



ГЕОЛОГИЯ  
АСТРОБЛЕМ

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

В книге впервые на единой методической основе описаны основные черты геологического строения всех достоверно установленных к концу 1978 г. астроблем на территории СССР, значительная часть которых была диагностирована или изучена авторами. Охарактеризованы особенности глубинного строения астроблем, условия залегания и состав различных брекчий и импактитов, приведены данные об ударном метаморфизме пород и минералов. Кратко рассмотрены структуры, подозреваемые в качестве объектов космического происхождения. Приведен обзор геологических данных, касающихся наиболее изученных астроблем в зарубежных странах.

Рассмотрены вопросы механизма импактного кратерообразования, реконструируемого на основе анализа строения астроблем и характера залегающих в них пород, показаны зависимости морфологии и внутренней структуры импактных кратеров от геологических условий среды кратерообразования. Обсуждается влияние этого процесса на внешние оболочки Земли, его эволюция на протяжении геологической истории.

Книга представляет собой первое в мировой литературе монографическое описание геологии астроблем, причем наиболее подробно в ней охарактеризованы объекты, расположенные на территории СССР

Книга предназначена для геологов, а также для специалистов, изучающих геологические результаты высокоскоростных соударений крупных метеоритов и небольших астероидов с поверхностями планет. Она может представлять интерес для преподавателей и студентов вузов геологического профиля.

Табл. 13, ил. 58, список лит. 261 назв.

Авторы: В. Л. Масайтис, А. Н. Данилин,  
М. С. Мащак, А. И. Райхлин,  
Т. В. Селивановская, Е. М. Шаденков

Рецензент — доктор геолого-минералогических наук Ю. Е. Погребницкий



## ОГЛАВЛЕНИЕ

<b>Предисловие</b>	5
<b>Введение (В. Л. Масайтис)</b>	7
<b>Глава I. Импактные кратеры на Земле (В. Л. Масайтис)</b>	9
Геологические последствия метеоритной бомбардировки	—
Явления ударного метаморфизма	11
Взрывные брекчии и импактиты	13
Морфология и внутреннее строение	16
Распределение в пространстве и во времени	25
<b>Глава II. Геология астроблем СССР</b>	27
<b>Позднепротерозойские и палеозойские астроблемы</b>	—
Астроблема Янисъярви (В. Л. Масайтис, Е. М. Шаденков)	—
Мизарайская астроблема (В. Л. Масайтис)	32
Астроблема Кярдла (А. И. Райхлин)	34
Ильинецкая астроблема (А. Н. Данилин)	37
Калужская астроблема (Т. В. Селивановская)	44
Мишиногорская астроблема (Е. М. Шаденков)	50
Курская астроблема (Т. В. Селивановская)	56
<b>Мезозойские астроблемы</b>	59
Пучеж-Катунская астроблема (В. Л. Масайтис)	—
Вяпрыйская астроблема (В. Л. Масайтис)	69
Оболонская астроблема (А. И. Райхлин)	72
Зеленогайская астроблема (А. И. Райхлин)	75
Ротмистровская астроблема (А. И. Райхлин)	76
Болтышская астроблема (В. Л. Масайтис, А. Н. Данилин)	79
Логойская астроблема (Т. В. Селивановская)	88
<b>Кайнозойские астроблемы</b>	90
Каменская астроблема (В. Л. Масайтис)	—
Гусевская астроблема (В. Л. Масайтис)	95
Карская астроблема (М. С. Машак)	96
Усть-Карская астроблема (М. С. Машак)	110
Полигайская астроблема (В. Л. Масайтис, М. С. Машак, Т. В. Селивановская, А. И. Райхлин, А. Н. Данилин)	114
Беенчима-Салаатинская астроблема (М. С. Машак)	130
Карлинская астроблема (А. Н. Данилин)	133
Кратер Шунак (Т. В. Селивановская)	136
Кратер Эльгыгытгын (Т. В. Селивановская)	139
Кратер Жаманшин (Т. В. Селивановская)	140
<b>Предполагаемые импактные кратеры и недостоверные объекты (В. Л. Масайтис, Т. В. Селивановская)</b>	144
<b>Глава III. Основные черты геологии некоторых астроблем зарубежных стран</b>	149
<b>Протерозойские астроблемы (В. Л. Масайтис)</b>	—
Астроблема Вредефорт	—
Астроблема Садбери	152
Астроблема Концепшен Бэй (Холируд)	155

