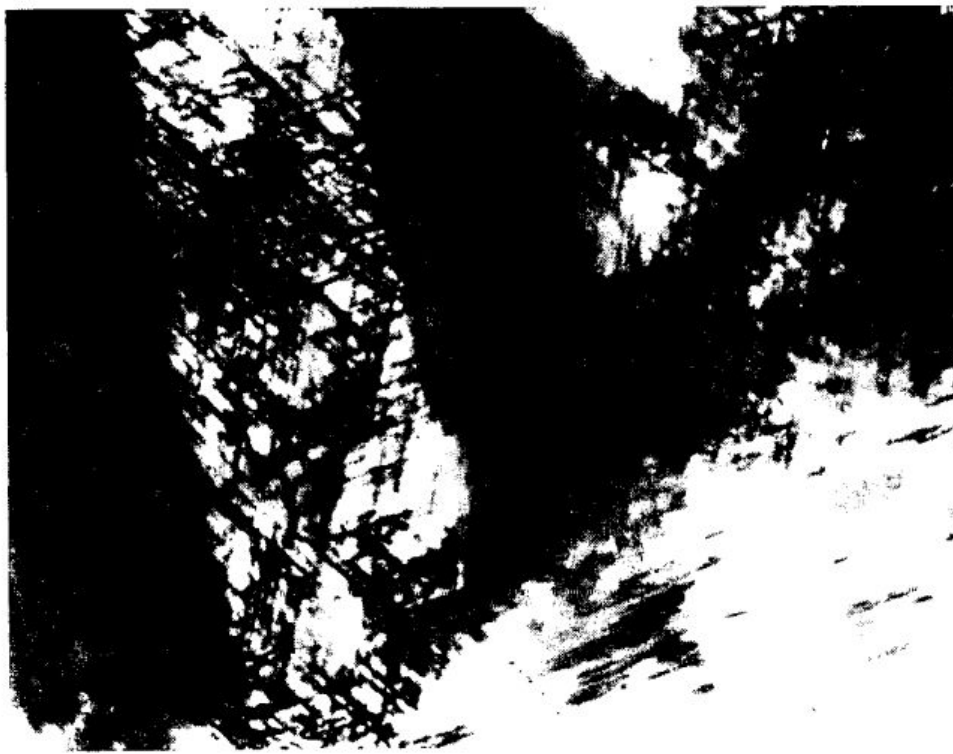


Рис. 5.11. Просвечивающее электронное изображение (ТЕМ) импактного алмаза, выявляющее линейный характер дефектов в кристаллитах, слагающих агрегат. Масштаб: 1 см = 71 нм.

высокую плотность. Однако повторное исследование этого зерна после окисления его поверхности показало полное отсутствие в нем дефектов, связанных с атомарным азотом. Это свидетельствует о том, что если атомарный азот в исключительных случаях и фиксируется в спектрах ЭПР импактных алмазов, то он локализуется на поверхности «паракристаллов» и не связан с кристаллической решеткой последних.

5.3. Физические свойства

Несмотря на поликристаллическое строение, импактные алмазы прозрачны и обладают уникальными кристаллооптическими свойствами. Хорошо сформированные импактные алмазы, т. е. обладающие высокой упорядоченностью, проявляющейся в наличии описанной ранее текстуры в двух направлениях, по кристаллооптическим свойствам имитируют монокристаллы низших сингоний. В скрещенных николях в них наблюдается двупреломление, значение которого колеблется от 0,027 до 0,044, в среднем составляя 0,0108 [Бочек и др., 1984; Гневушев и др., 1986]. Двупреломление импактных алмазов является типоморфным признаком и обусловлено их сложным дефектным строением. Показатели преломления импактных алмазов в целом колеблются от 2,436 до 2,413, причем отмечается тенденция к увеличению показателя преломления от темноокрашенных зерен к светлоокрашенным.

При ортоскопических исследованиях параграни {0001} были получены коноскопические фигуры, характерные для двуосного минерала — две размытые гиперболы, быстро уходящие при повороте предметного столика за пределы поля зрения. Оптический знак, определенный при помощи гипсовой пластинки, — отрицательный.

В скрещенных николях при вращении поляризаторов наблюдается двойное погасание алмазов вдоль (0110) и (2110), совпадающее с Ng и Np соответственно, причем для паракристаллов ось Np обычно параллельна удлинению, а ось Nm направлена вдоль [0001]. Учитывая приведенные ранее рентгеновские данные, можно связать структурное сложение сдвой-

никованных параграней с кристаллооптическими характеристиками импактных алмазов, а также с их морфологией. Следует отметить, что кристаллооптические данные не зависят от наличия или отсутствия лонсдейлитовой фазы (см. табл. 5.2).

Приведенные морфологические, структурные и кристаллооптические данные дают основание для выделения элементарного слоя в импактных алмазах, конституция и физические свойства которого скорее всего соответствуют и отдельному кристаллиту. Однако следует отметить, что хорошо сложенные образования встречаются крайне редко (6 %), гораздо чаще встречаются импактные алмазы, в которых названные слои не упорядочены, что вызывает волнистое погасание (80 %). Существуют и изотропные импактные алмазы, что связано с углом поворота наложенных друг на друга элементарных слоев. Так, алмазы, не проявляющие полного погасания (12 %), сложены двумя элементарными слоями, базальные плоскости которых совпадают, а оси оптических индикатрис составляют 45° , при угле в 90° импактный алмаз не просветляется (2 %).

Цвета интерференции зависят от толщины алмазов, при этом ярко окрашены валикообразные микродвойники, выступы; понижения в рельефе зерна понижают и цвета интерференции относительно фона.

Для алмазов, извлеченных из тагамитов, зювитов и импактных стекол, характерно рассеивание света из-за мелкоямчатого рельефа поверхностей, приводящего к появлению белого цвета у бесцветных импактных алмазов, в скрещенных николях интерференция в таких случаях расплывчата.

По цветовой гамме импактные алмазы подразделяются на два класса: светлые и темные. В первый входят:

- бесцветные или, при наличии мелкоямчатого рельефа, белые;
- желтые разных оттенков;
- светло-бурые (до 5 % включений графита).

Второй класс образуют:

- темно-бурые;
- серые и серебристые;
- черные разновидности.

Класс темных алмазов визуально характеризуется присутствием графита. Так, в темно-бурых алмазах количество графита может достигать 50 %, к черному типу относятся непрозрачные алмазы, содержащие значительное количество графита, причем листоватые графитовые включения понижают блеск алмазов, в отличие от мелкодисперсного графита, придающего алмазам стеклянный блеск. В тонких просвечивающих пластинках блестящие черные алмазы при одном поляризаторе дают дихроичную картину, причем для паракристаллов отмечается повышение густоты окраски вдоль N_p , а осветление по N_g , что говорит о густоте трещин вдоль направления N_p , по которым прошла графитизация.

Серые импактные алмазы своим цветом обязаны микротрещиноватости, подчеркнутой графитом, обычно это блочные, мозаичные зерна. Развитие однонаправленной трещиноватости, обычно по границам двойников, придает алмазам серебристый цвет, муаровую фактуру и игольчатую отдельность. Такие зерна встречаются чрезвычайно редко.

В табл. 5.3 приведены данные о процентных содержаниях импактных алмазов различной окраски, извлеченных из отдельных типов пород. При этом надо иметь в виду, что в коптокластитах алмазы встречаются во фрагментах закаленных стекол. В тагамитах преимущественно содержатся алмазы светлого класса, хотя высокие температуры расплава, которые

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ (%) РАЗНООКРАШЕННЫХ ИМПАКТНЫХ АЛМАЗОВ
ИЗ РАЗЛИЧНЫХ ТИПОВ ПОРОД

Окраска	Гнейсы ударнометаморфизованные	ВТ-тагами-ты	НТ-тагами-ты	Зювиты	Коптокластиты
Бесцветная, белая	6	6,1	6,0	16,3	34,8
Желтая	15	28,0	30,1	57,9	38,0
Светло-бурая	14	27,5	35,9	13,1	3,0
Темно-бурая	13	15,6	7,5	3,9	6,0
Серая	1	6,3	6,5	2,2	0,0
Черная	51	16,5	14,0	6,6	18,2
Светлые/темные	0,5	1,6	2,6	6,9	3,1

воздействовали на алмазы, должны были бы привести к их графитизации, т. е. к возрастанию количества зерен черной окраски, особенно в случае высокотемпературных тагамитов. Однако интенсивные окислительные процессы скорее всего уничтожили следы графита, тем самым вызвав осветление материала. Аутигенные алмазы из гнейсов, напротив, характеризуются относительно большим содержанием темных алмазов, что может объясняться малой степенью развития окислительных процессов и сохранением как реликтовых включений первичного графита, так и графитовых оболочек алмазных зерен.

Плотность импактных алмазов определялась с помощью термоградиентной трубки ТГП-1, позволяющей одновременно разделять анализируемый материал на фракции с узким диапазоном значений плотности. Изучению было подвергнуто более 1500 зерен импактных алмазов, извлеченных как из коренных пород, так и из россыпей. Было установлено, что плотность импактных алмазов варьирует от 3,2846 до 3,6127 г/см³.

Столь широкий диапазон изменения плотности, в сравнении с данными по кимберлитовым алмазам, обусловлен конституционными особенностями импактных алмазов: полифазностью этих образований, но, главным образом, особенностями их поликристаллической структуры. Наблюдается зависимость между плотностью и цветом импактных алмазов. Так, процентное содержание темных алмазов среди низкоплотных разновидностей существенно выше, чем светлых, количество которых резко возрастает по мере утяжеления материала. Отмечается сквозное присутствие во всем диапазоне плотностей алмазов черного цвета и стабильное присутствие во всех диапазонах значений плотности, начиная с 3,3845 г/см³, бесцветных, белых и желтых. Таким образом, даже однородные зерна желтого цвета без видимых под микроскопом трещин, мозаичности и включений (в том числе графита) имеют плотность 3,3845 г/см³, а среди зерен черного цвета, содержащих графит и характеризующихся в целом более низкими значениями плотности, встречены зерна с плотностью 3,61 г/см³. Это объясняется различной степенью дефектности одноцветных импактных алмазов, что отмечено при изучении материала методом электронного парамагнитного резонанса, результаты которого приведены ранее.

Представляет интерес полное распределение по плотности минералов кристаллического углерода, извлеченных из одного образца алмазосодержащего гнейса (рис. 5.12). Обращает на себя внимание разорванность

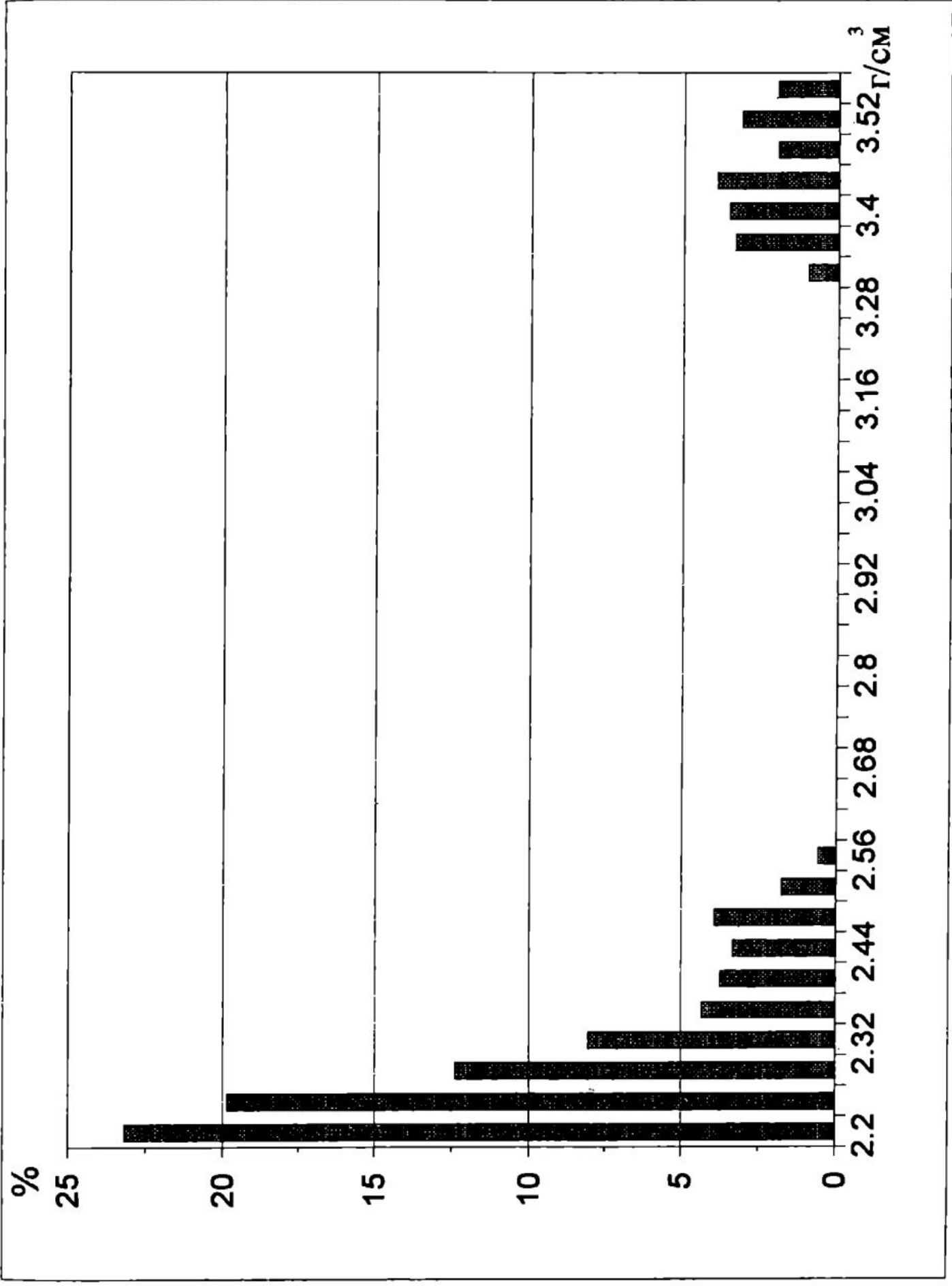


Рис. 5.12. Распределение графита и алмаза из ударно-метаморфизованного гнейса по плотности.

распределения, распадающегося на две неравные части: графитовую (80 %), занимающую интервал от 2,2 до 2,58 г/см³, и алмазную (20 %), располагающуюся в диапазоне 3,34—3,55 г/см³.

Распределение графита по плотности имеет несимметричный характер с модой (24 %), близкой к эталонному интервалу плотности графита (2,21—2,26 г/см³). Наблюдаются и другие пики, но они слабо выражены. Изучение химического состава и рентгеноструктурных особенностей графитов, имеющих различную плотность, показало, что, как и для импактных алмазов, изменение плотности графитов, испытавших ударное воздействие, связано в первую очередь со степенью их дефектности. Высокая степень дефектности проявляется в сильном уширении рентгеновских пиков высокоплотного графита и выражается в сильном однонаправленном двойниковании (обычно параллельно удлинению кристаллов) в виде густой штриховки, осложняющей пинакоидальную грань графита. Кроме того, такой графит обнаруживает хрупкость и дезинтегрируется, теряя характерную для графита спайность по (0001). Измеренная на микротвердометре МПТ-3 твердость для таких зерен достигает 71,1—131,5 г/см², в то время как низкоплотный графит имеет твердость 4,9 г/см², близкую к эталонному значению 5,5 г/см². По прочностным характеристикам импактные алмазы во многих случаях превосходят кимберлитовые, они обладают также повышенной термостойкостью.

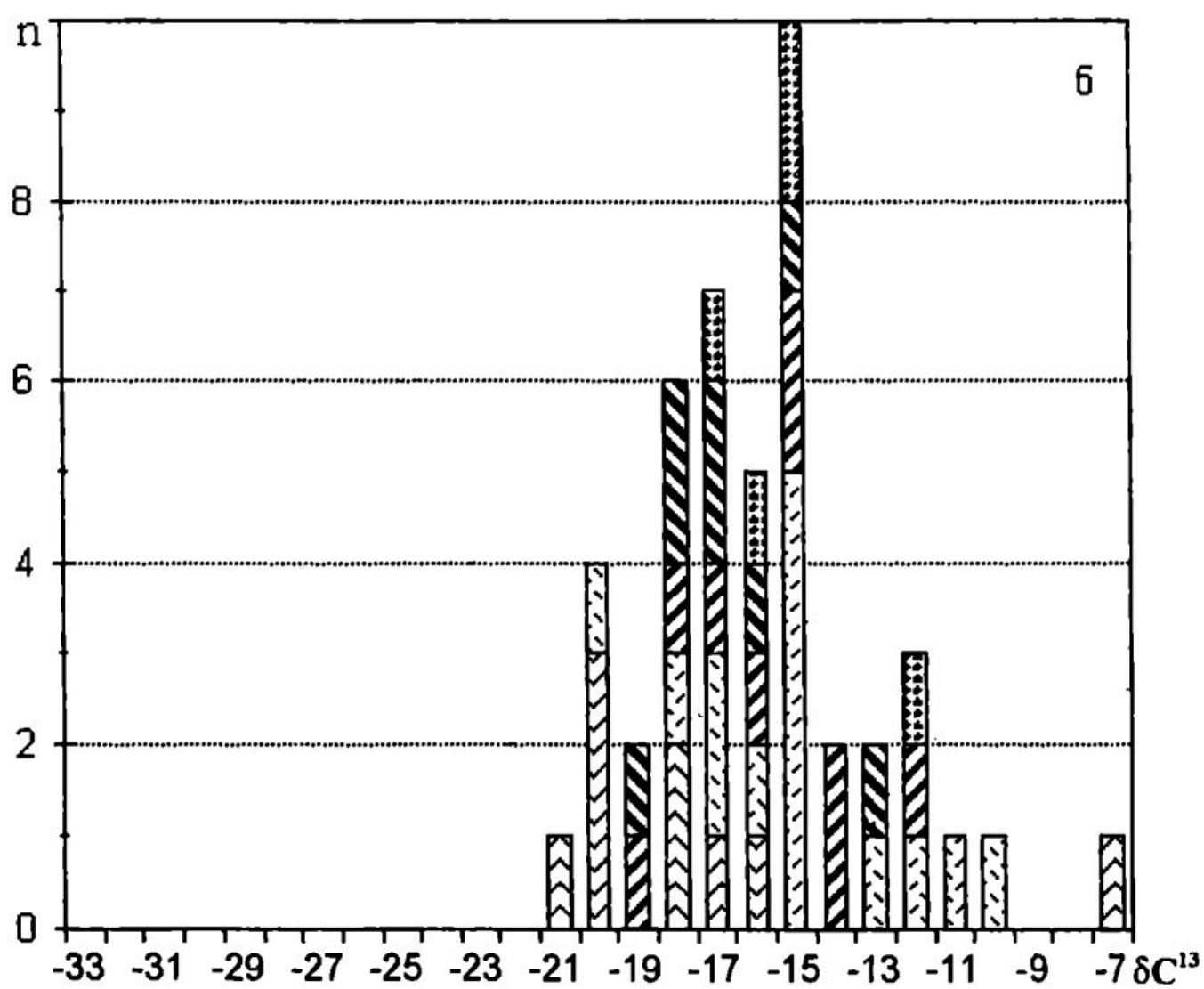
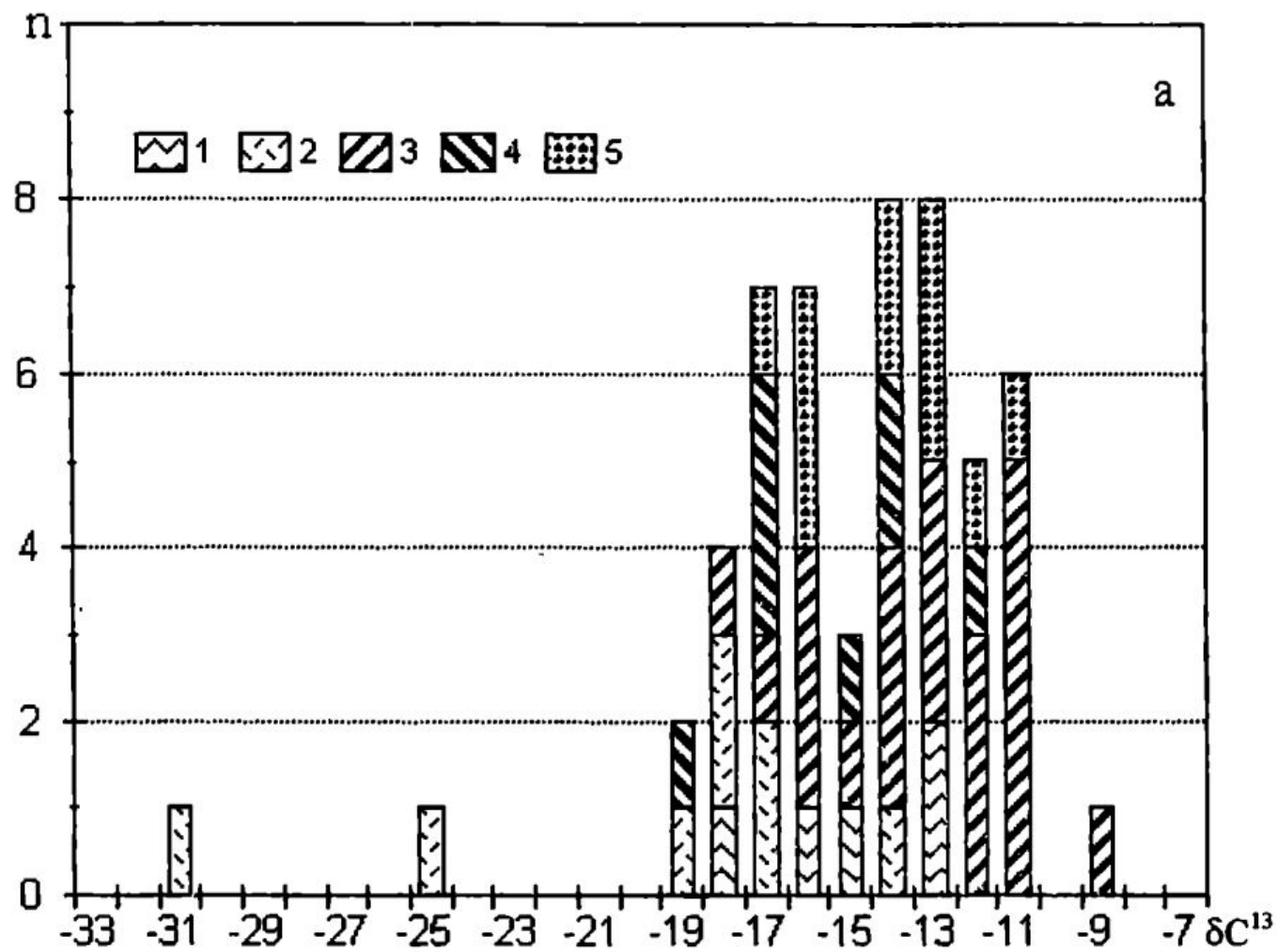
Все импактные алмазы (за исключением черных) проявляют яркую желто-оранжевую люминесценцию в ультрафиолетовых лучах (возбуждение областью 3500—4000 Å), что скорее всего вызвано дефектами структуры.

5.4. Изотопный состав

Импактные алмазы из Попигайской астроблемы (рис. 5.13, а) характеризуются следующими пределами колебаний $\delta^{13}\text{C}$: от —9,9 до —31,5 ‰ [Галимов и др., 1978, 1980; Галимов, 1984; Вишневский и др., 1974; Ивановская, 1982; данные Г. И. Шафрановского]. Изучение изотопных составов импактных алмазов и сосуществующих с ним минералов углерода и углеродного вещества из разных импактных кратеров показывает, что они в основном наследуют изотопный состав исходного субстрата. Для апографитовых импактных алмазов изотопный состав близок к составу исходного графита [Вишневский и др., 1974] (рис. 5.13, б), а для апоугольных — составу исходного угля [Езерский, 1986]. Однако полного совпадения $\delta^{13}\text{C}$ не наблюдается, что возможно свидетельствует о незначительном фракционировании изотопов углерода в ходе преобразования исходного материала в алмаз. Таким образом, импактные алмазы наследуют не только морфологические характеристики, но и геохимические особенности первичного материала, а том числе и его изотопный состав. В рассматриваемом случае — это графит архейских кристаллических пород хапчанской серии.

Рис. 5.13. Гистограммы изотопного состава углерода:

а — графита, б — импактных алмазов (источник информации: 1 — [Вишневский и др., 1974]; 2 — неопубликованные материалы Г. И. Шафрановского; 3 — [Галимов и др., 1978, 1980, 1984]; 4 — [Грицик и др., 1988]; 5 — [Ивановская, 1981]).



6. ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ИМПАКТНЫХ АЛМАЗОВ В ИМПАКТИТАХ

6.1. Общие сведения об опробовании

Присутствие алмазов в импактитах было установлено на всей площади их распространения в астроблеме. Для этого применялось точечное опробование коренных выходов и элювиально-делювиальных отложений, опробовался также керн скважин. В отдельных случаях обогащению подвергались крупнообъемные пробы массой во многие тонны, из концентратов которых также извлекались алмазы. Обработка точечных и керновых проб после их дробления и квартования производилась чаще всего путем термохимического разложения их силикатной части и извлечения различных фаз углерода из полученных остатков, хотя применялись и другие методы (истирание, флотация, гравитационные методы и пр.). Малый размер зерен импактных алмазов и относительная насыщенность ими импактитов позволили использовать навески от 100 до 500 г, в ряде случаев более крупные. Достоверность полученных результатов неоднократно проверялась, так же как и воспроизводимость анализов. Было установлено, что при дроблении исходных пород во время пробоподготовки происходят потери алмазов, составляющие до 25 % их массы.