Палеозойские астроблемы	156
Астроблема Лаппаярви (А. И. Райхлин)	—
Астроблема Сильян (Т. В. Селивановская)	157
Астроблема Brent (Т. В. Селивановская)	159
Астроблема Западный Клируотер (А. И. Райхлин)	162
Мезозойские астроблемы	164
Астроблема Маникуаган (В. Л. Масайтис)	—
Астроблема Рошешуар (А. И. Райхлин)	167
Астроблема Ред Уинг (А. И. Райхлин)	168
Астроблема Госсес Блафф (В. Л. Масайтис)	171
Астроблема Сьерра-Мадра (В. Л. Масайтис)	173
Кайнозойские астроблемы и кратеры	176
Астроблема Рис (Т. В. Селивановская)	—
Кратер Босумтви (М. С. Мащак)	183
Кратер Табун-Хара-Обо (М. С. Мащак)	185
Кратер Лонар (А. И. Райхлин)	186
Аризонский метеоритный кратер (М. С. Мащак)	188
<b>Глава IV. Геологические процессы импактного кратерообразования</b> (В. Л. Масайтис)	191
Реконструкции механизмов	—
Геологические обстановки	200
Воздействие на геосферы	204
Эволюционные тенденции	208
<b>Заключение</b>	215
<b>Список литературы</b> . . . . .	218

## ПРЕДИСЛОВИЕ

На территории СССР хорошо изучены две группы новейших небольших метеоритных (импактных) кратеров, содержащих остатки железных метеоритов: кратеры Каали на о. Сааремаа в Эстонии и кратеры, воронки и лунки Сихотэ-Алинского метеоритного дождя.

Первые геологические исследования по диагностике и изучению древних импактных структур большого диаметра (астроблем) были выполнены во Всесоюзном научно-исследовательском геологическом институте в начале 70-х годов, когда было установлено, что Попигайская котловина в Сибири является одним из наиболее крупных древних взрывных метеоритных кратеров, породы которого несут многочисленные признаки ударного метаморфизма. Использование петрографических критериев позволило показать, что к числу астроблем следует также относить Болтышскую, Калужскую, Карскую, Мишиногорскую, Ильинецкую и другие структуры. В последующие годы развернулось широкое геологическое изучение упомянутых астроблем на территории СССР многочисленными коллективами исследователей, были выявлены многие другие аналогичные импактные структуры, установлены особенности минерального состава развитых в них пород.

Авторы в течение ряда лет изучали многие астроблемы на территории СССР. При этом проводилось их геологическое картирование, анализ морфологии и внутреннего строения, а также исследование залегающих в них пород, в частности испытавших ударный метаморфизм. По ряду астроблем, особенно скрытых на глубине, были изучены материалы бурения и частично керн скважин либо коллекции образцов пород, предоставленные другими исследователями.

Эти материалы наряду с различными опубликованными данными явились основой настоящей монографии. В ней впервые на единой методической основе охарактеризованы главнейшие черты геологии астроблем, выявленных к концу 1978 г. на территории СССР. Освещены особенности их глубинного строения, условия залегания и состав различных брекчий и импактитов, кратко охарактеризованы проявления ударного метаморфизма, более подробное описание которых имеется в ряде специальных работ. Приведен обзор геологического строения ряда астроблем, известных на

территориях зарубежных стран. Рассмотрены некоторые вопросы формирования различных геологических структур и горных пород, возникающих при импактном кратерообразовании, а также роль его в развитии земной коры.

Монография написана В. Л. Масайтисом, А. Н. Данилиным, М. С. Мащакон, А. И. Райхлиным, Т. В. Селивановской, Е. М. Шаденковым. При характеристике отдельных структур использованы материалы Г. Е. Гершенковой, В. А. Езерского, Е. Э. Поповой, В. В. Хайлова, Г. И. Шафрановского, которые вместе с авторами принимали участие в полевых и камеральных работах. Геологические карты, схемы и другие графические иллюстрации выполнены главным образом Н. Н. Воронцовой. Общее руководство исследованиями и подготовкой монографии осуществлялось В. Л. Масайтисом.

Авторы считают приятным долгом поблагодарить С. В. Бушанову, А. А. Вальтера, Н. В. Веретенникова, Р. П. Гайлюса, Е. П. Гурова, А. И. Дабижу, Б. С. Зейлика, Э. А. Кала, Г. М. Карпова, В. Т. Кириченко, М. А. Маслова, В. Г. Межубовского, Э. В. Мельничука, М. В. Михайлова, Г. Б. Мотузу, Е. В. Мовшовича, С. И. Перельгину, В. Г. Петрова, Э. Ю. Сейтмуратову, Қ. А. Сууроя, О. Ф. Радченко, С. И. Тихомирова, А. Ю. Тутевича, П. В. Флоренского, сообщивших ряд сведений, касающихся изученных ими структур и передавших для исследования коллекции образцов. Авторы признательны также Д. П. Григорьеву, М. Р. Денсу, Р. С. Дитцу, Б. М. Френчу, Р. Ф. Фудали, Р. А. Гриву, Ф. Ламберу, М. Лехтинену, Д. Милтону, В. К. Наяку, Л. Н. Орлову, Л. И. Салопу, У. К. Финнею, Ж. Полю, Э. Пройсу, П. Б. Робертсону, Д. Родди, Ж. Рондо, Л. М. Шкерину, В. Штеле, Г. А. Шуберу, А. Эль Гореси, приславшим или предоставившим для ознакомления ряд материалов по импактным структурам Европы Азии, Африки, Северной и Южной Америки, а также по вопросам их образования.