Импактиты были опробованы с поверхности на площади около 1150 км², в том числе тагамиты на площади около 300 км², а зювиты на площади около 850 км². Всего было отобрано и обработано около 1800 проб, из них около 1000 из тагамитов и остальные из зювитов. На отдельных локальных площадях, где были установлены повышенные концентрации алмазов, сеть опробования была сгущена, и из обоих типов пород было отобрано еще около 450 проб. Учет неравномерности опробования, различных потерь и прочего позволили установить, что точность определения среднего содержания алмазов в импактитах в целом по астроблеме составляет $\pm 5-10$ %.

Опробование показало, что в пределах астроблемы имеет место фоновая относительно низкая алмазоносность как тагамитов, так и зювитов. Вместе с тем на отдельных локальных площадях были установлены более высокие содержания алмазов, они могут рассматриваться как участки с умеренной и высокой алмазоносностью. При этом концентрации алмазов выше фона в первых в 1,5—2 раза, а во вторых — в 3—7 раз. Опробование керна подтвердило данные, полученные при опробовании пород на поверхности, расхождения в оценках лишь в одном случае составили более 50 %. В целом среднее содержание алмазов в тагамитах по отношению к таковому в зювитах оценивается как 3 : 2.

Выборочному опробованию подверглись также включения ударно-метаморфизованных гнейсов в импактитах. Установление характера алмазоносности этих графитсодержащих пород представляет большой интерес, поскольку они являются исходным субстратом, испытавшим плавление, в результате чего возникли алмазоносные импактиты. В большинстве случаев гнейсы, включенные в импактиты, являются неалмазоносными или содержат единичные зерна алмазов, присутствие которых, определяемое анализами, можно рассматривать как лабораторный фон. В отдельных образцах, особенно в тех, где при визуальном осмотре можно обнаружить включения чешуек графита, содержание алмазов ока-

зывается весьма значительным. Оно превышает не только фоновое содержание алмазов в тагамитах и зювитах в целом по кратеру, но превосходит также среднее содержание алмазов в этих породах на участках с высокой алмазонасностью, достигая ураганных концентраций в сотни карат на тонну. Интересно отметить, что такие образцы весьма высокоалмазонасных гнейсов были встречены именно в пределах таких участков. Эти включения высокоалмазонасных гнейсов и плагиогнейсов, относящиеся преимущественно к биотит-гранатовым и другим разновидностям, детально описаны в разделе 3.

6.2. Распределение алмазов в пределах астроблемы

Детальное рассмотрение характера распределения алмазов на площадях с разным уровнем алмазонасности импактитов показывает, что на участках с относительно высокой и умеренной алмазонасностью он аппроксимируется гауссовой кривой с модой, превышающей значения фона в три раза и более. Для относительно низкоалмазонасных площадей кривая распределения асимметрична с максимумом в области фоновых значений концентраций, иногда бимодальна со вторым небольшим максимумом.

Оценка соотношений содержаний алмазов в тагамитах и зювитах, развитых в пределах ограниченных участков, площадь которых составляет от первых квадратных километров до первых десятков квадратных километров, показала их четко выраженную положительную корреляцию. Для 34 таких площадей (их конфигурация определялась в большинстве случаев распространением выходов импактитов на поверхности или же контурами площадей с относительно однородными концентрациями в них алмазов) этот коэффициент корреляции составил $r = +0,906$, при этом критическое значение коэффициента при 99 %-ном уровне значимости оценивается в 0,435. Если же всю площадь развития импактитов в кратере подразделить на геометрические площадки, ограниченные радиусами с углами между ними в 20° и концентрическими кругами с шагом радиуса 6 км (59 площадок), то в этом случае корреляция уровней содержания алмазов в тех и других породах оценивается коэффициентом $r = +0,402$ при критическом его значении 0,353.

Центральная симметрия импактной структуры в целом позволяет подойти к анализу неоднородностей распределения алмазов, используя именно такой прием. При этом следует помнить, что вся площадь распространения импактитов подверглась более или менее равномерному опробованию. Построение гистограмм распределения концентраций алмазов в пределах отдельных центров в соответствии с упомянутым разбиением (рис. 6.1) показало, что в пределах астроблемы и ее ближайшего окружения могут быть выделены три зоны, значимо различающиеся по среднему уровню концентраций алмазов в импактитах: центральная ($r = 0—18$ км), кольцевая ($r = 18—48$ км) и периферическая ($r > 48$ км).

Центральная зона охватывает центральную часть Попигайской структуры, где на поверхности широко развиты четвертичные отложения, а выходы импактитов распространены ограниченно и представлены, как и в редких скважинах, главным образом О-зювитами, преимущественно грановитрокластическими и витрогранокластическими. Эти породы характеризуются в целом низким уровнем содержаний алмазов.

В кольцевой зоне расположены основные площади развития импактитов как на поверхности, так и на глубине. В структурном отношении она

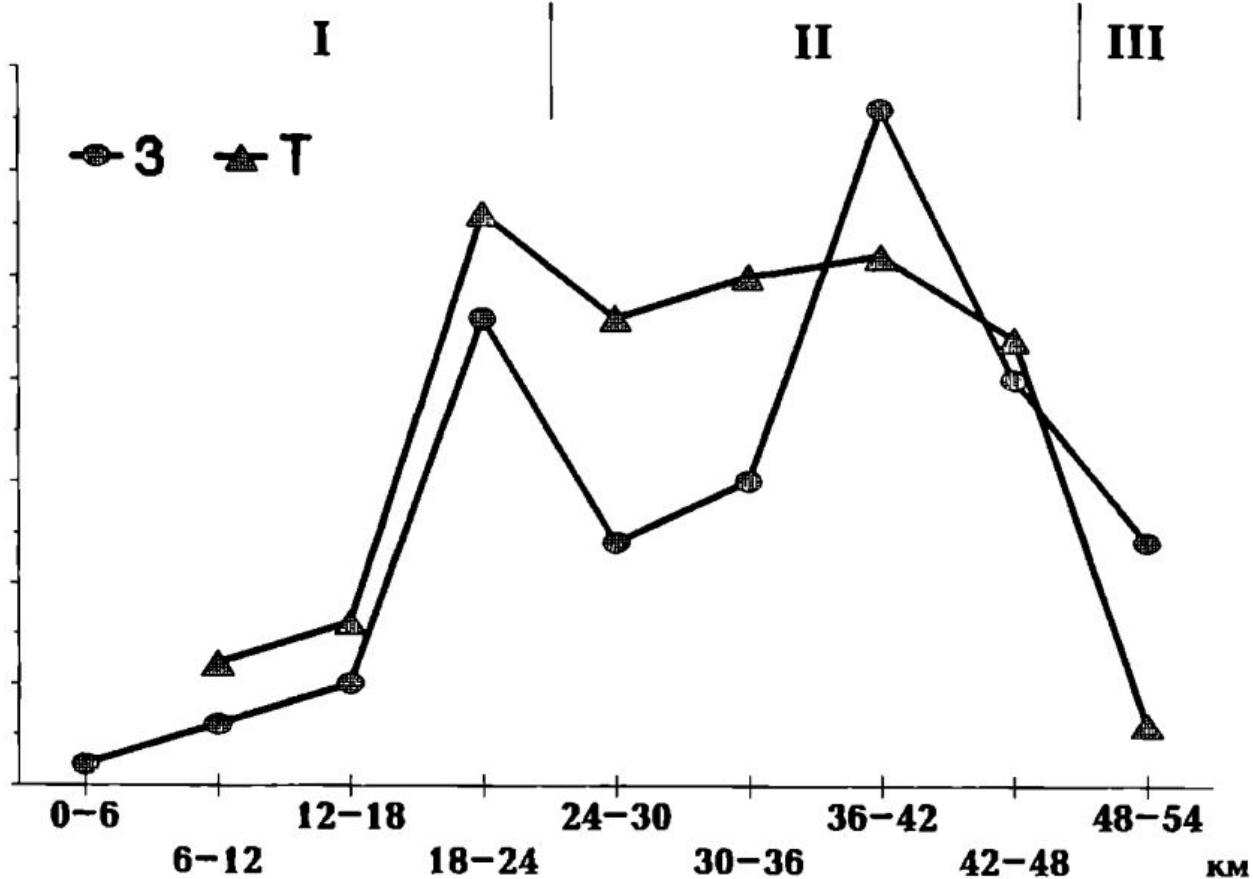


Рис. 6.1. Гистограммы распределения относительных концентраций алмазов в центральной (I), кольцевой (II) и периферической (III) зонах. Т — тагамиты, З — зювиты. По горизонтали — расстояния от центра кратера.

охватывает кольцевое поднятие и его склоны, кольцевой желоб, включая его внешний склон, внешнюю воронку кратера и реликты цокольного вала в северо-восточном секторе. Содержание алмазов в зювитах и тагамитах здесь варьирует, однако в среднем оно примерно в три раза выше, чем в центральной зоне. В кольцевой зоне расположены все площади, отличающиеся наиболее высокой алмазоносностью.

К периферической зоне могут быть отнесены ограниченно развитые участки, где сохранились от размыва реликты покрова выбросов, включающие зювиты и тагамиты, тела которых имеют небольшие размеры. Содержание алмазов в импактитах этой зоны также относительно низкое.

Следует иметь в виду, что усредненное значение содержаний алмазов на площади каждой из концентрических зон, по которым производилась оценка, дает лишь общую информацию о соответствующих неоднородностях в распределении алмазов в зависимости от расстояния от центра структуры.

Более наглядное представление о распределении алмазов в импактитах на площади астроблемы дает анализ азимутальных неоднородностей (рис. 6.2). Оценка средних содержаний алмазов в зювитах и тагамитах по секторам, охватывающим 20° дуги, дала возможность выявить их резкие различия по отдельным лучевым направлениям, причем они совпадают для обоих видов пород. Наиболее высокими содержаниями алмазов отличаются тагамиты и зювиты, расположенные в пределах юго-западного, северного и частично северо-восточного секторов. Необходимо отметить, что эти лучевые неоднородности синбатно прослеживаются в пределах смежных трех-четырех шестикилометровых концентрических зон. Выявление таких азимутальных неоднородностей в распределении алмазов чрезвычайно важно для понимания процессов их образования.

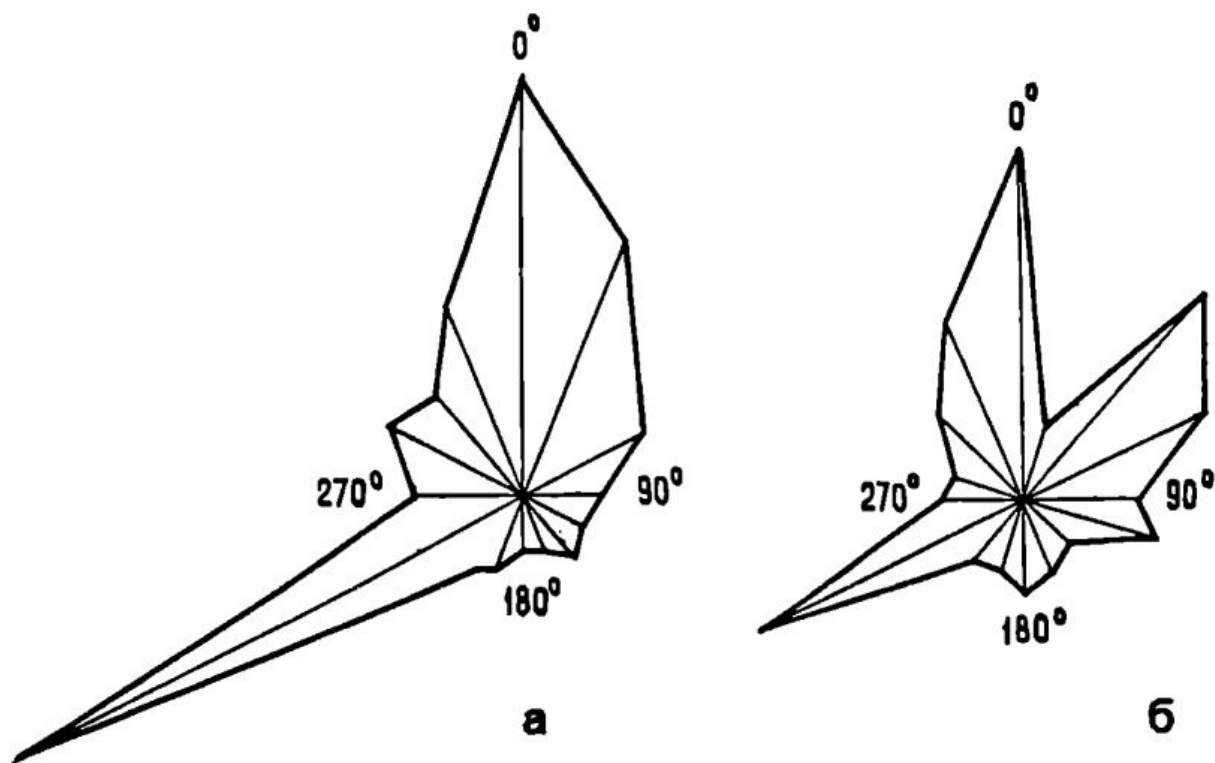


Рис. 6.2. Азимутальные неоднородности концентраций алмазов в тагамитах (а) и зювитах (б).

С целью исключения влияния фактора «геометрического разбиения» на анализируемые зависимости содержания алмазов от взаиморасположения мест опробования, в том числе относительно центра структуры, был использован неполиномиальный тренд-анализ. При этом были построены карты тренд-поверхностей концентраций алмазов (карты генерального тренда) при достоверности 95 % и карты изолиний тренд-поверхностей при достоверности 0 % и уровне значимости, равном 1. Для построения указанных карт тренд-поверхностей было использовано около 1800 определений содержаний алмазов в пробах зювитов и тагамитов, места отбора которых в прямоугольной системе координат были сняты с детальных топографических карт. Построение карт тренд-поверхностей осуществлялось с помощью ЭВМ по специальным программам.

Суть тренд-анализа заключается в выделении и описании различных составляющих изменчивости площадных переменных с целью интерпретации или интерполяции между нерегулярно расположенными точками опробования. Достоверность при этом понимается как степень согласия выбранной регрессионной поверхности с данными опробования. Высокая степень достоверности (95 %) дает наиболее общую тенденцию изменения выбранного параметра, при уменьшении достоверности проявляются его локальные свойства. Изолинии трендовой поверхности, построенные с достоверностью 0 %, означают, что отклонение поверхности от каждого конкретного значения содержаний алмазов в определенной точке опробования является нулевым. На карте, построенной с достоверностью 95 %, тренд-поверхности только на 5 % отклоняются от некоторого среднего уровня и отражают ведущую тенденцию распределения алмазов в целом по астроблеме. Эта карта сглаживает детали и дает только общую картину.

На схемах (рис. 6.3) показано, что центральная часть площади развития импактитов отличается пониженными концентрациями в них

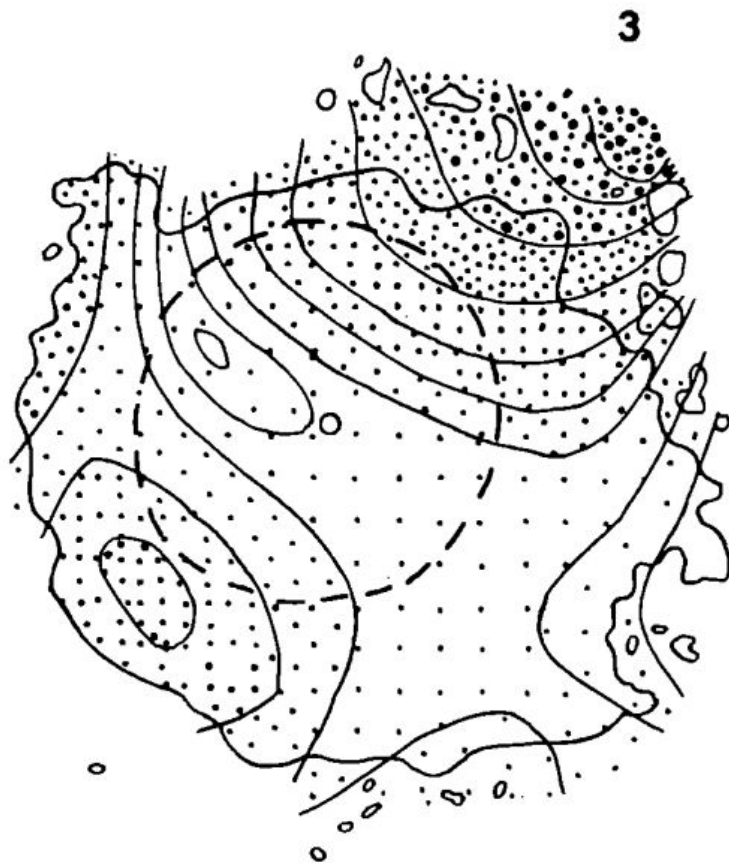
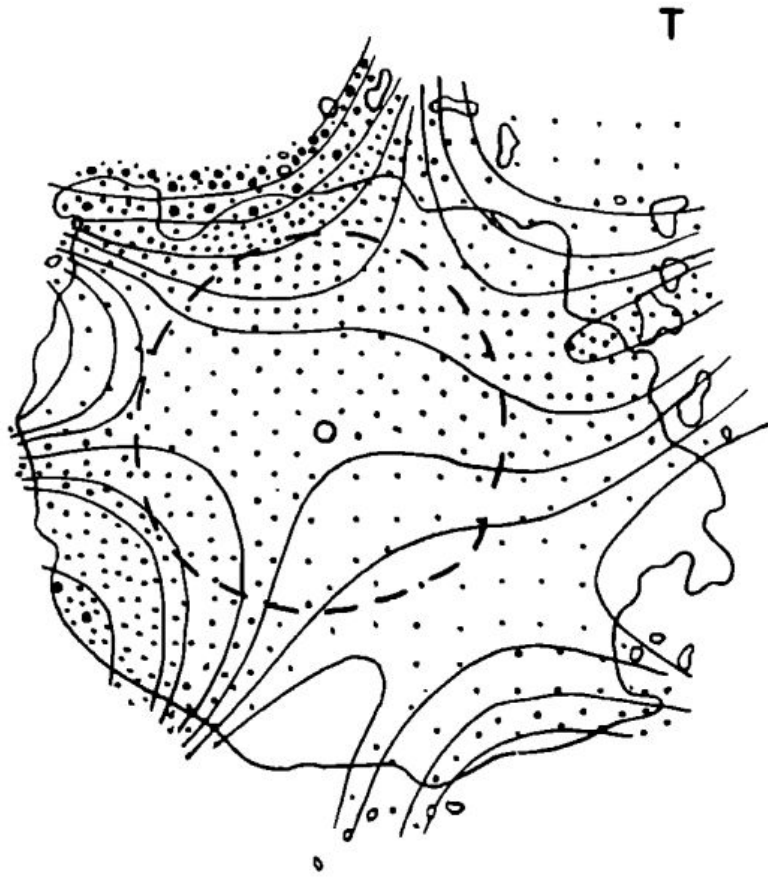


Рис. 6.3. Распределение тагамитов (Т) и зювитов (З) с разными содержаниями алмазов по площади. Неполиномиальный тренд-анализ. Густота штриховки отражает относительные содержания алмазов. Пунктиром показана ось кольцевого поднятия, сплошной линией — внешняя граница распространения импактитов.

алмазов, которые увеличиваются к периферии. Выделяются совпадающие на обеих схемах области максимумов — в северном и юго-западном секторах, а в случае зювитов выделяется еще и северо-восточный максимум, видна также полосовая область минимумов северо-западного простираения. Элементы симметрии тренд-поверхностей имеют центральный и полосовой характер, напоминая соответствующие неоднородности распределения петрогенных элементов, охарактеризованные в подразделе 4.5. Таким образом, концентрически-зональные и азимутальные неоднородности распределения алмазов в пределах астроблемы в целом выявляются и этим методом.

6.3. Связь концентраций алмазов с составом заключающих их пород

Специальные исследования позволили выявить определенную связь состава импактитов с уровнем их алмазоносности.

В первую очередь такая попытка была сделана для выяснения возможной корреляции содержания алмазов в тагамитах и зювитах с их химическим составом. С этой целью были отобраны пробы этих пород, в которых наряду с содержанием алмазов было определено и содержание петрогенных компонентов. Последующий корреляционный анализ показал результаты, приведенные в табл. 6.1.

Сильная значимая положительная корреляция устанавливается между содержанием алмазов в обоих видах импактитов и концентрацией в них пятиокси фосфора. Значимая положительная связь с содержанием магнезии выявлена для зювитов, для тагамитов она несколько ниже уровня значимости. Содержание кремнезема характеризуется сильной отрицательной корреляцией с концентрацией алмазов в зювитах, для тагамитов она также отрицательна, но ниже уровня значимости. В целом можно говорить о том, что содержание алмазов несколько выше в импактитах, обогащенных P_2O_5 , MgO , CaO и обедненных SiO_2 .

Таблица 6.1

КОЭФФИЦИЕНТЫ ПАРНОЙ КОРРЕЛЯЦИИ СОДЕРЖАНИЙ ПЕТРОГЕННЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В ИМПАКТИТАХ С СОДЕРЖАНИЕМ В НИХ АЛМАЗОВ

Компоненты	Тагамиты	Зювиты
SiO_2	-0,173	-0,394
TiO_2	+0,124	+0,204
Al_2O_3	+0,028	+0,058
Fe_2O_3	+0,134	+0,153
FeO	-0,123	-0,015
MnO	+0,185	-0,048
MgO	+0,185	+0,391
CaO	+0,195	+0,092
Na_2O	+0,107	-0,079
K_2O	-0,116	+0,169
P_2O_5	+0,410	+0,549
Количество проб	163	58
Критерий значимости	0,210	0,333

Примечание: жирным шрифтом выделены значимые коэффициенты.

Если иметь в виду, что исходными для образования алмазосодержащего импактного расплава являлись гнейсы, то указанные особенности химизма более характерны для их относительно более меланократовых и обычно несколько обогащенных апатитом разновидностей. Изучение включений гнейсов в импактитах и аллогенных брекчиях показывает, что в тех из них, в которых содержится больше граната, биотита, иногда ромбического пироксена, нередко содержится и заметное количество вкрапленности графита.

Необходимо подчеркнуть, что четкие положительные корреляционные связи между содержанием алмазов и содержанием пятиоксида фосфора установлены лишь для астроблемы в целом. На отдельных сравнительно ограниченных по площади участках они не проявляются, хотя были предприняты попытки обнаружить такие зависимости в пределах отдельных крупных тел импактитов и их ассоциаций.

Хотя специальное изучение корреляций содержаний графита и апатита в кристаллических породах не проводилось, сильная положительная корреляция главных слагающих их элементов — фосфора и углерода — в продуктах импактного плавления этих пород (что вытекает в целом из сопоставления химического состава тагамитов и гнейсов) позволяет говорить о связи этих элементов в исходном веществе, послужившем субстратом для возникновения метаморфических пород еще в глубоком докембрии. Связь фосфора и углерода характерна для большинства осадочных углеродистых формаций [Созинов, Сидоренко, 1976; Сидоренко и др., 1981; и др.]. В рассматриваемом случае высокоглиноземистые гнейсы (биотит-гранатовые и др.) первоначально, вероятно, представляли собой пелиты, содержавшие рассеянное углеродистое вещество скорее всего биогенного происхождения. Биогенные углерод и фосфор были первично связаны в живом веществе, остатки которого были заключены в илах и глинах, подвергшихся затем глубокому метаморфизму гранулитовой фации. При этом углерод и фосфор образовали самостоятельные минералы — апатит и графит, однако существенной миграции элементов не происходило. Тесная связь углерода и фосфора проявилась и при последующем преобразовании кристаллических пород в импактный расплав.

Первичная биогенная природа углерода подтверждается особенностями его облегченного изотопного состава. Изотопный состав углерода графита кристаллических пород и импактных алмазов Попигайской астроблемы $\delta^{13}\text{C} = -12-19\%$. По мнению ряда исследователей, ассоциация апатита и графита, обогащенного легким изотопом углерода, обнаруженная недавно в кристаллических породах архея на юго-западе Гренландии, также указывает на биогенное происхождение входящих в их состав углерода и фосфора [Mojzsis et al., 1996].

Поскольку основным носителем импактных алмазов является стекловатая или частью раскристаллизованная матрица импактитов (составляющая основную ткань в тагамитах или же обломки разных размеров в зювитах), очевидно, что относительное повышение в составе пород роли этого материала влияет на степень алмазоносности. Существенная по объему примесь обломков неалмазоносных пород влечет за собой относительно более низкую алмазоносность зювитов по сравнению с тагамитами, на что уже обращалось внимание. Этой же причиной — присутствием в породах небольшого количества фрагментов импактного

стекла (от долей до 7—10 %) — вызвана и отмечаемая в ряде случаев слабая алмазонасность коптокластитов.

Отдельные разновидности зювитов, различающиеся по степени насыщенности витрокластическим материалом (и, соответственно, по количеству обломков неалмазонасных пород), существенно отличны и по содержанию алмазов. Детальное опробование на отдельных участках, где одновременно залегают такие разновидности, показало, что, например, витрогранокластические и грановитрокластические зювиты примерно в два раза беднее алмазами, чем кристалловитрокластические, а те, в свою очередь, содержат примерно в полтора раза меньше алмазов, чем витрокластические спекшиеся зювиты, наиболее богатые фрагментами импактного стекла. При этом развитые вместе с последними тагамиты содержат алмазов столько же, сколько и эти спекшиеся зювиты.

Более сложным является влияние состава включений на алмазонасность тагамитов. Захват обломков высокоалмазонасных ударно-преобразованных кристаллических пород, в той или иной степени дезинтегрированных, может, безусловно, привести к повышению концентраций алмазов. На такую возможность косвенно указывает преобладание в составе высокоалмазонасных тагамитов, локализованных в пределах юго-западного луча, биотит-гранатовых и биотит-гранат-гиперстеновых гнейсов и плагиогнейсов. Характерно присутствие в тагамитах этого участка повышенного количества мелких кластов ромбического пироксена, типичного именно для таких пород. В относительно бедных алмазами тагамитах юго-восточного сектора в составе включений преобладают двупироксеновые гнейсы, тагамиты насыщены здесь мелкими кластами са-лита.

Повышенное количество присутствующих в тагамитах включений (которые в большинстве случаев все же представлены слабоалмазонасными или неалмазонасными кристаллическими породами и их минеральными фрагментами) ведет к разубоживанию концентраций алмазов, так же как и в зювитах. С другой стороны, захват относительно холодного обломочного материала способствует более быстрому охлаждению расплава, падению температуры и сохранению значительной части алмазов от выгорания. Анализ связи количества мелких (менее 0,5 см) включений и содержания алмазов в тагамитах, выполненный на материале изучения керн скважин, показал, что положительная корреляция между этими величинами обычно сохраняется до тех пор, пока количество захваченных включений не превышает по объему 20—25 %. При увеличении количества этого материала содержание алмазов в расчете на весь объем породы падает. Содержание алмазов в закаленной матрице тагамитов при этом может даже увеличиваться, опять-таки в силу быстрой закалки алмазонасного расплава. Несколько более подробно этот вопрос будет рассмотрен при характеристике локальных неоднородностей в распределении алмазов в отдельных телах импактитов.

Сопоставление алмазонасности ВТ- и НТ-тагамитов было детально изучено в юго-западном секторе астроблемы, главным образом по результатам опробования керн. Статистическая обработка этих данных показала, что НТ-тагамиты в среднем примерно в полтора раза богаче алмазами, чем ВТ-тагамиты, причем эти различия являются значимыми.

6.4. Распределение алмазов в пластовых телах тагамитов

Локальные неоднородности распределения алмазов явились предметом специального исследования и проводились на материале, полученном при бурении скважин. При этом были выявлены неоднородности, обусловленные уже упоминавшимся лучевым характером распределения алмазов и рассматриваемые как первичные. К первичным могут быть отнесены и неоднородности, вызванные различиями в исходных температурах отдельных фракций импактного расплава. Вторичными неоднородностями являются те из них, которые связаны с условиями охлаждения алмазоносного расплава на месте залегания. Масштабы локальных неоднородностей определяются десятками и сотнями метров, реже — первыми километрами, а в ряде случаев и первыми метрами.

Характер неоднородностей распределения алмазов в тагамитах в пределах юго-западного луча с повышенными их концентрациями иллюстрируется рис. 6.4. Как бы пятнистое, незакономерное распределение алмазов (эти неоднородности имеют в поперечнике 500—1000 м) вместе с тем отличается определенной структурой — в осевой части луча содержание их выше как в НТ-, так и в ВТ-тагамитах, на флангах оно соответственно понижено. При этом может быть намечен определенный градиент изменения концентраций в поперечном к оси луча направлении.

Определенная зависимость концентраций алмазов от геологического положения в сложном теле тагамитов иллюстрируется рис. 6.5. Повышенные содержания алмазов характерны для приконтактных зон этого тела, а также для отдельных линзообразных и пластообразных простых тел в его составе, различающихся по принадлежности к тем или иным разновидностям.

Сопоставление результатов детальных петрографических наблюдений по разрезам скважин с результатами опробования позволило наметить определенную связь тех или иных петрографических особенностей тагамитов с содержанием в них алмазов. С этой целью в породах количественно оценивался ряд их петрографических признаков (размеры микролитов гиперстена в реакционных каймах вокруг кластов кварца, размер этих микролитов и их содержание в матрице, количество базиса с криптокристаллической структурой, поперечник агрегатных скоплений гиперстена и их количество, количество кластов с поперечником менее 0,5 см, объем остаточного стекла в базисе, см. рис. 4.16); затем различными статистическими методами проводилось сопоставление соответствующих оценок с содержанием в породах алмазов (рис. 6.6).

В первую очередь следует отметить синбатный характер изменения содержания алмазов в тагамитах и содержания в них кластов поперечником менее 0,5 см. Обломки более крупного размера, составляющие в целом не более 5—10 %, существенного влияния на концентрацию алмазов не оказывают. Эта закономерность наиболее четко проявляется в пределах протяженных вертикальных интервалов на глубинах в первые сотни метров.

Четкая положительная корреляционная связь обнаруживается между уровнем алмазоносности и объемом, занимаемым криптокристаллическим базисом тагамитов, особенно в умеренно- и слабо раскристаллизованных ВТ-тагамитах верхней части разреза сложного пластового тела. Наиболее отчетливо проявляется синбатный характер изменения содержания алмазов и слабо раскристаллизованного базиса в тагамитах, цементирующих ме-

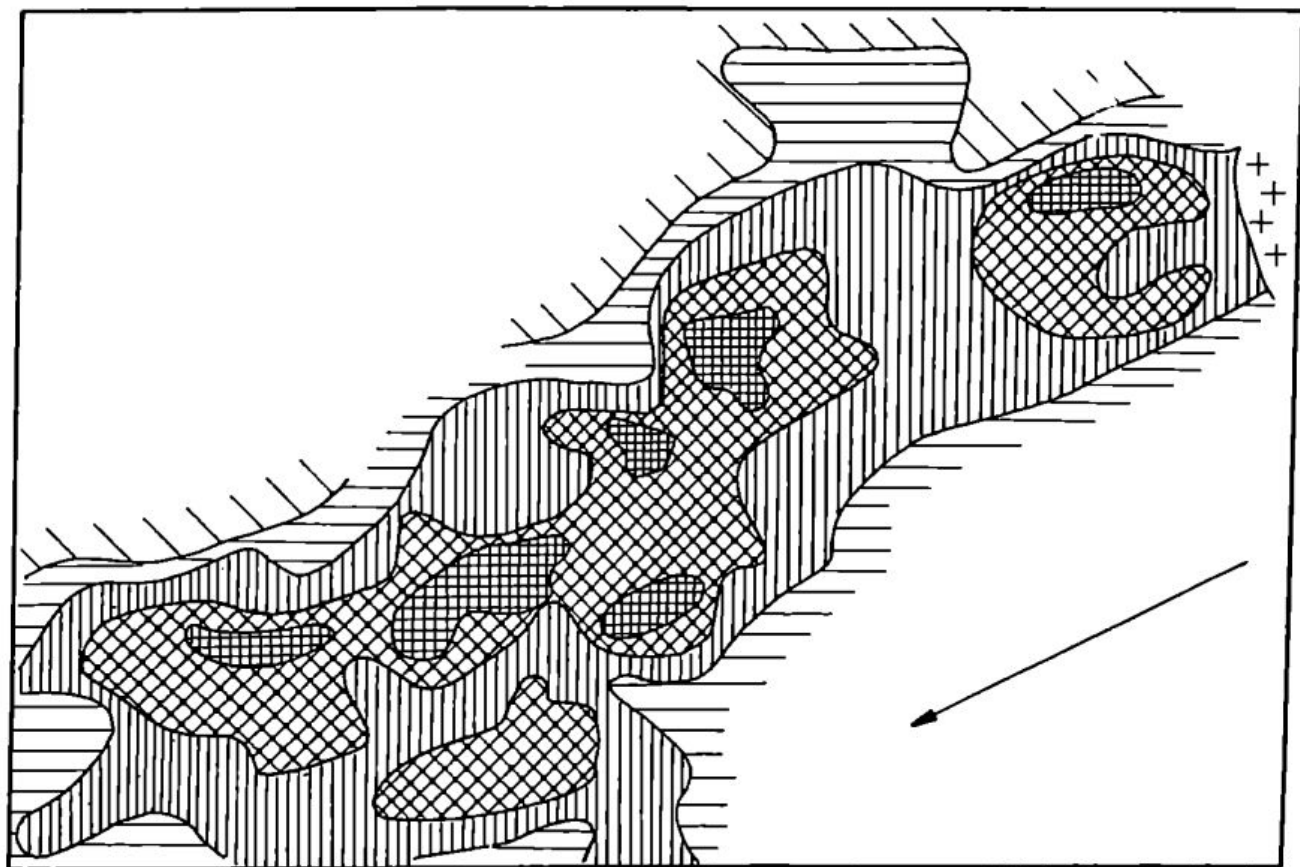


Рис. 6.4. Распределение алмазов в мощном пластовом теле тагамитов. Крестики — гнейсы кольцевого поднятия, стрелка — направление от центра структуры. Плотность штриховки отражает относительные концентрации алмазов в тагамитах.

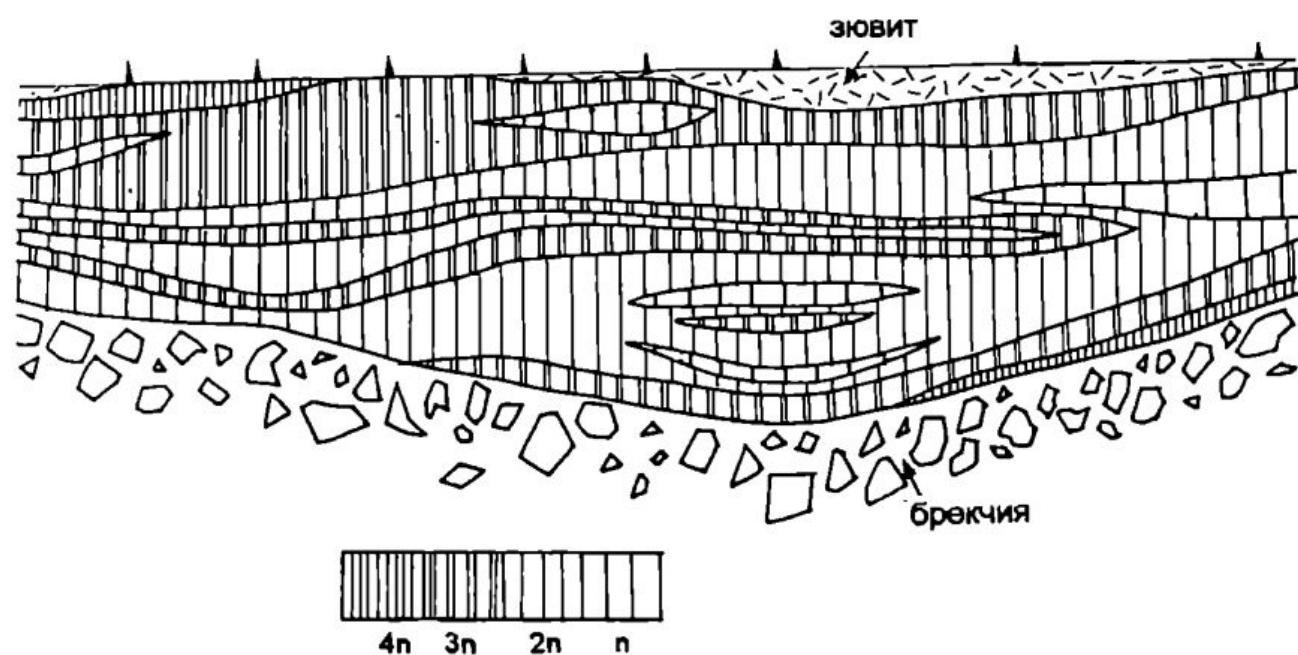


Рис. 6.5. Содержание алмазов в разрезе пластового тела тагамитов. Плотность штриховки отражает относительные концентрации алмазов.

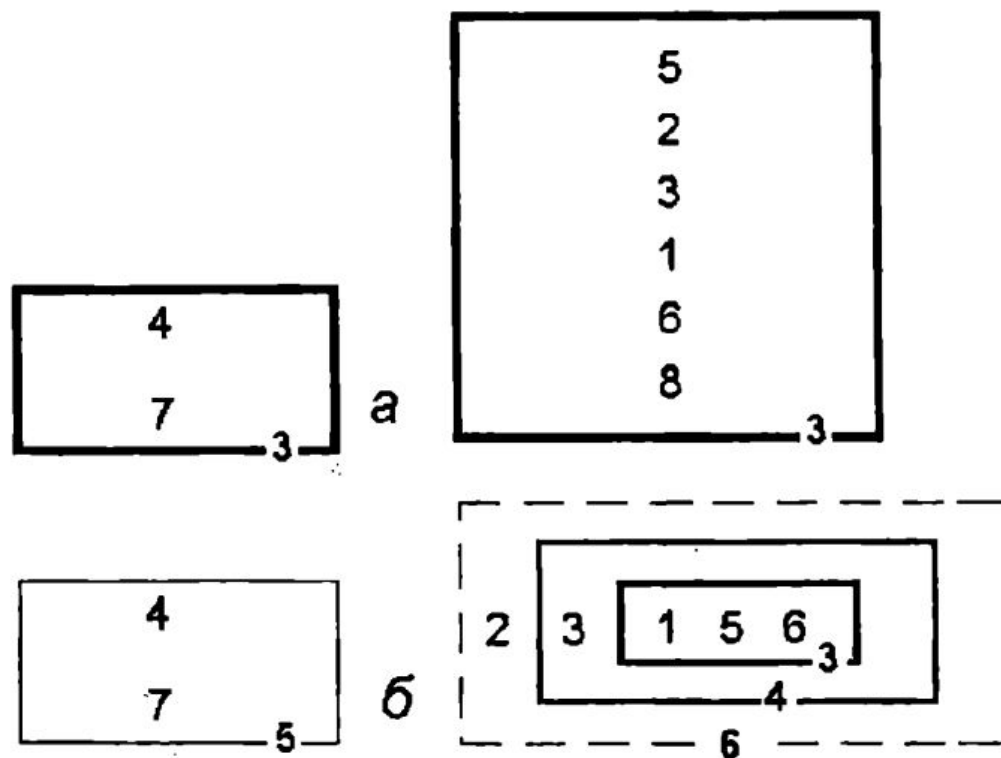


Рис. 6.6. Диаграммы многократной корреляции содержания алмазов с петрографическими особенностями (1—8) тагамитов (см. табл. 6.2): *a* — ВТ-тагамиты ($n = 290$), *б* — НТ-тагамиты ($n = 153$). Толщина линий соответствует порядку корреляционных связей (цифры на полях).

габрекцию, в также вблизи контактов с крупными глыбами гнейсов, где, с одной стороны, в тагамитах резко возрастает роль базиса с криптокристаллической структурой, а с другой, отмечаются очень высокие и даже ураганные содержания алмазов.

Устанавливается также определенная отрицательная связь между количеством присутствующих агрегатных скоплений гиперстена на месте поглощенных кластов кварца и содержанием алмазов в тагамитах. Такие скопления присущи наиболее хорошо раскристаллизованным ВТ-тагамитам центральных частей простых тел значительной мощности, залегающим на больших глубинах. Также отчетливо антибатный характер соотношений имеет уровень алмазоносности тагамитов и преобладающий размер микролитов гиперстена (по длинной оси), погруженных в остаточное стекло. Наиболее низким соответствующим уровнем характеризуются ВТ-тагамиты, залегающие на глубинах 400—500 м и содержащие микролиты размером до 0,5 мм. Размер микролитов гиперстена в реакционных каймах вокруг кластов кварца также имеет обратную корреляцию с содержанием алмазов. Аналогичная зависимость, однако более слабо выраженная, выявлена и между содержанием алмазов и количеством микролитов в матрице. Например, в ВТ-тагамитах нижней части разреза в названном интервале микролиты составляют до 80 % породы и, как отмечалось, концентрации алмазов здесь очень низкие. В мощном (50—100 м) теле НТ-тагамитов увеличение количества микролитов сверху вниз от 10—20 % вблизи контакта до 80—90 % в центральной части сопровождается значительным понижением уровня алмазоносности. В тагамитах, цементирующих мегабрекцию, где микролиты составляют первые проценты объема пород, содержание алмазов может быть очень высоким.

Корреляционный анализ количественных оценок размеров и количества агрегатных скоплений гиперстена, а также размеров микролитов в реак-

**КОЭФФИЦИЕНТЫ ПАРНОЙ КОРРЕЛЯЦИИ КОЛИЧЕСТВЕННЫХ ОЦЕНОК
ПЕТРОГРАФИЧЕСКИХ ПРИЗНАКОВ И СОДЕРЖАНИЯ АЛМАЗОВ
В ТАГАМИТАХ**

Характеристика	НТ-тагамиты		ВТ-тагамиты		
	центрального тела (II)	все	верхнего тела (IV)	нижнего тела (I)	все
<i>Петрографические признаки</i>					
1. Размер микролитов в реакционной кайме	—0,467	—0,482	—0,221	—0,156	—0,283
2. Размер микролитов в матрице	—0,179	—0,469	—0,243	—0,231	—0,297
3. Количество микролитов в матрице	—0,128	—0,121	—0,316	—0,295	—0,397
4. Объем базиса с криптокристаллической структурой	0,124	0,122	0,358	0,358	0,437
5. Размер (поперечник) агрегатных скоплений гиперстена	—0,537	—0,514	—0,450	—0,354	—0,480
6. Объем агрегатных скоплений	—0,248	—0,420	—0,350	—0,277	—0,397
7. Объем включений размером менее 0,5 см	0,222	0,415	0,317	0,169	0,359
8. Объем остаточного стекла базиса	—	—	—0,412	—0,304	—0,427
<i>Критические значения коэффициента корреляции при уровне значимости:</i>					
0,01	0,316	0,205	0,177	0,225	0,150
0,05	0,245	0,158	0,136	0,213	0,115
<i>Размер выборки</i>	62	153	207	83	290

ционных каймах и, в меньшей степени, в матрице тагамитов и уровня их алмазности показал значимый характер отрицательных коэффициентов парной корреляции при уровне значимости 0,01 (табл. 6.2). Наиболее сильные положительные корреляции с содержанием алмазов зафиксированы для таких характеристик как количество включений и объем базиса с криптокристаллической структурой. Данные, полученные методом многократной корреляции (см. рис. 6.6), а также кластерного и факторного анализов в общих чертах хорошо согласуются с результатами корреляционного анализа.

Зависимость уровня алмазности от структурных особенностей пород хорошо объяснима, исходя из условий охлаждения и кристаллизации алмазности импактного расплава. Быстрое охлаждение, приводящее к возникновению криптокристаллической структуры базиса, в том числе благодаря захвату большого количества холодных включений на последнем этапе радиального перемещения импактного расплава, способствует сохранению алмазов в быстро остывающей породе. Напротив, относительно длительное охлаждение, ведущее к поглощению кластов, развитию на их месте агрегатных скоплений гиперстена, наиболее полному проявлению реакционных кайм и раскристаллизации, способствует выгоранию алмазов при еще сохраняющейся высокой температуре.

Выявленные и кратко охарактеризованные зависимости содержаний алмазов от геологического положения тагамитов по отношению к оси

обогащенного луча (латеральная изменчивость), а также от положения в вертикальном разрезе сложного тела (вертикальная изменчивость), наряду с данными о различиях в алмазности двух разновидностей тагамитов позволили предложить эмпирическую формулу оценки потенциальной алмазности (ПА) этих пород:

$$ПА = K(1-h)lt,$$

где K — константа, h — коэффициент вертикальной изменчивости концентраций алмазов, l — коэффициент латеральной изменчивости, t — коэффициент, отражающий принадлежность тагамитов к НТ- или ВТ-разновидности.

Использование этой формулы позволяет оценивать концентрации алмазов в разновидностях тагамитов, исходя из пространственного положения соответствующего образца или пробы в рассматриваемом мощном пластовом теле, с 15—20 % достоверностью.

6.5. Импактные алмазы в россыпях

Как уже упоминалось, поликристаллические алмазы рассматриваемого типа первоначально были установлены в современных россыпях Эбеляхского района вместе с алмазами кимберлитового типа в 100—150 км к юго-востоку от Попигайской астроблемы [Чумак, Бартошинский, 1964]. Их коренной источник перестал быть загадкой после обнаружения алмазносных импактитов в этой структуре и сопоставления свойств соответствующих находок в аллювии, с одной стороны, и в тагамитах и зювитах, с другой. Тем не менее, в течение длительного времени некоторые исследователи рассматривали поликристаллические алмазы из россыпей Эбеляхского района как «карбонадо с лонсдейлитом» или «поликристаллические алмазы IX типа», что вносило известную путаницу. В настоящее время достоверно установлено, что источником россыпных поликристаллических алмазов в прилегающих к Попигайской структуре районах являются связанные с ней породы, так же как и в россыпях непосредственно в пределах структуры и в ее окружении.

Основным россыпеобразующим источником импактных алмазов на площади развития пород коптогенного комплекса являются те из них, которые наиболее легко дезинтегрируются при разрушении на поверхности. Такими породами являются коптокластиты несмотря на то, что содержание алмазов в них невелико по сравнению с зювитами и тагамитами. Коптокластиты широко распространены в верхних горизонтах толщ брекчий и импактитов, заполняющих кратер, они занимали также значительный объем ныне почти полностью размытых выбросов в составе насыпного вала кратера. Реконструкции показывают, что насыпной вал и самая верхняя часть покрова выбросов были размыты в течение 10—15 млн лет примерно к раннему миоцену, в плиоцен-раннечетвертичное время эрозией были вскрыты прикровлевые части мощных пластовых тел импактитов [Плотникова, 1990]. Согласно сделанным оценкам, общее количество алмазов, высвобожденных из коптокластитов, почти в два раза превышает суммарный выход алмазов из зювитов и в четыре раза — из тагамитов.

Существенным источником пополнения россыпей являлись также зювиты в силу более значительного содержания в них алмазов, а также

заметной их доли в объеме эродированного материала (около одной четвертой от объема коптокластитов). При этом важным фактором была невысокая прочность этих пород по сравнению с тагамитами, которые к тому же эродированы в незначительной степени по сравнению с другими типами пород.

Импактные алмазы поступают в аллювий на всем пути транспортировки материала из коренных источников площадного распространения в отличие, например, от россыпей кимберлитовых алмазов, имеющих как бы точечный источник. Таким образом, возникают россыпи ближнего и умеренного сноса, то есть расположенные в пределах контура современного распространения импактитов и брекчий или в непосредственной близости. Установлено что импактные алмазы концентрируются в таких россыпях, при этом их содержание может приближаться к содержанию алмазов в россыпях ближнего и умеренного сноса, образовавшихся за счет размыва кимберлитовых тел. Импактные алмазы таких россыпей отличаются толстотаблитчатым и изометричным габитусом и характеризуются повышенной крупностью и более высокой средней массой по сравнению с алмазами, получаемыми из коренных пород, где преобладают обломки. Алмазы из россыпей принадлежат в основном к фракциям $-4...+2$ и $-2...+1$ мм, что связано как с самим характером процесса высвобождения алмазов из импактитов, так и с выносом тонких фракций в обстановке водного переноса. Алмазы из россыпей отличаются также повышенной прочностью.

Более сложным является вопрос об импактных алмазах, найденных в россыпях на значительном расстоянии от Попигайской астроблемы. Скорее всего они являются как бы остатками полностью уничтоженного эрозией тонкого прерывистого покрова дальних выбросов, возникших во время импактного события. На это, в частности, указывает постепенное уменьшение содержания импактных алмазов при прослеживании их в россыпях от Попигайской астроблемы на юго-восток до бассейна р. Эбелях на расстоянии 100—150 км, где они составляют лишь незначительную примесь к россыпным алмазам кимберлитового типа.

Имеются отрывочные сведения о находках поликристаллических алмазов в россыпях, удаленных от Попигайской астроблемы на более значительные расстояния — до 300—500 км, в частности, в бассейне р. Хорбосуонка (приток р. Оленек в нижнем течении), и в некоторых других местах. Эти данные заслуживают внимания и, безусловно, требуют уточнения. При этом, конечно, необходимо получить доказательства, что упомянутые находки связаны именно с Попигайским кратером, а не с каким-либо иным пока неустановленным импактным объектом. Множественный характер таких алмазоносных объектов показан в разделе 7.

Пылевые частицы облака выбросов (и импактные алмазы соответствующей размерности в том числе) могли быть разнесены атмосферными потоками на расстояния во многие тысячи и даже десятки тысяч километров подобно частицам ударно-метаморфизованного кварца, выброшенным при образовании импактного кратера на границе маастрихта и дания. В этом смысле детального литологического и минералого-геохимического изучения заслуживают осадочные толщи верхнего эоцена ряда районов мира, которые могут включать тонкие прослойки, заключающие пылевидные частицы импактных алмазов, происходящие из Попигайского кратера.

6.6. Коренные и россыпные месторождения импактных алмазов

Среди выявленных в настоящее время на земной суше более 150 древних импактных кратеров — астроблем, в разной степени сохранившихся от эрозии и захоронения [Grieve, Pesonen, 1996; и др.], несколько десятков являются месторождениями тех или иных видов минерального сырья, причем в ряде случаев уникальными [Масайтис, 1989; Grieve, Masaitis, 1994; и др.]. Таковыми, в частности, являются структура Садбери с медно-никелевыми рудами, район структуры Вредефорт с месторождениями золота и урана и некоторые другие. Ресурсы импактных алмазов, заключенные в коренных породах Попигайской структуры, в целом превышают таковые всех известных в мире алмазоносных провинций, здесь выявлены также и россыпи алмазов [Симонов и др., 1995].

Месторождения и проявления полезных ископаемых, выявленные в импактных кратерах, могут быть подразделены на три генетические категории в зависимости от отношения времени их возникновения к импактному событию, сформировавшему соответствующую круговую морфоструктуру. Это прогенетические, сингенетические и эпигенетические скопления минерального сырья, встречающиеся в импактных структурах, в том числе руды различных металлов, неметаллические ископаемые, горючие газы, нефть, горючие сланцы и некоторые другие [Масайтис, 1989; и др.].

Импактные алмазы в импактитах являются сингенетическими образованиями, так как возникают непосредственно в процессе формирования кратера и трансформации вещества мишени. Они принадлежат к новому ранее неизвестному типу технического алмазного сырья, опыт промышленного освоения месторождений которого, так же как и индустриального использования, пока отсутствует. Выявленные в Попигайской астроблеме их коренные месторождения по многим особенностям отличаются от известных месторождений алмазов в кимберлитах и лампроитах, а также в метаморфических породах [Михайлов и др., 1993; Masaitis, 1994в]. В то же время установленные здесь аллювиальные русловые россыпи принципиально не отличаются от тех, которые известны для кимберлитовых алмазов.

Вместе с тем, степень изученности импактных алмазов, их внутреннего строения и специфических свойств еще далеко недостаточна и значительно уступает в этом отношении изученности алмазов из кимберлитов. Не исключено, что такие исследования могут в дальнейшем выявить и некоторые новые особенности этих форм углерода, важные как для понимания условий их возникновения, так и для расширения областей возможного применения.

7. АЛМАЗОНОСНЫЕ ИМПАКТИТЫ ДРУГИХ АСТРОБЛЕМ

Как уже указывалось, импактные алмазы в настоящее время установлены помимо Попигайской астроблемы в импактитах ряда других импактных структур. Краткая характеристика этих структур и их алмазоносности представляют интерес с позиций выяснения общих особенностей импактной алмазоносности и получения ответа на вопрос — является ли возникновение импактных алмазов в тагамитах и зювитах Попигайского кратера исключительным событием или такие же процессы при подходящих

условиях могли иметь место неоднократно на протяжении геологической истории.

7.1. Карская и Усть-Карская астроблемы

Карская и Усть-Карская астроблемы находятся на юго-западном берегу Байдарацкой губы Карского моря в области палеозойской складчатости. Согласно ряду предположений [Импактные..., 1990; и др.] они являются результатом двойного удара и возникли в области развития глинистых, углистых, известковистых, кремнистых и графитоидно-кремнистых сланцев, а также карбонатных пород, имеющих возраст от ордовика до карбона и перекрытых мощной (до 5,5 км) толщей терригенных угленосных пород нижней перми. Отложения ордовика и силура инъецированы дайками и силлами долеритов. Более древние верхнепротерозойские осадочно-вулканогенные породы вскрыты скважинами в центральном поднятии Карской астроблемы на глубине около 500 м, меловые аргиллиты, угли, опоки наблюдаются лишь в виде глыб и обломков в зювитах и аллогенных брекчиях.

Карский кратер в современном срезе имеет диаметр около 60—65 км [Геология астроблем, 1980; Мащак, 1990; и др.], хотя высказываются предположения о том, что первоначальные его размеры могли достигать 120 км [Назаров и др., 1993]. Время образования структуры также является предметом дискуссий и оценивается от 65—67 до 72 млн лет [Назаров и др., 1993; Koeberl et al., 1990]. Центральное поднятие (8×10 км) окружено кольцевым желобом диаметром 22—26 км. Глубина истинного дна в южной части кратера составляет 0,6—0,8 км, в северной, вероятно, превышает 2 км, что указывает на его денудацию в южной части не менее, чем на 1,5 км. Кольцевой желоб заполнен аллогенными брекчиями и зювитами с линзами и пластообразными телами тагамитов, максимальная суммарная мощность всех этих образований 1,5—2 км. Импактиты составляют около половины объема коптогенного комплекса, а тагамиты — лишь доли процента. Зювиты характеризуются относительно низким содержанием импактных стекол и представлены в основном лапиллиевыми и глыбово-агломератовыми витролитокластическими разновидностями. Среди тагамитов, образующих пластообразные тела мощностью до 15 м и протяженностью до 300 м, преобладают атакситовые разновидности. Валовый химический состав тагамитов и импактных стекол отвечает среднему составу осадочных пород, главным образом пермских песчаников и алевролитов, преобразованными обломками которых насыщены эти продукты застывания расплава.

Опробование импактитов на алмазы производилось рядом исследователей (М. А. Маслов, Г. Я. Пономарев, М. С. Мащак, В. А. Езерский и др.). Импактные алмазы были установлены в ограниченном числе проб, причем в наибольших концентрациях в атакситовых тагамитах. Это главным образом уплощенные пластинчатые осколки со сглаженными углами размером до 0,1—0,5 мм, имеющие белую, желтую, реже черную окраску. Источником графита, послужившего исходным материалом для образования алмазов, вероятно, является акцессорный терригенный графит из полимиктовых песчаников нижней перми, что и объясняет низкую алмазность импактитов.

В процессе изучения проб импактитов Карской астроблемы наряду с апографитовыми импактными алмазами впервые были обнаружены апо-

угольные импактные алмазы [Езерский, 1986; Масайтис и др., 1990; и др.]. Они представлены обломками размером до 1,6 мм в поперечнике коричневого и белого цвета с различными оттенками. Фрагменты нередко пористы, более плотные обладают высокой твердостью. Внутренняя структура их неоднородная, в некоторых случаях отмечается подобие слоистой структуры, иногда они покрыты тонкой графитовой пленкой. Высокие температуры сгорания характерны особенно для непрозрачных белых зерен (до 600—640 °С). Изотопный состав углерода рассматриваемых образований близок к таковому углерода пермских углей ($\delta^{13}\text{C}$ —22,75 и —24,13—24,62 ‰ соответственно). Присутствие на дифрактограммах отражения 2,06 (d_{111}) показывает, что такие зерна представляют собой алмаз, а дифракционные кольца на лауэграммах свидетельствуют о его поликристаллическом строении, причем размеры кристаллитов составляют 0,01—1 мкм. В спектрах комбинационного рассеяния характерно низкочастотное смещение основного пика. В целом исследования выявили широкую гамму изменений исходного углеродистого вещества, переходящего в агрегаты микрокристаллитов алмаза [Езерский, 1986]. Предполагается, что эти алмазы могли возникнуть диффузионным путем за счет угольного вещества осадочных пород при ударных нагрузках около 27—30 ГПа.

Усть-Карская астроблема расположена в нескольких километрах к северо-востоку от Карской импактной структуры и в значительной мере скрыта под водами Байдарацкой губы. Предполагаемый диаметр структуры около 25 км, время образования соответствует времени образования Карского кратера. Аллогенные брекчии и зювиты, обнажающиеся на берегу моря, по своим литологическим особенностям близки к аналогичным породам Карской астроблемы. Пробуренные здесь скважины позволили установить, что мощность их составляет 90—103 м [Пономарев, Маркитанов, 1991]. Это не позволяет рассматривать эти брекчии и зювиты, как дальние выбросы Карского кратера, что предполагается некоторыми исследователями [Назаров и др., 1993]. Тагамиты, встречающиеся среди зювитов, образуют пластообразные тела мощностью до 10 м и протяженностью до 100 м.

Опробование импактитов и импактных стекол (М. С. Мащак, Т. В. Селивановская, В. А. Езерский) показало присутствие в них апографитовых алмазов, но, главным образом, апоугольных, причем здесь они встречались в пробах чаще, чем в Карской структуре.

7.2. Пучеж-Катунская астроблема

Пучеж-Катунская импактная структура имеет диаметр 80 км, время образования ее относят к байосу (около 165 млн лет). Геологическое строение астроблемы рассмотрено в ряде работ [Геология астроблем, 1980; Масайтис и др., 1995; и др.]. Особый интерес эта структура представляет в связи с тем, что в ее центральном поднятии была пробурена скважина глубиной 5374 м, позволившая показать характер ударных и других преобразований кристаллических пород и их изменение на глубину [Масайтис и др., 1996; Khakhaev et al., 1994; и др.].

Рассматриваемая структура расположена в центральной части Русской плиты, где на кристаллическом фундаменте архейского возраста горизонтально залегает двухкилометровая толща осадочных терригенных и карбонатных пород венда, девона, карбона, перми и нижнего триаса. Породы архея представлены преимущественно амфибол-биотитовыми гней-

сами и амфиболитами, частью мигматизированными. Основными морфо-структурными элементами астроблемы являются центральное поднятие поперечником около 10 км, окружающей его кольцевой желоб диаметром 40—42 км и периферическая кольцевая терраса. Центральное поднятие образовано деформированными и ударно-метаморфизованными кристаллическими породами, оно перекрыто плащом мономиктовых и полимиктовых аллогенных брекчий с участием зювитов и небольших (первые десятки метров) тел тагамитов. Последние встречаются и в кристаллических породах в виде маломощных даек. Их количество и мощность уменьшаются на глубину, основная часть этих тел располагается в интервале разреза глубокой скважины 550—1250 м, они исчезают на глубине около 4 км. Кольцевой желоб заполнен мономиктовыми осадочными аллогенными брекчиями мощностью до 1,6 км, которые перекрыты полимиктовыми брекчиями и останцами покрова зювитов, имеющими мощность в первые десятки метров. На кольцевой террасе развиты пестроцветные мономиктовые брекчии, которые подстилаются частично деформированными породами перми и триаса. Брекчии и импактиты перекрыты юрскими глинами кратерного озера, выше них залегает маломощный покров юрских, меловых и кайнозойских отложений.

Алмазоносность импактитов была установлена в результате исследований, выполненных под руководством О. С. Богатырева, дополнительные данные, в том числе по минералогии алмазов, были получены А. И. Райхлиным и Г. И. Шафрановским. Импактные алмазы присутствуют как в тагамитах, так и в зювитах, концентрации их в целом незначительны, что связано с редкостью исходного графита в породах мишени, за счет плавления которых возникли импактиты. Отдельные находки алмазов сделаны в ударно-метаморфизованных гнейсах аутигенной брекчии центрального поднятия, а также в коптомиктовых гравелитах, образовавшихся при размыве импактитов и брекчий. Импактные алмазы имеют апографитовую природу, большая часть их не имеет кристаллографических очертаний. Средний размер зерен — около 0,1 мм, они имеют черную, серую и темно-бурую окраску, часть зерен бесцветна или светлоокрашена (желтые и светло-бурые). Поверхность их нередко корродирована. Соотношение кубической и гексагональной фаз составляет примерно 4 : 1, в зернах, имеющих различную окраску, оно варьирует. Кристаллиты кубической фазы текстурированы, лонсдейлитовая фаза характеризуется меньшей упорядоченностью. В алмазсодержащих импактитах постоянно присутствует также графит, как пластичный, так и хрупкий, подвергшийся ударному сжатию с амплитудой более 35 ГПа.

Относительно повышенные содержания алмазов установлены в маломощных телах тагамитов, залегающих среди аллогенных брекчий на склонах поднятия, а также в зювитах и коптомиктовых гравелитах восточной части структуры.

Тагамиты и импактные стекла зювитов Пучеж-Катунской астроблемы являются продуктами охлаждения импактного расплава, возникшего преимущественно за счет биотит-амфиболовых гнейсов и амфиболитов в отношении примерно 4 : 1. Химический состав этой смеси весьма близок к среднему составу тагамитов. Сохранившийся объем застывшего импактного расплава, образующего тела тагамитов и витрокласты в зювитах, оценивается в 3,5 км³, реконструкции дают возможность предполагать, что общий объем продуктов плавления в кратере составлял около 40 км³. Таким образом, большая часть импактитов (особенно покров зювитов)

была размыта при формировании осадков кратерного озера. Определенная часть высвобожденных при таком размыве алмазов (чему способствовали значительные гидротермальные преобразования тагамитов и импактных стекол в зювитах, замещенных минералами смектитовой группы и цеолитами и в результате этого легко подвергавшихся разрушению), могла войти в состав грубообломочных базальных горизонтов этих озерных осадков, однако их изучение и опробование затруднены залеганием этих пород на глубинах в первые сотни метров.

7.3. Западная астроблема

Алмазонасность импактитов Западной импактной структуры, расположенной на западе Украинского щита, впервые была установлена А. А. Вальтером и Е. П. Гуровым в 1975 году, затем она изучалась Э. В. Мельничуком, В. А. Голубевым, С. Ф. Радченко и другими исследователями. Диаметр ее — около 3 км, возраст определен в пределах 105—125 млн лет [Взрывные..., 1985; Gurov, Gurova, 1996; и др.]. Характеристика Западной астроблемы приведена по этим опубликованным данным с рядом уточнений. Астроблема не выражена в рельефе и фиксируется лишь при геофизических наблюдениях. Ее строение и состав пород изучены путем бурения многочисленных скважин.

К цокольному комплексу относятся раннепротерозойские среднезернистые гранат-биотитовые гнейсовидные граниты и мигматиты, среди полей которых встречаются также гнейсы и некоторые другие породы. Гранат-биотитовые гнейсы содержат неправильные чешуйки графита иногда до 2—3 мм в поперечнике. Структура характеризуется наличием центрального поднятия, окруженного кольцевым желобом глубиной до 250 м. Ударно-метаморфизованные граниты в пределах центрального поднятия и кольцевого желоба катаклазированы, раздроблены. Дайкообразные тела пористых тагамитов пересекают аутигенные брекчии центрального поднятия, они имеют мощность до 10 м.

Коптогенный комплекс, развитый в кольцевом желобе, представлен аллогенными брекчиями в нижней части и зювитами в верхней. В составе первых — глыбы до 5 м в поперечнике и обломки кристаллических пород и их минералов. В верхней части линзы брекчий в составе обломочного цемента появляются фрагменты импактных стекол. Максимальная мощность вышележащих зювитов составляет 120—130 м. Они подразделены по составу на витрокристаллокластические в нижней части (около 100 м) и витрокластические в верхней (около 30 м). В нижней части ксеноморфные витрокласты монтмориллонитизированы, в верхней имеют аутоморфный характер, флюидальную текстуру. Зювиты верхней части разреза имеют красно-бурую окраску.

Как зювиты, так и тагамиты подверглись гидротермальным изменениям, такие изменения испытали и брекчированные породы центрального поднятия. Широко развиты цеолиты, карбонаты, монтмориллонит, хлорит, сульфиды железа и некоторые другие минералы. Брекчии и импактиты Западной астроблемы полностью перекрыты 30—40-метровой толщей рыхлых неогеновых и четвертичных песчано-глинистых отложений.

Данные о химическом составе зювитов и тагамитов показывают их значительное сходство с гранитами цокольного комплекса, хотя исследованные породы и стекла из зювитов обычно значительно изменены.

Опробование импактитов, выполненное Э. В. Мельничуком и другими, выявило почти повсеместную алмазоносность зювитов, а также повышенную алмазоносность тагамитов, образующих ветвящиеся дайкообразные тела в породах цоколя. Содержание импактных алмазов в витрокластических зювитах выше, чем в других их разновидностях. Импактные алмазы, извлеченные из проб, представляют собой уплощенные зерна желто-бурой (около 70 %), зеленоватой и черной окраски (до 5—10 %), часть зерен имеет серую окраску (20—25 %). Основная часть зерен имеет размер менее 0,1 мм. Они содержат примесь лонсдейлитовой фазы и по большинству свойств сходны с импактными алмазами из Попигайской астроблемы [Вальтер и др., 1992].

7.4. Терновская астроблема

Астроблема находится в северной части Украинского щита в Северном Криворожье [Никольский и др., 1982; Никольский, 1991; и др.]. Она возникла около 350 млн лет тому назад в области развития нижнепротерозойских кварцитов, джеспилитов, кристаллических сланцев, различных метаосадочных пород криворожской серии и подстилающих их архейских амфиболитов и плагиогранитов. Структура глубоко денудирована, сохранившийся кратер имеет диаметр около 11 км. В центре его находится поднятие, имеющее диаметр около 2,5 км и образованное брекчированными и ударно-метаморфизованными джеспилитами и магнетит-куммингтонитовыми сланцами.

В пределах структуры находятся два крупных железорудных карьера, так же как и многочисленные скважины, шахты и другие выработки, они вскрывают заполняющие кольцевой желоб брекчии и развитые в подчиненном количестве зювиты. Последние представлены щебенчатыми витролитокристаллокластическими разновидностями с низким содержанием импактных стекол. Тагамиты вскрыты лишь в аутигенной брекчии центрального поднятия в виде жил и неправильной формы тел мощностью до 10 м, выклинивающихся на глубине около 1,5 км.

Опробование зювитов и тагамитов, проведенное в ограниченных масштабах (данные А. П. Никольского, М. С. Мащака, А. А. Вальтера и др.), показало присутствие в них единичных зерен алмазов. Они представлены осколками уплощенных паракристаллов черной окраски размером менее 0,1 мм, характеризуются поликристаллическим строением и присутствием гексагональной фазы. Наиболее вероятным источником графита, исходного для образования алмазов, являются графитсодержащие биотит-кварцевые сланцы криворожской серии. Обломки последних, встречающиеся в зювитах, несут признаки интенсивных ударных преобразований. Интересно отметить, что все находки алмазов в импактитах тяготеют к одному радиусу юго-восточного простирания.

7.5. Астроблема Рис

Импактный кратер Рис, находящийся на территории Германии в южной части Баварии, имеет диаметр около 25 км, он образовался 14,7 млн лет тому назад. Вопросам геологического строения и состава развитых в нем пород посвящена обширная литература, подробные описания этой структуры, в том числе разреза пробуренной в ней исследовательской

скважины Нордлинген-1973, помещены в яреде изданий [Geologica Bavarica, 1969, 1977; Геология астроблем, 1980; Stöffler, Ostertag, 1983; и др.].

Импактная структура находится в области молодой платформы, где герцинский кристаллический фундамент перекрыт горизонтально залегающими осадочными толщами нижней перми, триаса, юры, мела и частично миоцена общей мощностью около 600 м. Брекчии и зювиты, заполняющие кратер и образующие частично размытый покров выбросов, перекрыты озерными осадками верхнего миоцена и четвертичными отложениями.

Внутренняя структура астроблемы характеризуется плоской центральной впадиной, диаметром 11—12 км, заполненной озерными осадками, которая окружена так называемым внутренним тектоническим валом или кольцевым поднятием, образованным аллохтонными глыбами и блоками кристаллических и осадочных пород. Аллогенные брекчии развиты и в кольцевом желобе (зона мегаблоков). Наружный вал кратера диаметром до 25 км имеет насыпной характер и частично сохранился в рельефе в виде цепей невысоких холмов. Внутренняя часть структуры и частично кольцевая депрессия заполнены зювитами, которые вместе с аллогенной литоидной брекчией образуют также обширный плащ выбросов на расстоянии более 40 км от центра кратера. Аллогенные брекчии состоят из обломочного материала осадочных и кристаллических пород в разных пропорциях и в зависимости от их соотношений и размерности обломков имеют различные местные названия.

Зювиты подразделяются на «упавшие обратно» (в центральной части кратера, мощность их достигает 400 м) и «выброшенные» (в пределах ореола выбросов, мощность их — первые десятки метров). Это преимущественно лапиллиевые и агломерато-лапиллиевые витролитокластические зювиты, состоящие из обломков осадочных и кристаллических пород (преимущественно гнейсов, часто ударно-метаморфизованных) и частиц и бомб пористого импактного стекла. В «выброшенных» зювитах осадочный материал преобладает.

В восточной части кратера в зоне мегаблоков встречены перекрывающие литоидную аллогенную брекчию два небольших тела (протяженность их 10—50 м), сложенных застывшим импактным расплавом (они названы здесь «красными зювитами»), — это аналоги тагамитов других импактных структур. Они имеют пористое сложение, слабо раскристаллизованы (полевой шпат, пироксен, гематит, кристобалит), содержат большое число фрагментов ударно-метаморфизованных кристаллических пород. Как зювиты, так и небольшие тела тагамитов подверглись низкотемпературным гидротермальным преобразованиям.

На возможность перехода графита кристаллических пород Риса в алмаз при их ударном сжатии (вторая и третья ступени ударного метаморфизма) впервые указали В. Энгельгардт и др. [Engelhardt et al., 1969], которыми были охарактеризованы преобразованные включения этих пород в зювитах. Однако импактные алмазы были обнаружены в зювитах Риса значительно позже другими исследователями [Рост и др., 1978], затем они были найдены не только в зювитах, но и в ударно-метаморфизованных включениях графитсодержащих гнейсов [Масайтис и др., 19956].

Интересно несколько подробнее остановиться на последнем типе пород, который явился исходным для возникновения алмазсодержащих фракций импактного расплава. Согласно имеющимся описаниям [Graup, 1978; Engelhardt, Graup, 1984] графит встречается в биотитовых плагиогнейсах и в так называемых «смешанных» гнейсах (пара- и ортогнейсах). Первые

состоят из кварца, олигоклаз-андезина, биотита с участием калиевого полевого шпата и граната, вторые сложены кварцем, калиевым полевым шпатом, андезином, биотитом, амфиболом. Хотя они различаются по минеральному составу, химический состав их близок. Эти породы составляют основную массу включений ударно-метаморфизованных кристаллических пород в зювитах, соответственно 20,7 % и 6,6 % от общего числа включений кристаллических пород.

Схема реконструируемого строения кристаллических пород мишени до импактного события, составленная Г. Граупом [Graup, 1978], показывает, что биотитовые гнейсы, а также пара- и ортогнейсы залегали в виде крутопадающих линзовидных и пластообразных тел мощностью до 1 км, частью перемежавшихся с амфиболитами и гнейсами другого состава (кордиерит-силлиманитовыми и др.), имеющими общее восток-северо-восточное простирание. Перемежаемость биотитовых плагиогнейсов и «смешанных» гнейсов выявлена в нижней части разреза скважины Нордлинген (840—1205 м). Эта метаморфическая толща была как бы перекрыта субгоризонтальными пластообразными телами гранитоидов мощностью около 1 км. Как следует из имеющихся данных [Engelhardt, Graup, 1984], область плавления кристаллического субстрата (60—100 ГПа) располагалась на глубине от палеоповерхности кристаллических пород от 1 до 2,5 км, по существу под пластообразными телами гранитоидов. Это заключение основано на том, что средний химический состав импактных стекол из бомб в зювитах наиболее близок к составу упоминавшихся разновидностей гнейсов.

Оценки объема сохранившихся от размыва продуктов застывания импактного расплава в кратере Рис [Pohl et al., 1977; Stöffler, Ostertag, 1983; Engelhardt, Graup, 1984; и др.] показывают, что они могут составлять около 4,8 км³. Эта цифра значительно превосходит оценку объема зоны плавления в 1,45 км³, заключенного между изобарами ударных нагрузок 60 и 100 ГПа. Как указывают В. Энгельгардт и Г. Грауп [Engelhardt, Graup, 1984], такое превышение может быть связано с рядом причин, в том числе с завышенной оценкой содержания стекла в зювитах и более широким диапазоном ударных нагрузок, при которых происходит плавление и др.

Импактные алмазы, извлеченные из зювитов Риса, представляют собой как неправильные обломки [Рост и др., 1978], так и параморфозы по пластинчатым кристаллам графита [Масайтис и др., 1995б]. Алмазы частично окислены или графитизированы с поверхности. Они имеют желтую, коричневую, серую и черную окраску, около четверти выделенных зерен белые или бесцветные. Алмазы состоят из микрокристаллического агрегата кубической и гексагональной фаз. Паракристаллы имеют облик гексагональных несколько вытянутых табличек, для которых типична унаследованная двойниковая штриховка. Размер паракристаллов достигает 0,1 мм.

Импактные алмазы установлены в шлифе из фрагмента ударно-метаморфизованного лейкократового гнейса, заключенного в зювите. Они имеют вид вытянутых гексагональных пластинок с хорошо выраженными парагранями, достигая в длину 0,01 мм, предпочтительно они располагаются на участках развития маскелинита. Кристаллическая порода, содержащая импактные алмазы, состоит из диаплектового кварцевого стекла, маскелинита, иногда наследующего планарные системы трещин в первичном плагиоклазе и частью рекристаллизованного, с участием непрозрачных

агрегатов — продуктов термического разложения биотита, — а также рудных минералов и графита. Импактные алмазы могут рассматриваться здесь как аутигенные минералы. Интересно отметить, что паракристаллы имеют четко очерченные грани и ребра, признаков коррозии не наблюдалось, что может быть связано с быстрой закалкой обломка. Характер ударно-преобразованных минералов позволяет оценить давление полного перехода графит—алмаз в 40—45 ГПа.

В последнее время группой исследователей [Hough et al., 1995] высказано предположение, что извлеченные ими из зювитов кратера Рис мелкие пластинчатые зерна алмазов, имеющие в поперечнике до 100—200 мкм, и сопровождающий их карбид кремния являются результатом химического осаждения из пара, возникшего за счет испарения углеродсодержащих пород. Алмазы прозрачные, имеют коричневую и желтую окраску и содержат как кубическую, так и гексагональную фазу. Помимо самостоятельных зерен карбида кремния, встречаются зерна, представляющие собой как бы сростки его с алмазом. В остатках разложения исходной породы встречены также более мелкие частицы алмазов от десятков нанометров до 2 мкм в поперечнике, однако не содержащие лонсдейлита. Алмазы и кристаллиты карбида кремния наблюдались также в форме скелетных агрегатов.

Поскольку значительная часть алмазов встречена именно в такой скелетной форме и в ассоциации с карбидом кремния, который не может быть продуктом ударного перехода из какого-либо исходного минерала, авторы упомянутого исследования полагают, что обе эти фазы являются результатом конденсации из пара при высокой температуре, что могло иметь место лишь в свободном пространстве парового облака. В качестве исходного источника углерода предполагаются графитсодержащие гнейсы или же карбонатные породы осадочного покрова, что менее вероятно.

Представляется, что такая трактовка генезиса упомянутых образований является весьма дискуссионной, особенно если учитывать, что среда, в которой могли находиться скелетные сростки алмаза с карбидом кремния до их извлечения из импактной породы, не установлена. Такие сростки могли образоваться только на поверхности бомб или пылевых частиц, а не внутри сплошных масс расплава. Не исключено, что скелетные зерна являются результатом коррозии алмазов в расплаве, а муассанит — продуктом реакции углерода с силикатным расплавом при высокой температуре.

7.6. Астроблема Садбери

Недавно было сделано предположение о возможности обнаружения импактных алмазов в породах ряда импактных кратеров Канады и, в первую очередь, в зювитах структуры Садбери [Grieve, Masaitis, 1996]. Одновременно авторами проводились опыты по термическому разложению образцов зювитов из этой структуры, предоставленных Р. Гривом и В. Передери.

Импактная структура Садбери имеет возраст около 1850 млн лет, ей посвящено огромное количество публикаций, в том числе касающихся ее строения, происхождения и связанных с ней медно-никелевых месторождений [Масайтис, 1993; The Geology..., 1984; Stöffler et al., 1994; и др.]. Первоначальный ее диаметр составлял около 250 км, импактный

кратер испытал интенсивные тектонические деформации и глубокую эрозию. Размеры сохранившегося лополитообразного сложного геологического тела, образованного различными продуктами плавления кристаллических пород мишени и их выброса, составляют в плане около 65×28 км, мощность его около 3,5 км. Архейские и протерозойские кристаллические породы мишени несут признаки ударных преобразований в радиусе до 80 км. Различные типы брекчий, в том числе в виде жил и даек нередко с медно-никелевыми сульфидными рудами, встречаются в этих породах. В основании мощного пласта хорошо раскристаллизованного импактного расплава располагается так называемый субслой мощностью до 150 м, это различные брекчии, диориты, в том числе рудоносные. На них залегает «интрузивный комплекс Садбери», названный так ранее, когда слагающие его породы рассматривались как магматические. Это главным образом нориты и кварцевые нориты, переходящие в гранофиры, слагающие верхнюю часть пластового тела; мощность его около 2,5 км. Выше располагаются породы формации Онэйпинг общей мощностью около 2 км, в нижней части которой залегают породы, близкие к гранофирам, но насыщенные обломками пород мишени. Основная часть разреза образована зювитами, в верхней его части обогащенными углеродистым веществом («черный Онэйпинг»). Зювиты постепенно переходят в коптомиктовые песчаники и алевролиты общей мощностью около 1,5 км.

Выполненная нами обработка нескольких проб зювитов из формации «черный Онэйпинг» показала присутствие в них импактных алмазов [Масайтис и др., 1997]. Зювиты состоят из обломков измененных ударно-метаморфизованных кристаллических пород и фрагментов полностью перекристаллизованных импактных стекол от долей сантиметра до нескольких десятков сантиметров в поперечнике, обычно 0,5—3 см. В цементе, заключающем обломки и представленном тем же более тонко измельченным и перекристаллизованным материалом, содержится, по данным М. Аверманн [Avermann, 1992], до 1,5 % углеродистого вещества как органического (до 0,5 %), так и неорганического (до 1,0 %) происхождения. Изотопный состав первого, по тому же источнику, $\delta^{13}\text{C}$ — 30—31 ‰. Интересно отметить присутствие фуллеренов в этих породах, которые образовались по-видимому при высоких температурах и давлениях. Источник углерода пока достоверно не установлен, предполагается, что углеродистое вещество могло присутствовать в составе ударника [Becker et al., 1994].

Предварительные результаты изучения извлеченного из остатков термохимического разложения углеродистого вещества показывают, что оно представлено комковатыми, иногда уплощенными агрегатами тонкодисперсного графита до 2 мм в поперечнике, а также отдельными кристаллами графита, в том числе с признаками ударных преобразований до 35 ГПа. Обнаруженные вместе с этими образованиями алмазы представляют собой уплощенные непрозрачные хрупкие обломки белой, серой, коричневой и черной окраски, высокой твердости (царапают муассанитовую пластинку), их максимальный размер $0,5 \times 0,4$ мм. Неправильные поверхности зерен несут следы коррозии; так же как и присутствие графита, это, вероятно, является следствием высокотемпературных воздействий. При ультрафиолетовом облучении зерна обнаруживают интенсивную желтую люминесценцию, катодолюминесценция отсутствует. Рентгенофазовый анализ показал достоверное присутствие кубической фазы. Ширина и интенсивность основного дифрактометрического пика алмаза ($d = 2,069 \text{ \AA}$) свидетельствуют, что зерна являются частично текстурированными поликристаллами.

Форма спектра ЭПР характерна для апографитовых импактных алмазов, не содержащих лонсдейлит ($g = 2,003$, $\Delta H = 4,5—4,8$ Ое), она также указывает на отсутствие в них парамагнитного азота.

Таким образом, впервые показано, что в зювитах структуры Садбери совместно с графитом (в том числе ударно-метаморфизованным и скорее всего имеющим своим источником породы мишени) присутствуют и импактные алмазы, что еще раз подтверждает ее импактное происхождение. Это самые древние импактные алмазы среди известных.

7.7. Астроблема Лаппаярви

Возможность присутствия алмазов в импактитах астроблемы Лаппаярви недавно обсуждалась авторами с М. Койвисто и Ю. Корхоненом [Koivisto, Korhonen, 1997]. Образцы, отобранные из их коллекции, затем были проанализированы в лаборатории ВСЕГЕИ И. Г. Федоровой и в некоторых из них были найдены зерна этого минерала.

Импактная структура Лаппаярви, располагающаяся в восточной части Балтийского щита, хорошо изучена разными методами [Lehtinen, 1976; Pesonen et al., 1992; и др.]. Она имеет возраст около 77 млн лет, однако интенсивно эродирована. Диаметр структуры оценивается в 23 км, модифицированную ледниковыми процессами впадину кратера занимает озеро, по имени которого она была названа. Кристаллические сланцы, гнейсы и гранитоиды представляют собой породы мишени. Характерно, что отдельные маломощные прослой кристаллических сланцев черной окраски обогащены тонкочешуйчатым графитом.

Массивные импактиты (кярнаиты) выступают на небольшой площади на острове в центре структуры, многочисленные валуны этих пород встречаются в четвертичных отложениях, в том числе на значительном расстоянии к югу. Зювиты на поверхности встречены исключительно в виде валунов, как и брекчированные кристаллические породы. Судя по данным бурения, мощность импактитов может превышать 150 м. Кярнаиты по петрографическим особенностям близки к тагамитам ряда других импактных кратеров. Они имеют тонкокристаллическую структуру и сложены главным образом плагиоклазом, кварцем, ортопироксеном с участием кордиерита и рудных минералов. Присутствуют многочисленные класты ударно-метаморфизованных кристаллических пород, так же как и фрагменты слагающих их минералов. Содержание кремнекислоты в кярнаитах составляет 62—68 %. Зювиты состоят из обломков ударно-метаморфизованных пород мишени, бомб и лапилли импактных стекол, обычно пористых и измененных вторичными процессами.

Предварительная минералогическая характеристика найденных алмазов, извлеченных из остатков термохимического разложения образцов зювитов, показывает их сходство с подобными образованиями других алмазоносных астроблем. В отдельных пробах обнаружены многие десятки зерен, в то время как в других отмечены лишь единичные находки, ряд проб оказался пустым. Все это указывает на неравномерное распределение алмазов. Они имеют размер около 0,1 мм, пластинчатый и чешуйчатый внешний облик, чаще это корродированные обломки. Их окраска желтовато-серая, темно-серая и, реже, черная. Хорошо образованные параморфозы по кристаллическому графиту встречаются редко. Зерна отличаются характерными оптическими свойствами (высокое двупреломление, прямое относительно удлинения пластинок погасание и пр.). Они имеют

желто-зеленую люминесценцию в УФ-свете и высокую твердость. Совместно с алмазами в остатках термического разложения проб встречен также графит, в том числе ударно преобразованный.

Обнаружение импактных алмазов в импактитах астроблемы Лаппаярви является первой находкой этого минерала на Балтийском щите.

8. ПЕТРОГЕНЕЗИС АЛМАЗОНОСНЫХ ИМПАКТИТОВ

8.1. Основные черты эволюции импактных расплавообразующих и породообразующих систем

Алмазосодержащие и алмазоносные импактиты, залегающие в импактных структурах, как вытекает из изложенного в предыдущих разделах, возникают в случае присутствия в породах мишени углеродистого вещества и значительной энергии удара, вызывающей как его переход в гипербарические фазы, так и плавление этих пород.

Схема такого процесса в трехмерном пространстве, учитывающая неоднородное распределение углеродистого вещества, зональность ударного метаморфизма и центробежное перемещение масс импактного расплава при кратерообразовании, была впервые разработана применительно к алмазоносным импактитам Попигайской астроблемы в 1974 году и впоследствии опубликована [Масайтис, 1984, 1993]. В настоящее время эта схема может быть несколько детализирована с учетом результатов дополнительных исследований и анализа всех имеющихся материалов.

Общая последовательность отдельных стадий импактного кратерообразования охарактеризована во многих опубликованных работах, наиболее полно в монографии Дж. Мелоша [1993]. Обычно выделяют три частично перекрывающихся во времени стадии:

контакта и сжатия, в течение которой ударившее космическое тело тормозится в толще горных пород;

экскавации и образования транзитного (переходного) кратера;

модификации, когда транзитный кратер заполняется материалом выбросов и меняет свою морфологию в результате движений дна и бортов структуры.

Эти стадии, даже при образовании крупных кратеров, очень быстро сменяют друг друга (10^{-1} — 10^{-3} с), однако ряд последующих процессов (охлаждение, литификация, оползание, изостатические выравнивание, гидротермальная деятельность и пр.) могут продолжаться весьма длительное время (до нескольких сотен тысяч лет и более), в связи с чем целесообразно подразделение стадии модификации на раннюю и позднюю.

В настоящем разделе основное внимание будет уделено рассмотрению петрологических процессов формирования алмазосодержащих импактитов, поэтому различные аспекты механизмов кратерообразования будут затрагиваться лишь в той мере, в какой это необходимо для понимания различных особенностей распределения этих пород, их состава и строения. Основные черты движения масс преобразованного вещества мишени при кратерообразовании (стадии компрессии, экскавации и частью ранней модификации) ясны из рис. 8.1.

Петрогенезис импактитов начинается с возникновения импактного расплава и завершается застыванием образованных им (полностью или с его участием) геологических тел, различающихся по ряду признаков.

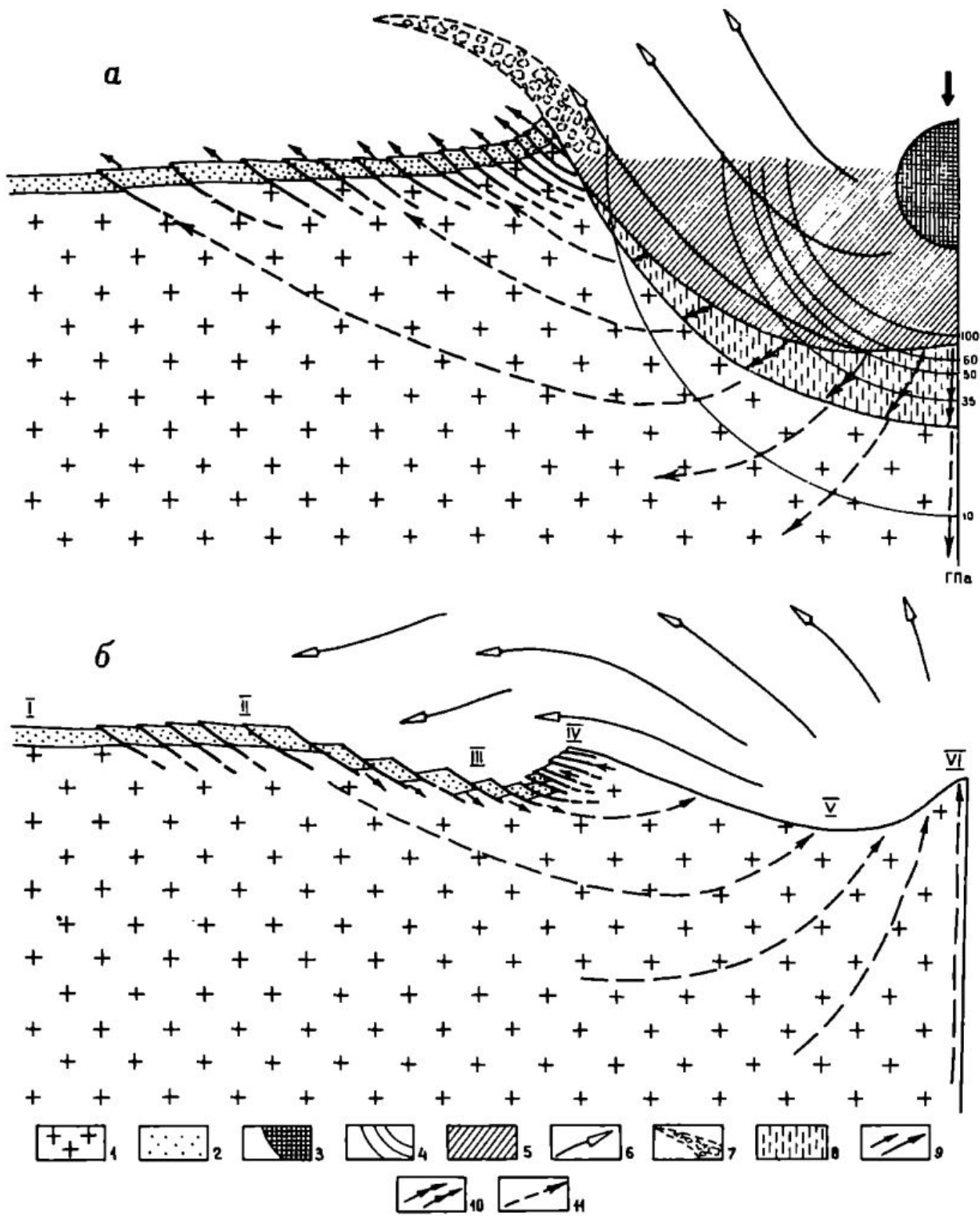


Рис. 8.1. Схема движения масс деформированных и преобразованных горных пород на отдельных стадиях формирования Попигайского кратера (*a* — стадия экскавации, *b* — стадия ранней модификации):

1 — кристаллические породы; 2 — осадочные породы; 3 — ударившее космическое тело; 4 — изобары ударной волны, рассчитанные исходя из модели точечного взрыва в неограниченной среде; 5 — экскавационная впадина; 6 — перемещение раздробленных и расплавленных пород из экскавационной впадины; 7 — султан выбросов; 8 — зона течения в транзитной впадине; 9 — перемещение деформированных пород и блоков; 10 — пластическое течение; 11 — глубинное скольжение и упругая отдача.

I — ненарушенная или слабо нарушенная зона; II — внешнее структурное кольцевое поднятие; III — внешний кольцевой желоб; IV — внутреннее кольцевое поднятие; V — внутренний (малый) кольцевой желоб; VI — центральное поднятие.

Петрогенезис может быть рассмотрен в рамках эволюции сложной вещественно-структурной системы, включающей несколько реконструируемых подсистем — исходных или начальных, транзитных или переходных и продуцируемых или конечных [Масайтис, 1988]. Достоверность этих реконструкций определяется, с одной стороны, надежностью и полнотой геолого-петрографических и минералогических наблюдений, а с другой, той или иной детальностью разработки теории рассматриваемых процессов. Несмотря на значительные успехи, достигнутые в области анализа импактного кратерообразования, многие вопросы, касающиеся конкретных механизмов формирования структурно-текстурных и конституционных особенностей импактитов и импактных брекчий и слагаемых ими геологических тел, остаются еще недостаточно выясненными. В этой связи рассматриваемые далее подсистемы и процессы в них охарактеризованы в основном лишь качественно.

Упомянутыми исходными подсистемами являются различные породы мишени, в том числе графитсодержащие, преобразуемые проходящей ударной волной в вещество с различным агрегатным состоянием. Транзитные подсистемы представляют собой преобразованное вещество исходных пород (и частью вещество ударника), находящееся в процессе дифференциальных движений, течения, перемешивания, распыления, переноса и осаждения. Продуцируемые подсистемы — это по существу импактные брекчии и импактиты в процессе выравнивания параметров состояния с окружающей средой. Эта среда (окружающие породы и их водонасыщенность, окружающая атмосфера) принадлежит к самостоятельной вещественно-структурной системе, определенным образом взаимодействующей со всеми остальными.

Необходимо подчеркнуть, что упомянутые подсистемы являются в целом открытыми, первые две из них отличаются в большинстве случаев крайней неравновесностью процессов, резкими кинетическими изменениями, а первая, кроме того, и исключительно быстрым нарастанием энтропии и энтальпии в результате полученного энергетического импульса. В конечной подсистеме в связи с охлаждением и кристаллизацией возрастает структурная упорядоченность, падает теплосодержание.

Петрологические процессы расплаво- и пороодообразования в каждой из упомянутых подсистем регулируются интенсивными и экстенсивными факторами, влияющими также на возникновение и сохранность в них импактных алмазов. Для исходных подсистем ведущие интенсивные факторы — это давление в распространяющейся от центра и постепенно затухающей ударной волне, продолжительность сжатия, температура и массовая скорость за фронтом волны. В транзитных подсистемах к числу таких факторов можно отнести давление в струях растекающегося и выбрасываемого вещества, его температуру, импульс и угол выброса, продолжительность переноса. В конечных подсистемах — это литостатическое давление в толщах пород, их температура, продолжительность выравнивания параметров, температура и давление мигрирующих флюидов.

Экстенсивные факторы во всех трех подсистемах характеризуют химический и фазово-минеральный состав вещества, его структуру (конституционную и геометрическую), а также физические свойства (плотность, пористость, вязкость и другие, связанные с ними) и флюидонасыщенность. Необходимо подчеркнуть градиентный характер всех трех подсистем, что проявляется, в частности, в вариациях как интенсивных, так и, в меньшей мере, экстенсивных факторов расплаво- и пороодообразования.

Факторы, определяющие возможность образования тех или иных форм распределения и сохранения алмазов, могут рассматриваться в рамках того же подхода, они принадлежат к упоминавшимся группам интенсивных и экстенсивных. Экстенсивным фактором является нахождение в породах мишени графита и его свойства, характер распределения графита, структурно-текстурные особенности заключающих его пород, присутствие флюидов. К интенсивным факторам относятся давление в ударной волне, продолжительность сжатия, температура за фронтом, масштабы перемешивания материала, определяемые импульсом и траекторией, длительность охлаждения и режим флюидов. Все эти факторы могут быть оценены как благоприятные или неблагоприятные с точки зрения влияния на формирование наиболее значительных концентраций алмазов в импактитах в кратере в целом, а также в отдельных геологических телах импактитов.

8.2. Процессы в исходных подсистемах

В исходных подсистемах петрологические процессы в основном сводятся к ударным преобразованиям и нагреву вещества пород мишени, за счет которых в дальнейшем формируются импактиты и импактные брекчии.

На стадии сжатия при прохождении затухающей ударной волны в породах мишени возникают концентрические, полусферические (если не принимать во внимание участки прилегающие к свободной поверхности), постепенно переходящие друг в друга зоны преобразованных кристаллических пород — от зоны испарения, непосредственно примыкающей к ударнику, который также подвергается этому процессу, через зону плавления до зоны слабого дробления и трещиноватости на периферии.

В случае Попигайского события оценка пикового давления на стадии сжатия составляет $p = 624$ ГПа [Масайтис, 1984], которая основана на определении энергии взрыва при образовании стокилометрового кратера (примерно $1,7 \cdot 10^{23}$ Дж, по данным разных источников). Используя закон затухания ударной волны [Зельдович, Райзер, 1966; Базилевский и др., 1983; Мелощ, 1993], можно оценить также радиусы концентрических зон полного испарения, полного плавления, пластических деформаций и ударного метаморфизма разной интенсивности (табл. 8.1).

Указанные оценки хорошо согласуются с непосредственными наблюдениями над характером преобразований неперемещенных (или испытывавших сравнительно незначительные связные перемещения) кристаллических пород цоколя, которые выступают на поверхности и вскрыты скважинами в зонах 5 и 6, то есть в пределах кольцевого поднятия, основания кольцевого желоба и на границе внешней воронки структуры. Так, в пределах кольцевого поднятия ($r = 22,5$ км) ударные преобразования по петрографическим наблюдениям не превышают 8—10 ГПа, вблизи оси кольцевого желоба ($r = 28$ км) они находятся в пределах 4—5 ГПа, а на борту внутренней воронки ($r = 37,5$ км) не достигают и 1 ГПа. Распределение ударных нагрузок в породах мишени схематически показано на рис. 8.1, который одновременно иллюстрирует общий характер перемещения масс на следующих стадиях кратерообразования.

В таблице 8.1 обозначено положение зон наиболее эффективного алмазообразования в интервалах ударных нагрузок от 35 до 60 ГПа. Ниже этого уровня давлений алмазы практически не образуются, что, как было показано, вытекает из изучения ударно-метаморфизованных графитсодержащих гнейсов, испытывавших различные ударные нагрузки

ПАРАМЕТРЫ ЗОН ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ВЕЩЕСТВА МИШЕНИ

Зоны преобразований	Давление внутри зон, ГПа	Внешние радиусы зон, км	Тип процесса и возникающие гипербарические фазы углерода
1	Более 100	9,5	Испарение
2	100—60	11,3	Полное плавление, частью испарение. Графит→алмаз→графит
3	60—50	12,0	Плавление. Графит→алмаз (частично алмаз→графит)
4	50—35	13,6	Диалектовые преобразования, частичное плавление. Графит→алмаз
5	35—10	20,6	Пластические деформации
6	Менее 10	До 70	Трещинообразование и дробление

и представляющих собой как бы «замороженные» элементы упомянутых зон. При очень высокой, значительно превышающей ликвидус кислых пород, остаточной температуре ($T > 1700—1800$ °С), вызванной нагрузками более 60 ГПа, алмазы почти полностью графитизируются или окисляются, если не происходит ее быстрого спада (например, при выбросе мелких частиц и капель расплава), не говоря уже о внутренней зоне с еще более высокими остаточными температурами, где возникший расплав интенсивно перегрет (до 2500 °С и более). Не исключено, что в этих условиях силикатный расплав, богатый SiO_2 , мог реагировать как с реликтовым графитом, так и с параморфозами алмаза с образованием карбида кремния, аналогично тому, как это имеет место при промышленном синтезе этого соединения. Зона эффективного алмазо-

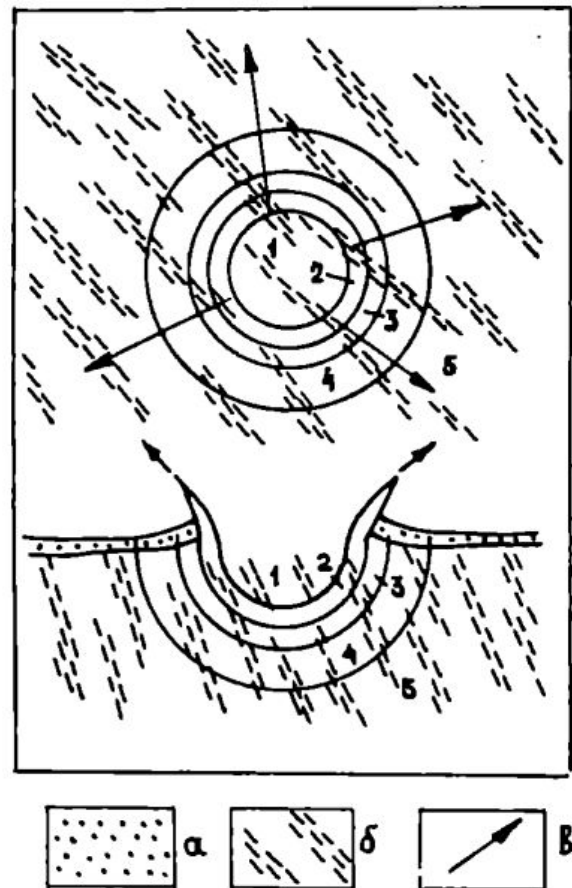


Рис. 8.2. Схема концентрических зон ударного преобразования, наложенных на породы с неравномерным распределением в них углеродистого вещества, и характер его выбросов:

1—4 — зоны испарения (1), плавления (2), пластических деформаций (3), трещиноватости и дробления (4); 5 — ненарушенные породы. Породы мишени: а — осадочные (на плане не показаны); б — кристаллические, местами обогащенные углеродистым веществом; в — направления радиального выброса из зоны (2) фракций расплава, обогащенных трансформированным в гипербарические фазы углеродистым веществом.

образования является, таким образом, достаточно узкой по толщине (около 2,5 км). При этом, как следует из сказанного, внешняя ее часть ($R = 13,6—12$ км) оставалась после прохождения ударной волны в твердо-пластичном состоянии, в то время как внутренняя ($R = 12—11,3$ км) перешла в расплав. Плавлению подверглись и породы, расположенные ближе к центру ($R = 11,3—9,5$ км). Интересно отметить, что оценка полного объема материала, подвергшегося плавлению, в полусферическом слое согласно рассматриваемой модели ($R = 12—9,5$ км) составляет около 1800 км^3 , что почти точно отвечает объему застывшего расплава в составе сохранившихся в кратере тел тагамитов и зювитов (за вычетом включений) и оцененного по геологическим данным в 1750 км^3 .

Существенную роль в процессах, охвативших объем вещества в зоне радиусом $12—9,5$ км (рис. 8.2), играют различия в начальной температуре расплавов, возникших на разных расстояниях от центра. Присутствие в тагамитах лешательерита (температура плавления кварца около $1700 \text{ }^\circ\text{C}$), оплавленных зерен рутила, циркона, магнетита и ильменита (температуры плавления около $1300—1600 \text{ }^\circ\text{C}$), находки муллита (температура образования $1100—1750 \text{ }^\circ\text{C}$), муассанита (его синтез происходит при температурах, превышающих $1800 \text{ }^\circ\text{C}$) свидетельствуют о существенном перегреве отдельных фракций выше ликвидуса для соответствующих составов. Ряд минералогических термометров определенно указывает на то, что значительные объемы расплава имели температуру $1100—1400 \text{ }^\circ\text{C}$ [Масайтис, 1978; и др.]. Можно считать, таким образом, что начальные температуры составляли от $1100—1300 \text{ }^\circ\text{C}$ в наиболее удаленной зоне и достигали $1800 \text{ }^\circ\text{C}$ ближе к центру.

Преимущественными носителями графитового субстрата при алмазообразовании являлись биотит-гранатовые и некоторые другие гнейсы, которые наиболее часто встречаются в высокоалмазоносных тагамитах и зювитах в виде включений. Наблюдения в пределах прилегающей части Анабарского щита, где подобные породы широко распространены, показывают, что содержание графита в кристаллических породах может местами достигать 10 %, однако в целом он распределен неравномерно, в виде насыщенных этим минералом линз, полос и пр. Наложение ударно-метаморфической концентрической зональности на такой субстрат с неравномерным распределением графита имело следствием и неравномерность в первичном распределении алмаза в концентрической зоне наиболее эффективного перехода.

В ударно-метаморфизованных гнейсах из включений в импактитах до 75 % присутствующего графита бывает преобразовано в алмаз. Между тем, такие породы были сжаты с амплитудой не более 45 ГПа, о чем можно судить по присутствию реликтов не преобразованного полностью граната, в то время как все остальные силикатные минералы превращены в диаплектовые стекла и стекла плавления. Вероятно, полнота твердофазного перехода графита зависит не только от степени сжатия, но также от размеров его зерен и образуемых ими агрегатов, от степени их кристалличности, свойств силикатных минералов, непосредственно включающих агрегаты графита и др. Наблюдения в шлифах показывают, что в ударно-метаморфизованных графитсодержащих гнейсах мелкие идиоморфные кристаллы графита почти полностью трансформированы в алмаз, в то время как относительно более крупные чешуйки и агрегаты подвергаются лишь частичной трансформации.

Анализ ударных преобразований каркасных силикатов приводит к выводу, что в тех случаях, когда их кристаллы включены в более крупные зерна фемических минералов, отличающиеся относительно более высоким акустическим импедансом, для пластических деформаций и фазовых переходов требуются более высокие уровни сжатия по сравнению с теми случаями, когда эти каркасные силикаты образуют матрицу породы. Это позволяет считать, что для перехода чешуек графита в алмаз в тех случаях, когда они включены в кристаллы граната, необходимо несколько более высокое давление, чем для таких же чешуек, окруженных полевыми шпатами и кварцем.

В пределах упомянутого полусферического слоя с градиентным распределением давления силикатная матрица, заключающая графит, в волне разгрузки превращается частью в агрегат мономинеральных импактных расплавов (плотность внутренней энергии за счет сжатия вещества здесь достаточна для соответствующего разрушения кристаллической решетки породообразующих минералов), а частью подвергается пластическим деформациям с образованием диаплектовых минералов, диаплектовых стекол и иногда небольших количеств расплавленного материала. В дальнейшем эта внешняя часть рассматриваемого слоя почти полностью поглощается центробежно перемещающимися массами расплава, выбрасываемыми из зоны, расположенной ближе к точке удара (рис. 8.2).

Поскольку преобразуемые породы представляют собой весьма неоднородную по физическим свойствам среду, возникают не только различия в степени этих преобразований в микро- и макромасштабах даже на участках, где давление в ударной волне одинаково, но также значительные сдвиговые напряжения. Вместе с тем, следует иметь в виду, что отдельные части воображаемой градиентной колонки ударно-волновых преобразований в массиве кристаллических пород не существуют одновременно, трансформируясь за фронтом движущейся волны в транзитную подсистему сразу после его прохождения.

Преобразования вещества горных пород протекают в рассматриваемую стадию в условиях динамического воздействия упругого предвестника, имеющего односторонний характер, затем резкого нарастания давления, возможно пульсирующего, интенсивного сжатия, характеризующегося определенной длительностью, и последующего спада давления, сопровождающегося движениями вещества, в том числе за фронтом волны. Отдельные перечисленные фазы напряженного состояния могут быть реконструированы на основе анализа последовательности разрушений породообразующих минералов и их агрегатов [Масайтис, 1982]. С определенной долей вероятности в рамках этих процессов может быть рассмотрено и поведение графита [Вальтер и др., 1992; и др.].

Значительная продолжительность импульса сжатия при рассматриваемом кратерообразующем событии (0,5—1 с) позволяет заключить, что воздействие ударной волны на графит было как бы двухстадийным. Вступление волны может рассматриваться как одностороннее сжатие, в то время как последующий длительный импульс обуславливает гидростатический его характер. На такую последовательность процессов указывает ряд уже обсуждавшихся минералогических особенностей частично преобразованных чешуек графита и возникающих за их счет поликристаллических параморфоз алмаза. Нарастание тончайших кристаллитов азотсодержащего кубического алмаза на параграницах параморфоз светлоокрашенных поликристаллических алмазов непосредственно в преобразованных гнейсах относят за счет диф-

фузионного роста [Вальтер и др., 1992]. Такой процесс, с одной стороны, мог поддерживаться упомянутой длительностью сжатия, а с другой — влиянием высокоплотного флюида, содержавшего также и азот. Участие в этом процессе высокоплотного флюида, в состав которого входили также вода и углекислота, подчеркивается обнаружением этих компонентов в алмазах [Koeberl et al., 1995]. Роль летучих компонентов (в первую очередь, влияние их на фазовые переходы) пока еще недостаточно ясна. Водный флюид возникает в сжатых породах как за счет поровой влаги, так и за счет распада водосодержащих силикатов. Как показывают детальные исследования диаплектовых стекол и стекол плавления [Фельдман, 1990; и др.], на рассматриваемой стадии преобразования такой интенсивно сжатый высокотемпературный флюид мог вызвать высокоскоростной перенос ряда компонентов, в частности, щелочей и некоторых других. Вместе с тем, этот процесс происходит, скорее всего, в микромасштабах (вероятно, на расстояниях не более первых миллиметров или десятка миллиметров), не меняя валового состава породы в пределах дециметровых образцов. Несомненна роль этого флюида при формировании пористой текстуры стекол плавления в условиях начавшейся разгрузки, а также при кристаллизации коэсита за счет диаплектовых стекол [Масайтис и др., 1974]. Диссоциация воды и поглощение гидроксидов расплавом (тем более значительное, чем выше его температура) вели к увеличению парциального давления водорода в этом сосуществующем флюиде. Не исключено, что подобный восстановленный флюид мог способствовать дополнительному диффузионному росту кубической фазы алмаза. На такой характер флюида указывает состав закаленных стекол из зювитов и коптокластитов, характеризующихся незначительной степенью окисления железа, которая меньше таковой не только в гнейсах, послуживших исходным материалом для их образования, но и в ВТ-тагамитах. Точно также весьма высоким в стеклах является и отношение $K_2O : Na_2O$. Все это свидетельствует о значительном перегреве возникшего импактного расплава и согласуется с экспериментальными данными [Парфенова и др., 1976; Яковлев и др., 1978].

8.3. Процессы в транзитных подсистемах

Транзитные подсистемы характеризуются широким спектром процессов перемещения и аккумуляции преобразованного вещества пород мишени.

Как уже указывалось, переход от исходной к транзитной подсистеме происходит за фронтом волны в каждый момент на каждом участке полусферического слоя, где имеет место трансформация графита в алмаз. Некоторые признаки дифференциальных движений агрегата мономинеральных расплавов и их перемешивания можно видеть на образцах закаленных протоимпактитов, выброшенных из этой зоны. В этих породах, состоящих из мономинеральных пемзовидных стекол плавления, наблюдаются следы начавшегося течения расплавленного материала и его гомогенизации в форме участков флюидальных текстур и прожилковидных тяжей черного полиминерального стекла. Такое перемешивание, начинающееся во всем объеме рассматриваемого слоя и в смежных слоях, в дальнейшем ведет к крупномасштабной гомогенизации расплава. Хотя такая гомогенизация завершается в момент его остановки после выброса по различным траекториям, ряд наблюдений указывает на то, что она происходит в основном уже на начальных этапах движения вещества. На это указывает состав маломощных жилков и даек тагамитов, пересекающих

глыбы ударно-метаморфизованных гнейсов, включенные в аллогенные брекчии. Эти инъекции сформировались еще до выброса раздробленного и расплавленного материала, однако состав их практически неотличим от состава тагамитов, прошедших как бы полный цикл перемешивания и выброса. Имеются и другие данные, рассматриваемые далее, также указывающие на быстротечность этого процесса.

Форма и механизмы транспорта раздробленного и расплавленного материала непосредственно в переходном кратере, в султанах выбросов и в газовой-пылевой облаке (см. рис. 8.1) могут быть в той или иной мере реконструированы, исходя из агрегатного состояния вещества наблюдаемых пород, характера их залегания, внутренней структуры образуемых ими тел и их соотношений.

Характер перемещения раздробленных и частью расплавленных масс вблизи поверхности дна переходного кратера и под этой поверхностью обычно рассматривается в рамках модели Z-течения [Базилевский и др., 1983; Мелощ, 1993; и др.], переходящего в баллистические струйные выбросы. Принято различать две стадии выброса — начальную и позднюю. Начальная связана с воздействием на поверхность грунта воздушной ударной волны, двигающейся перед космическим телом, что в конечном счете ведет к образованию тектитов и тектитных полей рассеяния. Поздняя стадия характеризуется выбросом материала вверх и в стороны по баллистическим траекториям со скоростями несколько километров в секунду. Этот выброс происходит как в виде дисперсных флюидизированных систем, состоящих из газа, капель расплава и фрагментов пород в разных соотношениях, так и в форме частично разрушающихся при вылете массивных струй, образующих двигающиеся по поверхности истинного дна кратера потоки. Температуры и давления газов в отдельных струях выбросов значительно варьировали, что вытекает из наблюдений над характером различных пород и соотношениями слагаемых ими тел. Одновременно следует иметь в виду и роль дисперсии скоростей выброшенных масс, что наряду с большими размерами образующегося кратера и продолжительностью разлета и выброса по различным траекториям отдельных струй, потоков жидкости и газа приводило к сложным сочетаниям в одних телах материала различных исходных пород в разной степени преобразованного при ударном сжатии, нагретого до разных температур и пр.

Принимая во внимание некоторую асимметрию в распределении импактитов и импактных брекчий в Попигайской астроблеме относительно ее центра (см. рис. 1.1), а также асимметрию ряда элементов внутренней структуры, можно заключить, что причиной этого вероятнее всего мог быть косой удар космического тела, направленный с северо-востока на юго-запад по азимуту $220 \pm 10^\circ$ [Масайтис, Мащак, 1982]. Центр тяжести масс застывшего импактного расплава смещен к юго-западу от геометрического центра астроблемы, что согласуется с данными экспериментов, показывающих, что при косом ударе расплав концентрируется преимущественно впереди точки удара [Gault, Wedekind, 1978; и др.]. Это указывает на определенную неравномерность течения преобразованного материала мишени и его выброса уже в начальный момент движения.

Наиболее важными процессами в транзитных подсистемах, влияющими на образование алмазоносных импактитов, являются идущие почти одновременно гомогенизация расплавленного неоднородного материала и его перенос по различным траекториям. Эта гомогенизация начинается

непосредственно после прохождения волны сжатия, резко усиливается с увеличением скорости движения материала, сопровождающейся высокотемпературной диффузией. Судя по близости состава закаленных бомб и фрагментов импактных стекол из зювитов и коптокластитов к составу тагамитов, образующих как крупные, так и мелкие тела, такая гомогенизация происходит в процессе перемещения расплавленного материала в переходном кратере до выброса его по баллистическим траекториям и в атмосферу.

Участие в составе крупных пластовых и других тел двух контрастных разновидностей тагамитов, различающихся по ряду структурно-текстурных и, в меньшей мере, конституционных особенностей, а также резкие контакты между ними с образованием своеобразных такситов позволили, как показано в разделе 3, выделить ВТ- и НТ-тагамиты и предложить модель их образования. Такие признаки первых из них, как меньшая степень кристалличности, меньшее количество включений, большая степень их переплавления, меньшая степень окисления железа, меньшее содержание кремниевой кислоты, а также нормативных ортоклаза, альбита, кварца, меньшее количество первичной растворенной воды и другие, позволяют считать, что они сформировались из расплава, первоначально значительно перегретого выше ликвидуса, испытавшего частичное испарение некоторых компонентов. Обращает на себя внимание и пониженное содержание импактных алмазов в ВТ-тагамитах, а также признаки более интенсивной их коррозии, вызванной высокой температурой. Упомянутые сдвиги состава ВТ-тагамитов по сравнению с НТ-тагамитами сходны с теми, которые установлены в экспериментах по селективному испарению силикатного расплава [Яковлев и др., 1978]. Фракции расплавов, из которых образовались тагамиты обеих разновидностей, возникли за счет одного и того же субстрата, но, благодаря несколько различному положению относительно эпицентральной зоны, были нагреты в разной степени. Фракции расплава с начальными температурами, которые могли различаться на 300—500 °С и более, выбрасывались по различным траекториям. Эти температурные различия приводили к тому, что структуры соответствующих жидкостей отличались по степени полимеризации [Hess, 1971]. Именно эта особенность препятствовала взаимной смесимости фракций при прекращении движения соответствующих струй и образовании сложных тел. Такая несмесимость, иногда макроэмульсионного характера, проявляется на границах простых тел ВТ- и НТ-тагамитов в форме такситовых текстур. Эти текстуры указывают на то, что НТ-тагамиты во многих случаях были менее вязкими, тогда как ВТ-тагамиты уже потеряли пластичность. Полное смешение в зонах соприкосновения контрастных по температуре и вязкости фракций расплава происходило лишь в более глубоких и медленно охлаждавшихся частях сложных пластовых тел большой мощности. Нет сомнения, что существовали и струи расплава с промежуточными температурами, результатом чего явилось образование промежуточных разновидностей тагамитов.

Заключенные в тагамитах и импактных стеклах импактные алмазы, с одной стороны, являются сохранившимися реликтами полностью или почти полностью расплавленных кристаллических пород. С другой стороны, они могут быть результатом захвата ударно-метаморфизованного графитсодержащего материала таких пород в виде их фрагментов, подвергшихся затем дополнительному нагреву, плавлению, распаду при дальнейшем

движении и перемешивании расплава. Часть таких фрагментов, тем не менее, сохраняется целиком, позволяя уверенно судить о характере таких процессов.

Пока еще нет данных для достоверной оценки относительных количеств алмазов, находящихся в матрице в виде самостоятельных зерен или же входящих в состав мелких фрагментов ударно-метаморфизованных гнейсов и выявляемых при опробовании тагамитов. Отрицательная корреляция между количеством мелких включений (выше уровня примерно одной четверти объема тагамитов) и содержанием алмазов, так же как их заметная коррозия, говорят в пользу предположения о том, что основная их часть локализуется в матрице.

Захват и поглощение импактным расплавом фрагментов раздробленных пород мишени происходит на всем пути его перемещения и имеет стадийный характер. По-видимому, первые порции таких более интенсивно нагретых фрагментов (особенно их мелкая фракция) успевают полностью раствориться в перегретом расплаве, в то время как относительно более холодные класты, захваченные на заключительном отрезке этого пути, когда расплав уже заметно охлажден за счет контаминации, дегазации и, частично, адиабатического расширения, испытывают лишь незначительные термальные изменения. Это объясняет почти постоянное присутствие сохранившихся слабо ударно-преобразованных кластов в первоначально заведомо перегретых фракциях расплава и показывает, что модель одностадийного захвата и выравнивания температуры системы [Flogan et al., 1978; Grieve, 1978; Onorato et al., 1978] требует существенной корректировки. В последнее время показана связь масштабов радиального переноса расплава и количества поглощенного им кластического материала [Waggen et al., 1996].

Как уже отмечалось, лучевые неоднородности в распределении алмазов в импактитах в Попигайской астроблеме, в первую очередь, обусловлены неравномерным распределением графита в породах мишени, наложением концентрической ударно-метаморфической зональности, ведущей к трансформации его в алмаз в одной из таких зон, и последующим центробежным выбросом в той или иной мере содержащего алмазы расплавленного и раздробленного материала (см. рис. 8.2). Значительная часть такого материала (около половины) при выбросе была диссипирована на мелкие капли и частицы, вошедшие затем в состав зювитов и частично различных перемещенных брекчий, в том числе в состав коптокластитов. Это было связано в значительной мере с воздействием расширяющихся газов, образовавшихся не только за счет испаренного вещества ударника и мишени, но в значительной степени возникших при ударном нагреве и преобразовании водонасыщенных терригенных и карбонатных пород осадочного чехла. Ряд качественных характеристик возникших в процессе выброса флюидизированных систем, в состав которых входило вещество в разном агрегатном состоянии, обсуждался ранее [Геология астроблем, 1980; Массайтис, 1984; и др.].

Следует подчеркнуть некоторые особенности таких систем, которые при их дальнейшем коллапсе ведут к образованию зювитов. Их перемещение происходило в турбулентном режиме и сочеталось с переносом отдельных крупных выплесков расплава и блоков различных пород, при последующей аккумуляции которых возникали неупорядоченные хаотические накопления зювитовых толщ. Незакономерные сочетания зювитов с тонкообломочными литоидными брекчиями (коптокластитами),

имеющими между собой как постепенные переходы, так и резкие закаленные контакты, указывают на значительные различия в динамической вязкости и температуре отдельных струй флюидизированных выбросов. Реконструкции указывают на определенное понижение температуры материала, за счет которого возникли зювиты снизу вверх по общему разрезу колптогенного комплекса, примерно от 600—500 до 300—200 °С, что выражается в уменьшении относительного количества витрокластов и интенсивно ударно-метаморфизованных обломков кристаллических пород, уменьшении степени спекания витрокластов и т. д. Вверх по разрезу также возрастает относительная примесь эпикластов осадочных пород, особенно алеврито-псаммитовой фракции. Понятно, что эти особенности отражаются и на содержании в зювитах алмазов, а также, вероятно, на относительном количестве их обломков, возникших при переносе материала, соударениях и т. д. При этом следует иметь в виду, что часть капель и бомб, выброшенных в жидком и полужидком состоянии, быстро охлаждалась в полете, происходило их стеклование и дробление при соударениях с обломками пород и при падении на землю.

Часть зювитов верхней части общего разреза отлагалась, по-видимому, не из хаотических турбулентных потоков, а из директивных, двигавшихся с меньшими скоростями. Их аккумуляция сопровождалась некоторой сортировкой обломочного материала, конденсацией капель воды и образованием аккреционных лапилли. Эти неясно-слоистые зювиты нередко содержат крупные округлые окаймленные бомбы, как бы вставленные в тонкообломочный материал. Такие породы являются, скорее всего, продуктами отложения из базисной волны, возникшей при оседании охлажденной в высоких слоях атмосферы и за ее пределами вертикальной колонны выбросов газа и пыли. Одновременно и даже несколько позже оседания этого материала, создававшего дюноподобные микроформы рельефа, еще продолжалась аккумуляция материала из неупорядоченно двигавшихся струй.

При росте переходного кратера за счет перемещения истинного дна вниз и в стороны часть раздробленного и расплавленного материала подвергалась волочению по его поверхности, расплав разрывался на пластичные фрагменты, перемещивался с мелкими обломками. В результате возникали своеобразные зювитоподобные брекчии, залегающие, в частности, на параавтохтоне кольцевого поднятия. Часть расплава и обломков проникала в породы истинного дна в виде инъекционных жил и даек в деформированные кристаллические породы, отдельные блоки которых затем иногда захватывались выброшенными массами. В ряде случаев эти зювитоподобные породы и инъекции также содержат примесь алмазов.

8.4. Процессы в продуцируемых подсистемах

Охлаждение и литификация — основные процессы, определяющие эволюцию рассматриваемых подсистем и характеризующиеся значительной длительностью.

Поведение расплавленного вещества в мощных пластовых залежах в первую очередь зависит от начальной температуры и скорости его охлаждения при низких давлениях. Ее оценки для кратеров большого диаметра, полученные разными исследователями, заключены в пределах

10—100 тыс. лет, на эти оценки влияет ряд факторов (состав и масса расплава, температура и теплопроводность подстилающих и перекрывающих пород, мощность последних, наличие конвекционных потоков флюидов и пр.). В малых массах расплав испытывает быструю закалку с образованием стекол и их последующей девитрификацией или субсолидусной кристаллизацией.

Определенные усложнения в простые схемы охлаждения крупных масс расплава вносит наличие неравномерно нагретых зон или участков, а также крупных включений, размеры которых могут достигать десятков метров. Относительно медленное охлаждение импактного расплава, ведущее к его частичной или полной раскристаллизации, применительно к импактитам ряда крупных кратеров рассмотрено в ряде работ [Grieve, 1975; Simonds et al., 1978; и др.]. Характер их кристаллизации близок к таковому для магматических масс аналогичного состава, происходящих на поверхности или в гипабиссальных условиях. Кристаллизация импактного расплава иногда имеет фракционный характер [Селивановская, 1987], плавление включений, кристаллизация выплавов (не говоря уже о диффузионных явлениях, вызванных присутствием паров и газов) несколько нарушают равномерное общее охлаждение. Наибольшее значение может иметь выделение теплоты кристаллизации, несколько замедляющей охлаждение.

На термальную эволюцию больших масс расплава (и, соответственно, его стеклование) важное влияние оказывает повышение его вязкости, при этом понижается теплопроводность и замедляется охлаждение. По этой причине в относительно богатом кремнеземом расплаве в Попигайском кратере перераспределения кристаллических и жидких фаз не происходит. Состав застывающих пород в той или иной степени определяется взаимодействием их с парами воды и растворами, атмосферным кислородом и пр. Это сопровождается поглощением воды, особенно стекловатыми породами, окислением железа, перераспределением ряда компонентов, что особенно характерно для мелких витрокластов, составляющих значительную часть объема зювитов.

Выполненные Ю. П. Добрянским (ИТТФ УАН, Киев) теплофизические оценки длительности охлаждения до температуры стеклования, составляющей для расплава, содержащего 63 % SiO_2 , около 900 °С (этот этап включает ликвидусную кристаллизацию расплава и его реакционные взаимодействия с мелкими кластами), показали, что она может оцениваться для Попигайского кратера в несколько сотен лет. Оценки времени полного плавления включения относительно кислой кристаллической породы диаметром 10—30 м указывают на то, что такая глыба может быть полностью расплавлена через год, не говоря уже о мелких кластах. Эти оценки длительности охлаждения до температуры стеклования не согласуются с присутствием большого количества включений гнейсов и, особенно, обломков их минералов в тагамитах. Реакционные каймы вокруг мелких включений говорят о том, что температура, превышающая солидус для кварц-полевошпатовой эвтектики, держалась в расплаве сравнительно небольшой отрезок времени, и класты не подверглись полному расплавлению и поглощению импактным расплавом, хотя этот процесс в высокотемпературных фракциях и был более интенсивным.

Указанное противоречие может быть снято, если допустить, что расплавы к моменту прекращения их радиального перемещения испытали

значительное охлаждение за счет поглощения кластов ранних стадий захвата еще в процессе выброса и растекания. Наблюдаемые в мощных пластовых телах тагамитов мелкие класты, особенно слабо преобразованные при прохождении ударной волны, можно рассматривать как продукты захвата на последней стадии движения. Температура импактного расплава к этому моменту уже значительно снизилась, повысилась вязкость, и последняя порция захваченных обломков осталась в значительной степени не преобразованной.

Значительная вязкость расплавов в момент прекращения движения вытекает и из наблюдений над взаимоотношениями ВТ- и НТ-тагамитов. В зонах смешения соответствующих расплавов директивные текстуры такситов являются редкими, контуры обломковидных участков одной разновидности, включенной в другую — угловато-сглаженные, границы между ними резкие. На сравнительно небольшую продолжительность интервала времени между моментом достижения ликвидуса и стеклованием остатка кристаллизации указывают также малые размеры микролитов даже в наиболее полно раскристаллизованных тагамитах. Сравнительно высокая вязкость расплавов подчеркивается и отсутствием признаков их заметного растекания после остановки движения струй.

Скорость охлаждения импактного расплава была более значительна в случае тел небольшого размера. Это подтверждается особенностями микроструктуры тагамитов из таких тел, составами ликвидусных фаз, являющихся более высокотемпературными, чем в крупных телах, а также появлением в реакционных каймах вокруг кластов кварца менее упорядоченных моноклинных пироксенов. Различия в степени кристалличности ВТ- и НТ-тагамитов скорее всего вызваны тем, что в расплаве, первоначально испытывавшем значительный перегрев, возникает меньшее число центров кристаллизации, по этой же причине он проходит стадию стеклования несколько раньше и без последующей девитрификации или субсолидусной кристаллизации кристаллизационного остатка.

Это остаточное стекло содержит повышенное количество потерь при прокаливании, главным образом, диссоциированной воды, удаляемой при более высоких температурах, чем преимущественно молекулярная вода в низкотемпературных тагамитах. Диссоциированная вода является унаследованной от высокотемпературного исходного расплава, способного поглотить ее в значительном количестве. При низком внешнем давлении, при котором происходит охлаждение и кристаллизация тагамитов, упругость пара флюида исключительно мала. Инверсия флюидного режима от восстановительного к окислительному скорее всего приурочена к моменту стеклования (900—1000 °С), однако роль флюида как окислителя по указанным причинам незначительна. Об этом говорит и присутствие в высокотемпературных тагамитах мельчайших частиц пирротина, обуславливающего суперпарамагнетизм пород. Эти частицы, возникшие в высокотемпературной восстановительной обстановке, как бы заморожены в условиях быстрого охлаждения. Более значительна роль флюида как окислителя в низкотемпературных расплавах, где реагирующий с ним гиперстен частично замещается биотитом с примесью магнетита. Учитывая сказанное, можно считать, что алмазы подвергались коррозии, главным образом, благодаря взаимодействию с расплавом, где присутствовали щелочи в форме соединений с группой ОН^- . Наиболее интенсивным такое выгорание имело место в отрезок времени до стеклования расплава (тем-

пература около 1025 °С или несколько ниже), при котором конвекция прекратилась.

Опыты по окислению импактных алмазов в воздушной среде [Вальтер и др., 1992] показали, что они сгорают в интервале от 700 до 1100 °С, при этом термостойкость плотных светлоокрашенных зерен, а также зерен более крупного размера выше. В вакууме или в восстановительной среде графизитация импактных алмазов происходит при температуре 1000—1100 °С. По-видимому, температуры этих преобразований алмазов в остывающем расплаве соизмеримы с указанными. Понятно, что такой процесс происходил значительно интенсивнее в более длительно охлаждавшихся центральных частях мощных тел расплава, где преимущественно сохранялись относительно более светлоокрашенные зерна. Для зювитов, в которых фрагменты алмазодержащего расплава подверглись закалке, такая селекция не имела места и среди алмазов существенную часть составляют темноокрашенные, графитсодержащие.

Таким образом, период от момента прекращения центробежного перемещения расплава по радиусам до его стеклования был в целом относительно непродолжительным. Именно в этот отрезок времени имел место основной этап окисления алмазов, фиксируемый по облику неправильных зерен и паракристаллов, а также своеобразному рельефу их поверхности.

Дальнейшее охлаждение после стеклования кристаллизационных остатков, так же как и последующие незначительно проявленные гидротермальные процессы, в значительной мере связанные с просачиванием в нагретые толщи атмосферных вод, практически не влияют на большую часть заключенных в породах алмазов. Этим завершается становление тел алмазоносных импактитов как продуктов охарактеризованного широкого спектра процессов расплаво- и пороодообразования в рамках эволюционирующей вещественно-структурной системы (рис. 8.3). Эта эволюция отличается непрерывным изменением термодинамических (общая энтропия, энтальпия, общее давление и температура), кинематических и некоторых других характеристик (скорость движения масс и частиц расплава, воздействие флюидов и пр.). На конечных стадиях процесса энтальпия, давление, температура, скорость движения масс возвращаются к начальному состоянию и лишь энтропия (структурная и конституционная) консервативно фиксирует протекание всех остальных стадий. Как было показано в настоящем разделе и в разделе 5, эволюция рассмотренных систем сопровождается рядом превращений и минералогических изменений углеродистого вещества, являющегося составной их частью.

Несколько слов следует сказать о выделении фациальных обстановок на каждой из трех рассмотренных стадий. Такие обстановки следует рассматривать отдельно для каждой из них, соответственно может быть выделена группа фаций ударных преобразований (или фациальная серия прогрессивного ударного метаморфизма), затем группа фаций транспортировки и, наконец, группа фаций аккумуляции и становления пород и слагаемых ими тел. При этом каждая из них состоит из подгрупп, которые реализуются на разных стадиях над поверхностью мишени и непосредственно на поверхности, сразу ниже поверхности истинного дна, затем, на умеренной (1—3 км) глубине ниже этой поверхности, наконец, на значительной глубине (3—10 км) под поверхностью истинного дна. Наибольший интерес для анализа условий возникновения алмазоносных им-

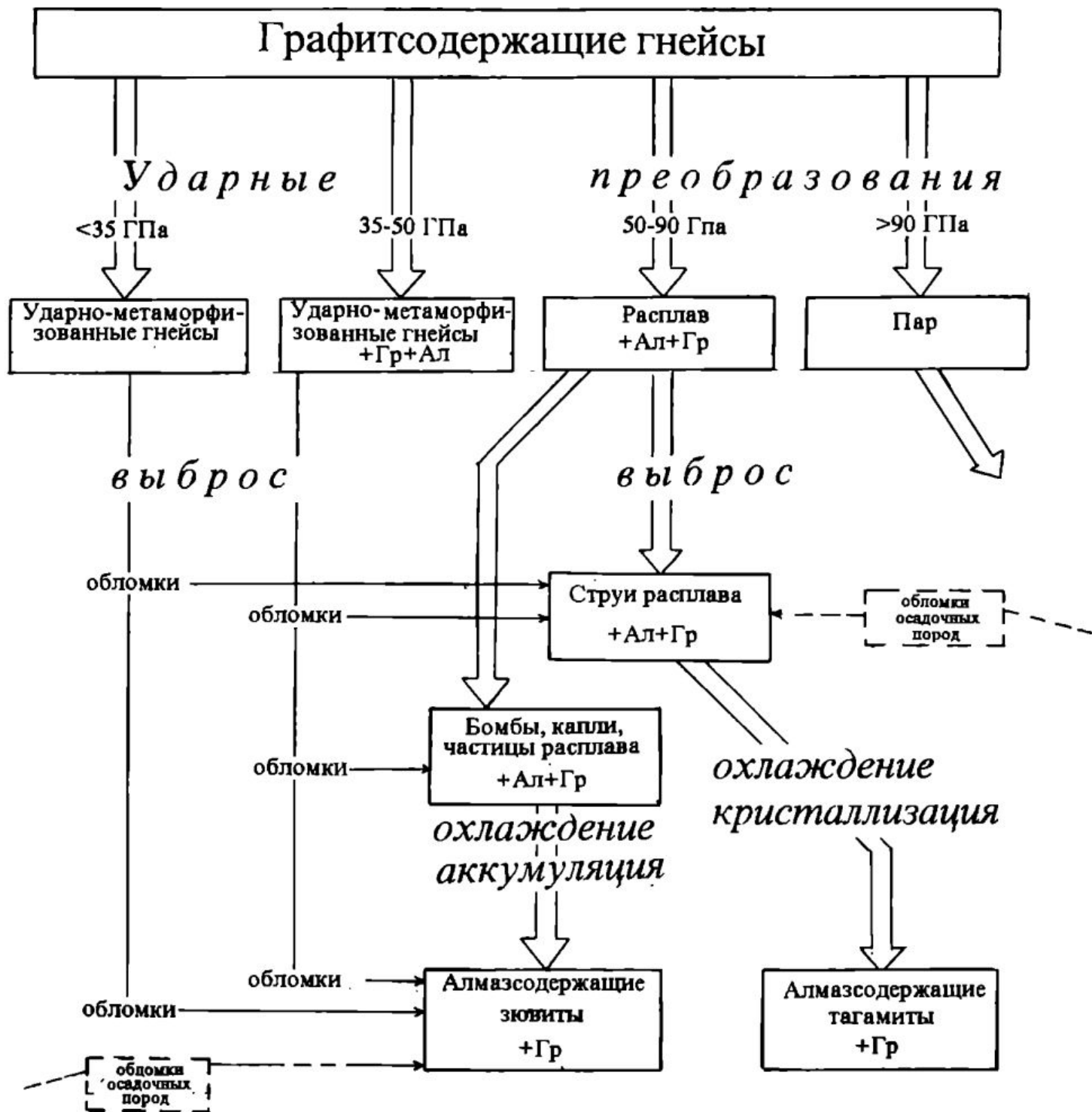


Рис. 8.3. Принципиальная схема формирования алмазоносных импактитов.

Гр — графит, Ал — алмаз.

импактитов имеют подгруппы фаций, существовавших над поверхностью и непосредственно под поверхностью истинного дна. Рассмотрению этих ныне наблюдаемых фаций третьей группы, в основном, и посвящена предлагаемая монография.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Импактные взаимодействия являются одними из фундаментальных геологических процессов на твердых планетных телах Солнечной системы. Понимание их роли в поро- и структурообразовании, а также их влияния

на глобальные биотические явления пришло в геологию лишь в последней трети XX века. В настоящее время результаты разносторонних исследований импактных структур на Земле и условий их образования интегрированы в общемировую систему естественно-научных знаний.

Выявление и геологическое изучение древних импактных структур— астроблем, начатые на территории России более двадцати пяти лет тому назад, позволили получить большое число новых данных, касающихся их внутреннего строения и состава залегающих в них пород, разработать методы их расчленения и картирования, реконструировать ряд механизмов породообразования, определить их параметры. При этом впервые был установлен и оценен новый ранее неизвестный в мировой практике тип коренной алмазности импактных пород, было также показано важное минерагеническое значение импактных структур, многие из которых вмещают разнообразные проявления и месторождения минерального сырья.

Наиболее значительные результаты были получены при изучении Попигайской астроблемы. Этот древний импактный кратер, возникший 35,7 млн лет тому назад на северо-восточной окраине Анабарского щита на севере Сибирской платформы и имеющий диаметр около 100 км, принадлежит к числу наиболее крупных известных на земной суше импактных структур. Он отличается сложным многокольцевым внутренним строением и заполнен породами, испытавшими интенсивные ударные преобразования (дробление, плавление), перенос и отложение во время крупномасштабного импактного события, вызванного падением космического тела, имевшего скорее всего состав обыкновенного хондрита. Распыленные остатки вещества этого тела установлены в переплавленных при кратерообразующем событии породах. Кристаллические породы щита — гнейсы и плагиогнейсы, в том числе содержащие графит и подвергшиеся ударному плавлению, — послужили источником образования алмазносных импактитов, акцессорный алмаз которых возник при ударном сжатии графита и его переходе в твердом состоянии в агрегат гипербарических фаз углерода. Импактные алмазы по многим своим особенностям значительно отличаются от алмазов эндогенного происхождения, встречающихся в кимберлитах и лампроитах. Неравномерное распределение графита в породах мишени, на которые наложилась система концентрических зон преобразований, затухающих при удалении от точки удара, а также радиальный выброс расплавленного и раздробленного материала кристаллических пород, обусловили радиально-лучевое распределение обогащенных алмазами импактитов. Длительное остывание крупных тел импактного расплава приводило к частичному выгоранию алмазов при высоких температурах. Разрушение алмазносных импактитов на поверхности, перенос и переотложение продуктов дезинтеграции вызвали в ряде случаев образование россыпей импактных алмазов. Импактные алмазы выявлены в последние годы также в ряде других импактных структур в различных регионах мира. Установлено, что они могут возникать при ударном сжатии не только графитсодержащих кристаллических пород, но также осадочных пород, заключающих пласты угля. При этой алмазносные импактиты возникают в кратерах разного возраста, разного диаметра и в различных геологических обстановках, в удаленных друг от друга регионах. Все это свидетельствует о принципиальном геологическом значении процессов трансформации углеродистого вещества горных пород в алмаз при импактном кратерообразовании.

Во второй половине семидесятых годов и в начале восьмидесятых в пределах Попигайской астроблемы был выполнен обширный комплекс геологических исследований, геофизических наблюдений, а также различных геологоразведочных работ, сопровождавшихся опробованием на алмазы. Бурение многочисленных скважин (глубина некоторых из них достигала 1,5 км) позволило установить внутреннее строение толщ импактитов и брекчий, заполняющих впадину кратера, уточнить его внутреннюю структуру и получить трехмерную картину распределения различных продуктов ударного преобразования различных осадочных и кристаллических пород. Алмазоносные импактиты подверглись детальному петрографо-минералогическому изучению, были также исследованы импактные алмазы и графит, послуживший субстратом для их образования. Данные опробования, наряду с результатами анализа строения астроблемы, состава заполняющих ее пород и их особенностей, послужили основой для создания модели образования алмазоносных импактитов и выяснения закономерностей их размещения.

Во многом уникальный характер Попигайской астроблемы, где представлено большое разнообразие порожденных сложными процессами ударного преобразования брекчий и импактитов, в том числе алмазоносных, и где выявлены различные морфоструктурные элементы сложного импактного кратера, дает основание считать ее особым геологическим объектом, не только заслуживающим дальнейшего разностороннего изучения, но и тщательного сохранения. Попигайская астроблема является источником информации, которая может дать ответ на многие еще недостаточно выясненные вопросы механизма импактного кратерообразования, характера поведения вещества различных горных пород при сверхвысоких импульсных давлениях и температурах, условий его перемещения и дальнейшей эволюции. Более детальные исследования могут уточнить природу ударившего тела, характер распределения распыленного метеоритного вещества, а также механизмы такого распределения. Использование различных физических методов изучения графита и алмазов, особенно тех из этих методов, которые дают возможность выявить весьма тонкие детали внутреннего строения кристаллического вещества, может дать материал для выяснения многих не до конца понятных сторон механизма преобразования графита при высоких нагрузках, не говоря уже о получении данных о самих алмазах, их различных свойствах и т. д. Весьма важным является установление связи Попигайского импактного события с теми или иными биотическими изменениями, а также корреляция с другими такими событиями на Земле.

Очевидно фундаментальное значение этой информации для познания процессов, происходивших на Земле и космических телах в геологическом прошлом и постоянно продолжающихся в Солнечной системе. В этой связи значительную ценность представляют уже ранее накопленные геологические и другие материалы, в том числе полученные при бурении, геологическом картировании, изучении пород и минералов. Представленная работа в определенной мере подводит итог многолетним исследованиям в этом направлении и, суммируя все эти данные, может способствовать развитию дальнейших работ по изучению Попигайской астроблемы и импактного кратерообразования вообще.

SUMMARY

Impact diamonds in host rocks first were discovered in Popigai impact crater (astrobleme) at the beginning of 70-s. The detailed investigations on these diamonds in impactites were carried out during last two decades. Geological mapping, geophysical observations, drilling and core study provided many important data regarding to the inner structure of astrobleme, to location and interrelations of different types of shocked and melted rocks, to their composition and especially to regularities in distribution of diamonds containing in them. Principal new results were obtained due to mineralogical study of polycrystalline impact diamonds too. Geological exploration of this impact structure revealed resources of these industrial diamonds which exceed the total resources of all diamantiferous provinces over the world. It was shown that impact diamonds belong to specific category of economic minerals similarly to some other types of ore deposits originated simultaneously with any impact structure.

The Popigai impact crater is located on the northeastern margin of the Anabar shield, East Siberia. Archean crystalline rocks of this shield, mostly gneisses, were subjected to granulite metamorphism 2.4 Ga ago. Crystalline rocks are overlapped by the flat cover of Proterozoic and Cambrian quartzites, dolomites, and limestones also by Permian sandstones and argillites comprising Triassic dolerite sills. Here and there one can find loose Cretaceous sands and sandstones with coal lenses.

The Popigai crater have 100 km in diameter and originated 35,7 Ma ago. Geological and geophysical data point to its complex inner structure. The gravitational field is characterized by strong negative anomaly (which occupies the central part of impact structure) complicated by sharp annular positive anomaly. It corresponds to ring uplift of shocked and brecciated crystalline rocks. The uplift surrounds by ring trough which is filled (as well as central depression) by allogenic polymict breccia and impactites — tagamites and suevites. Allogenic breccia with minor impactites are distributed also on the outer flat slopes of the annual trough. Small separate remnants of breccia and impactite ejecta are preserved at the distance up to 70 km from the center of the impact structure. Disturbed sedimentary rocks with small irregular folds, overthrusts and faults surround the crater along its western, northern and eastern margins. These deformations gradually attenuate in radial directions.

Tagamites and suevites represent two varieties of impactite. The first one consists of a glassy, or crystalline matrix and admixture of fragments of target rocks and their minerals, usually shocked. Suevites are composed of fragments of impact glass, glass bombs and numerous fragments of crystalline and sedimentary rocks, shocked and unshocked. Nearly horizontal alternating suevite and tagamite sheet-like and lens-like bodies are characteristic for the crater interior. Thick tagamite sheets sometimes appear complex inner structure.

Impact diamonds in the Popigai crater originated due to shock compression of graphite containing in crystalline target rocks. At present these diamonds may be regarded as accessory minerals including in tagamites, suevites and bombs of impact glasses. All of them caused by shock melting of graphite-bearing gneisses. As well diamonds occur in fragments of these strongly shocked rocks which are included into tagamites and suevites. Thus two types of diamonds may be distinguished. Authigenic impact diamonds occur at the

place of their origin *in situ*, in graphite-bearing gneisses compressed by the shock wave and forming inclusions in impact melt rocks — tagamites and suevites. According to observed transformations of co-existing rock-forming minerals the lower estimated pressure of coherent martensite transition of graphite to diamond is 35 GPa. Impact diamonds inherit the original shape of graphite crystals and are composed of polycrystalline structured aggregate of cubic and probably hexagonal carbon microcrystals 1—5 micrometer across. Numerous properties of diamonds depend on high density defects of crystal lattice. Allothigenic impact diamonds occur in the rocks produced by homogenization and solidification of impact melt which was originated due to complete fusion of graphite-bearing precursor gneisses. These diamonds usually reflect the influence of hot melt and appear corrosion patterns.

Tagamites and suevites enriched by diamonds form a ray-like bodies extended in radial directions for the space of tens of kilometers. Strong positive correlation between diamond content and content of phosphorus pentoxide were found. The geochemical association of phosphorus and carbon may be caused by their initial biogenic origin in pelitic rocks later subjected to granulitic metamorphism and transformed into gneisses, which were melted during the impact. The content of diamond is lower in the central parts of thick tagamite sheets due to the heat action of impact melt which lead to corrosion and destruction of diamonds.

The origin and distribution of diamond-bearing impactites caused by superposition of primary concentric zonality of shock transformations on irregularly distributed graphite-bearing gneisses. The most efficient solid transformation from graphite to diamond occurred in narrow zone compressed at 35—60 GPa. In outer zones the pressure was too low for transition, in inner zones the main part of originated diamonds was destroyed by superheated melt. Ray-like distribution of diamond were formed due to displacement of crushed and melted material in radial directions.

Impact diamonds were found during last decades also in several impact structures in Europe and North America. They appear due to shock transformation of carbon matter of target rocks and are similar to that which were first found in the Popigai crater. Possibly impact diamond are distributed more widely. The presence of this mineral in solid rocks may consider their impact origin.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Бочек Л. И., Надеждина-Бондаренко Е. Д., Румянцев Г. С. Спектры отражения и показатель преломления лонсдейлитсодержащих алмазов//ДАН СССР. 1984. Т. 279. № 1. С. 186—188.

Вальтер А. А., Еременко Г. К., Квасница В. Н., Полканов Ю. А. Ударно-метаморфогенные минералы углерода. Киев: Наук. Думка, 1992. 171 с.

Вальтер А. А., Рябенко В. А. Взрывные кратеры Украинского щита. Киев: Наук. Думка, 1977. 154 с.

Взрывные кольцевые структуры щитов и платформ/Ваганов В. И., Иванкин П. Ф., Татаринцев В. И. и др. М.: Недра, 1985. 200 с.

Виноградов Ф. П., Кропотова О. И., Устинов В. И. Возможные источники углерода алмазов по изотопным данным $\delta^{13}\text{C}/\delta^{12}\text{C}$ //Геохимия. 1965. № 6. С. 643—652.

Вишневский А. Н. Метаморфические комплексы Анабарского кристаллического щита// Тр. НИИГА. 1978. Т. 184. 213 с.

Вишневский С. А. Зювиты Попигайской астроблемы: некоторые парадоксы и мнимовторичные взаимоотношения. Новосибирск, 1992. (Препр. ИМП СО РАН № 7). 53 с.

Вишневский С. А. Некоторые рудные минералы в импактных стеклах Попигайской структуры/Методология и методика геологических и геофизических исследований в Сибири. Новосибирск: Наука. 1975. С. 105—115.

Вишневский С. А., Доильницын Е. Ф., Долгов Ю. А., Перцева А. П. Изотопный состав углерода графитов и алмазов из пород ударно-метаморфического комплекса Попигайской структуры/5-й Всесоюз. симп. по геохимии стабильных изотопов. Тез. докл. Ч. 2. М., 1974. С. 160—161.

Вишневский С. А., Долгов Ю. А., Ковалева Л. Т., Пальчик Н. А. Стишовит в породах Попигайской структуры//Геология и геофизика. 1975. № 10. С. 159—156.

Вишневский С. А., Пальчик Н. А. Графит в породах Попигайской структуры: разрушение и переход в другие фазы системы углерода//Геология и геофизика. 1975. № 1. С. 67—75.

Галимов Э. М. $\delta^{13}\text{C}/\delta^{12}\text{C}$ алмазов. Вертикальная зональность алмазообразования в литосфере/27-й МГК. Докл. Т. 11: Геохимия и космохимия. М.: Наука, 1984. С. 110—123.

Галимов Э. М., Ивановская И. Н., Клюев Ю. А. и др. Изотопный состав и особенности кристаллической структуры природных поликристаллов алмаза с лонсдейлитом//Геохимия. 1980. № 4. С. 533—539.

Галимов Э. М., Каминский Ф. В., Ивановская И. Н. Исследования состава углерода алмазов Урала, Тимана, Саян, Украины и других районов//Геохимия. 1978. № 3. С. 340—349.

Геологическая карта Попигайского метеоритного кратера м-ба 1 : 200 000/Ред. В. Л. Масайтис. Л., 1978. (ВСЕГЕИ).

Геологическая карта СССР м-ба 1 : 1 000 000 (нов. сер.). Лист R-48-(50)-Оленек. Объяснит. зап. М.: Недра. 1983.

Геология астроблем/В. Л. Масайтис, А. Н. Данилин, М. С. Мащак и др. Л.: Недра. 1980. 231 с.

Геология и петрология взрывных метеоритных кратеров/Ред. В. А. Рябенко. Киев: Наук. Думка, 1982. 228 с.

Гневушев М. А., Зильберштейн А. Х., Крашенинникова Г. Е. Двупреломление алмазов из ударно-метаморфизованных пород//Зап. ВМО. 1986. Ч. 65. Вып. 4. С. 442—446.

Гневушев М. А., Красавина Т. Н., Кузнецова Л. Г. Изменение граната при ударном метаморфизме//Минер. сборник. 1982. № 36. Вып. 2. С. 27—31.

Гневушев М. А., Красавина Т. П., Райхлин А. И. Влияние ударного метаморфизма на агрегатное состояние углерода//Зап. ВМО. 1978. Т. 108. Вып. 2. С. 199—210.

Горгоцкая Л. И., Квасница В. Н., Надеждина-Бондаренко Е. Д. Ориентационные соотношения графит—лонсдейлит—алмаз при природных превращениях в ударных волнах//Минер. журн. 1989. Т. 11. № 1. С. 26—33.

Горшков Э. С., Старунов В. А. Магнитный критерий коптогенеза/XVIII Всесоюз. мет. конф. Тез. докл. М., 1981. С. 64.

Горшков Э. С., Старунов В. А., Данилин А. Н., Райхлин А. И. Петромагнитные особенности импактитов из некоторых астроблем на территории СССР/XVIII Всесоюз. мет. конф. Тез. докл. М., 1981. С. 65.

Гранулитовая фация метаморфизма. Л.: Наука, 1972. 255 с.

Грицик В. В., Дьяков Ф. Г., Побережский В. А. Об изотопном составе углерода в различных алмазоносных провинциях мира//Мин. сборн. 1988. Вып. 1. № 42. С. 68—70.

Грицик В. В., Мащак М. С., Побережский В. А. О незначительной роли фракционирования углерода при образовании природных импактных и синтетических алмазов//Мин. сборн. 1989. Вып. 1. С. 95—96.

Данилин А. Н. К характеристике внутренней структуры толщи аллогенных брекчий и зювитов крупных астроблем//Метеоритика. 1982. Вып. 40. С. 102—106.

Дир У. А., Хауи Р. А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. Т. 1—5. М.: Мир, 1965—1966.

Добрецов Н. Л., Кочкин Ю. Н., Кривенко А. П., Кутолин В. А. Породообразующие пироксены. М.: Наука, 1971. 454 с.

Долгов Ю. А., Вишневский С. А., Шугурова Н. А. Включения газов в импактитах/Термобарогеохимия и генетическая минералогия. Новосибирск: Наука, 1975. С. 129—140.

Езерский В. А. Гипербарические полиморфы, возникшие при ударном преобразовании углей/Зап. ВМО. 1986. Ч. 115. Вып. 1. С. 26—33.

Зельдович Я. Б., Райзер Ю. И. Физика ударных волн и высокотемпературных гидродинамических явлений. М.: Наука, 1966. 686 с.

Ивановская И. Н. Изотопный состав алмазов метеоритных кратеров как индикатор источника их углерода/9-й Всесоюз. симп. по геохимии стабильных изотопов. Т. 1. М., 1982. С. 123—126.

Импактные кратеры на рубеже мезозоя и кайнозоя/Ред. В. Л. Масайтис. Л.: Наука, 1990. 192 с.

Каминская Т. Н., Каменцев И. Е., Орлова Ж. В. Гранаты ударно-метаморфизованных пород//Минер. журн. 1986. Т. 8. № 3. С. 8—17.

Каминский Ф. В., Блинова Г. К., Галимов Э. М. и др. Поликристаллические агрегаты алмаза с лонсдейлитом из россыпей Якутии//Минер. журн. 1985. Т. 7. № 1. С. 27—36.

Квасница В. Н. Мелкие алмазы. Киев: Наук. Думка, 1985.

Квасница В. Н., Крочук В. М., Мельников В. С., Яценко В. Г. Кристалломорфология графита из магматических пород Украинского щита//Минералогич. журн. 1988. Вып. 10. № 5. С. 68—76.

Козлов В. С., Каминская Т. Н., Орлова Ж. В. Исследование ударно-метаморфизованных гранатов методом ЯГР-спектроскопии//Метеоритика. 1987. Вып. 46. С. 142—148.

Классификация и номенклатура горных пород. Справочное пособие. Новосибирск: Изд-во ИГГМ СО РАН, 1992. 205 с.

Козлов В. С., Райхлин А. И. Валентно-координационное состояние ионов железа в импактных стеклах Попигайского метеоритного кратера//Метеоритика. 1989. Вып. 48. С. 193—201.

Комаров А. Н., Райхлин А. И. Сравнительное изучение возраста импактитов методом треков и калий-аргоновым//ДАН СССР. 1976. Т. 228. № 3. С. 673—676.

Курдюмов А. В., Пилинкевич А. Н. Фазовые превращения углерода и нитрида бора. Киев: Наук. Думка. 1979. 188 с.

Масайтис В. Л. Алмазоносные импактиты, их распределение и петрогенезис//Рег. геол. и металлогения. 1993. № 1. С. 121—134.

Масайтис В. Л. В метеоритный кратер — за алмазами//Земля и Вселенная. 1973. № 1. С. 32—36.

Масайтис В. Л. Высокотемпературный метаморфизм и плавление в импактных кратерах/Проблемы петрологии земной коры и верхней мантии. Новосибирск: Наука, 1978. С. 188—194.

Масайтис В. Л. Гигантские метеоритные удары: некоторые модели и их следствия/Современные проблемы теоретической геологии. Л.: Недра, 1984. С. 151—179.

Масайтис В. Л. Импактное кратерообразование на Земле и космических телах/Оболочки Земли и их взаимодействие. Л., 1988. С. 58—61.

Масайтис В. Л. Минерагенические системы импактных кратеров//Геол. рудн. месторождений. 1989. № 3. С. 3—17.

Масайтис В. Л. Проблемы ударного метаморфизма/Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер. Т. 238. 1982. С. 113—122.

Масайтис В. Л. Происхождение структуры Садбери в свете новых петрографо-минералогических и геохимических данных//Зап. ВМО. 1993. Ч. 122. № 4. С. 1—17.

Масайтис В. Л., Гневушев М. А., Шафрановский Г. И. Минеральные ассоциации и минералогические критерии генезиса астроблем//Зап. ВМО. 1979. Ч. 108. Вып. 3. С. 257—273.

Масайтис В. Л., Мащак М. С. Билатеральная симметрия круговых импактных структур//Метеоритика. 1982. Вып. 41. С. 150—156.

Масайтис В. Л., Мащак М. С., Наумов М. В. и др. Пучеж-Катунская импактная структура: основные черты геологического строения//Докл. РАН. 1995а. Т. 342. № 3. С. 358—360.

Масайтис В. Л., Мащак М. С., Наумов М. В. Пучеж-Катунская астроблема: модель строения гигантского импактного кратера//Астрон. вестник. 1996. Т. 30. № 1. С. 5—13.

Масайтис В. Л., Мащак М. С., Райхлин А. И., Селивановская Т. В. Изучение неоднородности импактитов крупных астроблем//Космохимия метеоритов, Луны и планет. Киев: Наук. Думка, 1980. С. 176—191.

Масайтис В. Л., Мащак М. С., Селивановская Т. В., Данилин А. Н. Новые данные о строении и происхождении Попигайской котловины/Геологич. карта СССР м-ба 1 : 1 000 000 (нов. сер.). Лист R-48-(50). Объяснит. записка. М.: Недра, 1983. С. 180—190.

Масайтис В. Л., Михайлов М. В., Селивановская Т. В. Попигайский метеоритный кратер//Сов. геология. 1971. № 6. С. 143—147.

Масайтис В. Л., Михайлов М. В., Селивановская Т. В. Попигайский метеоритный кратер на севере Сибири//Метеоритика. 1972. Вып. 31. С. 74—78.

Масайтис В. Л., Михайлов М. В., Селивановская Т. В. Попигайский метеоритный кратер. М.: Наука, 1975. 124 с.

Масайтис В. Л., Райхлин А. И. Вещество ударивших космических тел в различных типах пород из импактных кратеров//Метеоритика. 1989. Вып. 48. С. 193—201.

Масайтис В. Л., Райхлин А. И. Несмесимость пирометаморфического и импактного расплава//Метеоритика. 1985. Вып. 44. С. 159—163.

Масайтис В. Л., Райхлин А. И. Попигайский кратер образован ударом обыкновенного хондрита//ДАН СССР. 1986. Т. 286. № 6. С. 1476—1478.

Масайтис В. Л., Райхлин А. И., Решетняк Н. Б. и др. Козцит из Попигайского кратера (первая находка в СССР)//Зап. ВМО. 1974. Т. 103. Вып. 1. С. 122—127.

Масайтис В. Л., Райхлин А. И., Селивановская Т. В. Импактиты и импактные брекчии/Классификация и номенклатура метаморфических горных пород. Новосибирск: Наука. 1992. С. 168—187.

Масайтис В. Л., Райхлин А. И., Селивановская Т. В. Основные принципы классификации и номенклатуры взрывных брекчий и импактитов//Литология и полезные ископаемые. 1978. № 1. С. 125—133.

Масайтис В. Л., Райхлин А. И., Селивановская Т. В., Фельдман В. И. Геологическое изучение метеоритных кратеров и астроблем. М., 1979. 31 с. (ВИЭМС).

Масайтис В. Л., Селивановская Т. В. Ударно-метаморфизованные породы и импактиты Попигайского метеоритного кратера/Зап. ВМО. 1972. Т. 100. Вып. 4. С. 385—393.

Масайтис В. Л., Сысоев А. Г. Никельсодержащие сульфиды железа и самородный никель в зювитах Попигайского кратера//Зап. ВМО. 1975. Т. 104. Вып. 2. С. 204—208.

Масайтис В. Л., Футергендлер С. И., Гневушев М. А. Алмазы в импактитах Попигайского метеоритного кратера//Зап. ВМО. 1972. Ч. 101. Вып. 1. С. 108—113.

Масайтис В. Л., Шафрановский Г. И., Грив Р. А. Ф. и др. Алмазы из зювитов импактной структуры Садбери, Онтарио, Канада//Зап. ВМО. 1997. Т. 26. № 4. С. 1—6.

Масайтис В. Л., Шафрановский Г. И., Езерский В. А., Решетняк Н. Б. Импактные алмазы в уреилитах и импактитах//Метеоритика. 1990. № 49. С. 180—196.

Масайтис В. Л., Шафрановский Г. И., Федорова И. Г. Апографитовые импактные алмазы из астроблем Рис и Попигай//Зап. ВМО. 1995б. № 4. С. 12—19.

Мащак М. С. Морфология и внутреннее строение Карской и Усть-Карской астроблем/Импактные кратеры на рубеже мезозоя и кайнозоя. Л.: Наука, 1990. С. 37—55.

Мащак М. С., Селивановская Т. В. Брекчии и импактиты юго-восточного борта Попигайской астроблемы//Метеоритика. 1988. Вып. 47. С. 178—188.

Мелош Г. Дж. Образование ударных кратеров: геологический процесс. М.: Мир. 1993. 336 с.

Михайлов М. В., Лукьянова Л. И., Масайтис В. Л. и др. Месторождения алмазов России и Казахстана//Разведка и охрана недр. 1993. № 8. С. 20—22.

Назаров М. А., Бадюков Д. Д., Алексеев А. С. и др. Карская ударная структура и ее связь с мел-палеогеновым событием//Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1993. Т. 68. № 3. С. 13—32.

Никольский А. П. Геология Первомайского железорудного месторождения и преобразование его структуры метеоритным ударом. М.: Недра, 1991. 71 с.

Никольский А. П., Наумов В. П., Мащак М. С., Масайтис В. Л. Ударно-метаморфизованные породы и импактиты Терновской астроблемы (Северное Криворожье)/Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер. Т. 238. 1982. С. 132—142.

Парфенова О. В., Яковлев О. И., Косолапов А. И. Некоторые закономерности испарения вещества мишени при метеоритном ударе//Вестник МГУ. Сер. геол. 1976. № 3. С. 52—66.

Перчук Л. Л. Термодинамический режим глубинного петрогенеза. М.: Наука, 1973. 318 с.

Петрографический кодекс. Магматические и метаморфические образования. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1995. 128 с.

Плотникова М. И. Очерк послеолигоценовой истории Попигайской импактной морфоструктуры//Метеоритика. 1990. Вып. 49. С. 154—164.

Пономарев Г. Я., Маркитанов И. Ф. Новые данные о строении Карской и Усть-Карской астроблем (Пай-Хой)//Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1991. Т. 66. Вып. 1. С. 24—29.

Райхлин А. И. Зювиты Попигайского импактного кратера: внутреннее строение и условия образования//Астрон. вестник. 1996. Т. 30. № 1. С. 14—18.

Райхлин А. И., Данилин А. И., Горшков Э. С., Старунов В. А. О контрастных разлопидностях тагамитов Попигайской и Болтышской астроблем//Метеоритика. 1983. Вып. 42. С. 144—148.

Райхлин А. И., Каменцев И. Е., Кузнецова Л. Г. и др. Изменение структурного состояния щелочных полевых шпатов при ударном метаморфизме//Зап. ВМО. Т. 108. Вып. 4. 1979. С. 466—471.

Райхлин А. И., Кириков А. Д., Козлов В. С. Fe³ в импактных стеклах и тектитах//ДАН СССР. 1986. Т. 287. № 2. С. 422—424.

Райхлин А. И., Мащак М. С. Петрохимическое сопоставление импактитов Попигайского кратера и кристаллических пород его основания//Метеоритика. 1977. Вып. 36. С. 140—145.

Райхлин А. И., Решетняк Н. Б., Голубков В. В. Микроструктура импактных стекол и тектитов по данным ИК-отражения и малоуглового рентгеновского рассеяния//Метеоритика. 1987. Вып. 46. С. 136—141.

Райхлин А. И., Решетняк Н. Б., Козлов В. С., Кириков А. Д. Комплексное спектротрическое исследование импактных стекол и тектитов/XIV Междунар. раб. симп. по планетологии. Тез. докл. 1991. С. 34—35.

Райхлин А. И., Селивановская Т. В. Брекчии и импактиты взрывных метеоритных кратеров и астроблем//Метеоритные структуры на поверхности планет. М.: Наука, 1979. С. 65—81.

Райхлин А. И., Шергина Ю. П., Мурина Г. А. Изотопный состав стронция: новые доказательства импактного происхождения Попигайской структуры//ДАН СССР. 1984. Т. 275. № 5. С. 1153—1156.

Рост В., Долгов Ю. А., Вишневский С. А. Газы во включениях импактных стекол кратера Рис (ФРГ) и находка высокобарических полиморфов углерода//ДАН СССР. 1978. Т. 241, № 3. С. 695—698.

Румянцев Г. С., Надеждина-Бондаренко Е. Д., Малиновский Ю. А. О лонсдейлитсодержащих поликристаллических алмазах/Комплексное исследование алмазов. Тр. ЦНИГРИ. 1980. Вып. 153. С. 3—19.

Сазонова Л. В., Кортаева Н. Н. Особенности морфологии и химического состава полевых шпатов расплавных импактитов Болтышской астроблемы//Метеоритика. 1989. Вып. 48. С. 183—193.

Селивановская Т. В. Кристаллизационное фракционирование импактных расплавов//Метеоритика. 1987. Вып. 46. С. 128—135.

Селивановская Т. В. Петрографические типы тагамитов Попигайского метеоритного кратера//Метеоритика. 1977. Вып. 36. С. 131—134.

Сидоренко А. В., Сидоренко Св. А., Созинов Н. А. Углеродистые формации докембрия и их металлоносность/Проблемы осадочной геологии докембрия. Вып. 7. Кн. 1. М.: Наука, 1981. С. 9—17.

Симонов О. Н., Афанасенков А. П., Самойлов А. Г., Сидоров И. И. Минерально-сырьевая база Таймырского национального округа/Недра Таймыра. Норильск, 1995. С. 5—35.

Созинов Н. А., Сидоренко Св. А. О формационных типах углеродистых сланцев докембрия и фанерозоя/ДАН СССР. 1976. Т. 227. № 3. С. 684—687.

Старунов В. А., Горшков Э. С., Райхлин А. И., Маслов В. А. Петромагнитные особенности импактных стекол и зювитов/XIX Всесоюз. мет. конф. Тез. докл. М., 1984. С. 132—133.

Структуры и текстуры взрывных брекчий и импактитов//Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер. 1983. Т. 316. 159 с.

Тейлор С. Р., Мак-Леннан С. М. Континентальная кора, ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 384 с.

Ударные кратеры на Луне и планетах. М.: Наука, 1983. 200 с.

Фельдман В. И. Петрология импактитов. М.: МГУ, 1990. 299 с.

Чумак М. А., Бартошинский З. В.//Геолог Якутии. 1968. № 27 (556). С. 1.

Шафрановский Г. И. Кристалломорфология параморфоз алмаза по графиту//Зап. ВМО. 1985. Т. 114. Ч. 1. С. 30—34.

Шафрановский Г. И. Новые двойники графита//Зап. ВМО. 1981. Т. 110. Ч. 6. С. 716—720.

Яковлев О. И., Парфенова О. Б., Архангельская В. Н. Изменение состава пород при образовании ударных расплавов//ДАН СССР. 1978. Т. 240, № 4. С. 934—937.

A classification of igneous rocks and glossary of term/Ed. R. Le. Maitre. 1989. 193 p.

Avermann M.-E. Die Genese der allochtonen polymikten Breccien der Onaping-Formation, Sudbury structure. Ontario, Kanada. Ph. D. thes. Univ. Muenster, 1992.

Becker L., Bada J. L., Wilnans R. E. et al. Fullerenes in the 1.85-billion-year-old Sudbury impact structure//Science. 1994. Vol. 265. P. 642—645.

Bottomley R., Grieve R., York D., Masaitis V. The age of the Popigai impact event and its relation to events at the Eocene-Oligocene boundary//Nature. 1997. Vol. 355. P. 365—368.

Bottomley R. J., York D., Grieve R. A. F. Age of the Popigai impact event using the ^{40}Ar — ^{39}Ar method/Abs. Lunar Planet//Sci. Conf. XXIV. 1993. P. 161—162.

Bouška V., Borovec Z., Cimbalnikova A. et al. Prirodny skla. Praha: Academia, 1987. 265 p.

Clymer A. K., Vonhof H. B., Meisel T. et al. Shocked quartz, Ir, Sr and Os anomalies found in the Late Eocene of Massignano (Ancona, Italy): clear evidence of a bolide impact/Abs. Lunar Planet//Sci. Conf. XXVII. 1996. P. 239—240.

Das Ries: Geologie, Geophysik und Geneze eines Kraters//Geol. Bav. 1970. № 61. 478 s.

Engelhardt W., Graup G. Suevites of the Ries crater, Germany//Geol. Rundschau. 1984. B. 73, H. 2. S. 447—482.

Engelhardt W., Stöffler D., Schneider W. Petrologische Untersuchungen in Ries//Geol. Bav. 1970. Vol. 61. S. 229—295.

Ergebnisse der Ries-Forschungsbohrung 1973: Struktur des Kraters und Entwicklung des Kratersees//Geol. Bav. 1977. № 75. 470 s.

Floran R. J., Grieve R. A. F., Phinney W. C. et al. Manicouagan impact melt, Quebec. I: Stratigraphy, petrology, and chemistry//JGR. 1978. Vol. 83. № B6. P. 2737—2759.

Gault D. E., Wedekind J. A. Experimental studies of oblique impact//Proc. Lunar Planet. Sci. Conf. 9th. 1978. P. 3843—38756.

Geology and ore deposits of the Sudbury structure//Eds. E. G. Pye, A. J. Naldrett, P. E. Gibbin. Ontario Geol. Surv. Spec. Vol. 1. 1984. 604 p.

Graup G. Das Kristallin in Nordlingen Ries. Stuttgart: Enke Ver., 1978. 190 ss.

Grieve R. A. F. Meteoritic component and impact melt composition of the Clearwater impact structures, Quebec//Geochim. Cosmochim. Acta. 1978. Vol. 42, № 4. P. 420—431.

Grieve R. A. F. Petrology and chemistry of the impact melt of Mistastin Lake crater, Labrador//Geol. Soc. Amer. Bull. 1975. Vol. 86. P. 1617—1629.

Grieve R. A. F. Chesapeake Bay and other terminal Eocene impacts//Meteoritics and Planet. Sci. 1996. Vol. 31, № 2. P. 166—167.

Grieve R. A. F., Langenhorst F., Stöffler D. Shock metamorphism of quartz in nature and experiment, II: Significance in geoscience//Meteoritics and Planet. Sci. 1996. Vol. 31. № 1. P. 6—35.

Grieve R. A. F., Masaitis V. L. Impact diamonds//Searching for diamonds in Canada. Geol. Surv. Canada Open File 3228. 1996. P. 183—186.

Grieve R. A. F., Masaitis V. L. The economical potential of terrestrial impact craters//Int. Geol. Rev. 1994. Vol. 36. P. 105—151.

Grieve R. A. F., Personen L. J. Terrestrial impact craters: their spatial and temporal distribution and impacting bodies//Earth, Moon, and Planets. 1996. Vol. 72. P. 357—376.

Gurov E. P., Gurova E. P. Impact diamonds of the Zapadnaya crater: phase composition and some properties//Meteoritics and Planet. Sci. 1996. Vol. 31, Suppl. P. A—56.

Hölker T., Deutsch A., Masaitis V. L. Nd—Sr isotope signatures of impactites from the Popigai impact crater (Russia)//Abs. Lunar Planet Sci. XXVIII. 1997. P. 583—584.

Hess P. C. Polymeric model of silicate melts. Geochim. Cosmochim. Acta. 1971. Vol. 35. № 3. P. 289—306.

Hough R. M., Gilmour I., Plinger C. T. Diamond and silicon carbide in impact melt rock from the Ries impact crater//Nature. 1995. Vol. 378, № 6552. P. 41—44.

Khakhaev B. N., Masaitis V. L., Pevzner L. A. Deep scientific drilling in the Puchezh-Katunki impact structure//Proc. 7th Int. Symp. on Continental Crust. 1994. P. 208—210.

Koerberl C., Masaitis V. L., Shafranovsky G. I. et al. Diamonds from the Popigai impact structure, Russia//Geology. 1997. Vol. 25. № 11. P. 967—970.

Koerberl C., Sharpton V. L., Murali A. V., Burke K. Kara and Ust-Kara impact structures (USSR) and their relevance to the K/T boundary event//Geology. 1990. Vol. 18, № 1. P. 50—53.

Koivisto M., Korhonen J. V. Lappajarvi impact crater rocks and minerals in Quaternary sediments/Geol. Surv. Finl. Spec. Pap. № 23. 1997. P. 79—88.

Langenhorst F., Clymer A. K. Characteristics of shocked quartz in Late Eocene impact ejecta from Massignano (Ancona, Italy): clues to shock conditions and source craters//*Geology*. 1996. Vol. 24, № 61. P. 487—490.

Lehtinen M. Lake Lappajarvi, a meteorite impact site in western Finland//*Geol. Surv. Finl. Bull.* 1976. № 282. 92 p.

Masaitis V. L. Diamond-bearing impactites and problems of their development//*Mineral resources of Russia: diamonds and gold (Proc. 2th Int. Symp.)*. St. Petersburg, 1994a. P. 41—44.

Masaitis V. L. Impactites of the Popigai impact structure//*Geol. Surv. Amer. Spec. Pap.* 292. 1994b. P. 153—162.

Mashchak M. S., Orlova J. V., Selivanovskaya T. V. Pyroxenes from tagamites of Popigai astrobleme//*Russian-American microsposium on planetology, 16th. Moscow, 1992*. P. 49—50.

Mojzsis S. J., Arrenius G., McKeegan K. D. et al. Evidence for life on Earth before 3800 million years ago//*Nature*. 1996. Vol. 384, № 6604. P. 55—59.

Odin G. S. Phanerozoic time scale//*Bull. JUGS Subcomission on Geochronology*. 1995. Vol. 13. P. 1—60.

Onorato P. J. K., Uhlmann D. R., Simonds C. H. The thermal history of the Manicouagan impact melt sheet, Quebec//*JGR*. 1978. Vol. 3, № B6. P. 2789—2798.

Palme H. Identification of projectiles of large terrestrial impact craters and some implication for the interpretation of Ir-rich Cretaceous/Tertiary boundary layers//*Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.* 1982. Vol. 190. P. 223—233.

Pesonen L. J., Marcos N., Pipping F. Paleomagnetism of the Lappajarvi impact structure, western Finland//*Tectonophysics*. 1992. Vol. 216, № 1/2. P. 123—142.

Poag C. W. Structural outer rim of Chesapeake Bay impact crater: seismic and borehole evidence//*Meteoritics and Planet. Sci.* 1996. Vol. 31, № 2. P. 218—226.

Poag C. W., Aubry M. P. Upper Eocene impactites of the U. S. east. coast: depositional origins, biostratigraphic framework, and correlation//*Palaios*. 1995. Vol. 10. P. 16—43.

Poag C. W., Powars D. S., Poppe L. J., Mixon R. B. Meteoroid mayhem in Ole Virginny: source of the North American tektite strewn field//*Geology*. 1994. Vol. 22. P. 691—694.

Pohl J., Stöffler D., Gall H., Ernst K. The Ries impact crater//*Impact and explosion cratering*. N. Y.: Pergamon Press, 1977. P. 343—404.

Raikhlina A. I., Danilin A. N., Kozlov V. S., Reshetnyak N. B. Chilling products of superheated impact melts from some astroblemes of the USSR territory//*Abs. Lunar Planet. Sci. Conf. XII*. 1981. P. 860—862.

Raikhlina A. I., Danilin A. N., Maslov V. A. Composition and microstructure features of chilled impact glasses from astroblemes of the USSR territory//*Abs. Lunar Planet. Sci. Conf. XIII*. 1982. P. 636—637.

Reshetnyak N. B., Raikhlina A. I. Raman-spectra of impact glasses and tektites//*Abs. Lunar Planet. Sci. Conf. XIX*. 1988. P. 974—975

Sharpton V. L., Marin L. E., Carney J. L. et al. A model of the Chicxulub impact basin on evaluation of geophysical data, well logs and drill core samples//*Geol. Soc. Amer. spec. pap.* № 307. 1996. P. 55—74.

Simonds C. H., Floran R. J., McGee P. E. et al. Petrogenesis of melt rocks, Manicouagan impact structure, Quebec//*JGR*. 1978. Vol. 83, № B6. P. 2773—2788.

Stöffler D. Progressive metamorphism and classification of shocked and brecciated crystalline rocks at impact craters//*JGR*. 1971. Vol. 76, № 23. P. 5541—5551.

Stöffler D., Deutch A., Avermann M. et al. The formation of the Sudbury Structure, Canada: towards a unified impact model//*Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.* 293. 1994. P. 303—318.

Stöffler D., Langenhorst F. Shock metamorphism of quartz in nature and experiment, I: Basic observation and theory//*Meteoritics*. 1994. Vol. 29. P. 155—181.

Stöffler D., Ostertag R. The Ries impact crater//*Fortsch. Miner.* 1983. Bd. 61, H. 2. S. 71—117.

Suchardjevskiy S. M., Shafranovskii G. I., Balmasov E. L. The EPR study of impact diamonds from astroblemes 23rd LPSC. Houston, 1992. P. 1381—1382.

Warren P. H., Clayes P., Cedillo-Pardo E. Megaimpact melt petrology (Chicxulub, Sudbury and the Moon): effects of scale and other factors on potential for fractional crystallization and developments of cumulates//*Geol. Soc. Amer. spec. pap.* 307. 1996. P. 105—124.