## ВВЕДЕНИЕ

Широкое распространение метеоритных (или, точнее, импактных) кратеров на Луне, Марсе, Меркурии, Венере, на спутниках Марса и Юпитера обосновано путем детального анализа морфологии круговых и кольцевых структур на их поверхности, а также вытекает из непосредственного изучения испытавших ударный метаморфизм образцов лунных пород, доставленных пилотируемыми и автоматическими межпланетными станциями. В течение последних двух десятилетий на Земле были выявлены и исследованы многочисленные аналоги подобных образований — древние импактные кратеры, или астроблемы. В отдельных хорошо изученных регионах эти, чаще всего круговые, морфоструктуры встречаются до 2—3 на 1 млн. км<sup>2</sup>. Следы соударений малых тел Солнечной системы с поверхностью нашей планеты в последние годы выявляются во все возрастающем количестве:

	1964	1968	1972	1975	1978
Кратеры и группы кратеров с остатками метеоритов	11	11	11	12	13
Кратеры и ископаемые структуры с ударнометаморфизованными породами	24	37	42	57	81

Импактные кратеры и их ископаемые модифицированные аналоги — астроблемы — относятся к особым геологическим образованиям, отличающимся по своему внутреннему строению и характеру залегающих в них пород от различных объектов тектонического, эрозионного, вулканического, гидровулканического и иного происхождения. Породы, выполняющие импактные кратеры — взрывные брекчии и импактиты, — являются результатом дробления, плавления, перемешивания и перемещения исходных пород субстрата и по условиям залегания, текстурно-структурным особенностям и составу отличаются от известных классов осадочных, магматических и метаморфических пород, хотя в отдельных случаях имеют с ними некоторые черты сходства.

Изучение импактных кратеров, особенно небольших размеров, до недавнего времени было тесно связано с метеоритикой, астрономией планет и астероидов, физикой взрывных процессов и т. д., однако в силу особенностей этих структур (тем более крупных) оно приобрело в последние годы характер самостоятельного направления геологических исследований, в то же время впитавшего ряд идей и методов этих наук. В этих исследованиях широко используются многочисленные методы структурной геологии, петрографии, минералогии, геохимии, геофизики и т. д.

Предмет этих исследований — процессы кратерообразования на земной поверхности в геологическом прошлом, закономерности их проявления во времени и в пространстве, влияние на структурообразование в земной коре, а также решение каких-либо практических задач, связанных с рассматриваемой группой объектов. Иссле-

дование импактного кратерообразования, таким образом, относится к разделу геологии, касающемуся внешних геологических процессов, изменяющих состав и строение земной коры и формы земной поверхности. Понятно, что представления о структуре и составе земной коры, истории ее развития были бы неполными без рассмотрения геологии импактных кратеров, являющихся одним из зримых результатов взаимодействия Земли и космоса.

Опыт показывает, что изучение астроблем — этих своеобразных морфоструктур — может быть эффективным лишь в случае методически правильного и комплексного геологического подхода и применения для анализа наблюдений теории, специально созданной для рассматриваемого класса объектов, в том числе специальной терминологии. Иногда проявляющийся скептицизм по отношению к геологическому значению импактного кратерообразования, так же как и отнесение импактных структур к категории «загадочных», вызваны главным образом консервативностью мышления и неосведомленностью об этих объектах. Гораздо более загадочным было бы, как показывают данные сравнительной планетологии, если на поверхности Земли не оказалось бы никаких признаков импактных кратеров.

В последние годы значительно увеличилось число публикаций, содержащих весьма важные конкретные материалы по геологии, петрографии, минералогии астроблем, что демонстрирует успешное развитие этого направления исследований. Вместе с тем многие вопросы, касающиеся строения отдельных структур, распространения в них различных пород, особенностей их изменения, реконструкции механизмов образования и модификации и многие другие ждут своего разрешения или остаются пока дискуссионными. Не установлен характер импактного кратерообразования на ранних этапах развития земной коры, соотношение этого процесса с эндогенными процессами в коре и верхней мантии и др.

Дальнейшие исследования как выявленных, так и вновь открываемых астроблем, несомненно, приведут к развитию более совершенных представлений о многих пока неясных сторонах импактного кратерообразования на Земле и будут полезными как для более полного познания строения и развития ее литосферы, так и для решения ряда общих вопросов образования планет Солнечной системы. Геология астроблем призвана осветить часть важной планетологической проблемы происхождения кольцевых и круговых морфоструктур на космических телах. Очевидно важное взаимное влияние результатов дистанционных исследований поверхностей отдаленных планет и их спутников, усеянных такими структурами, и непосредственного изучения астроблем на Земле. Несомненно, что результаты как тех, так и других исследований оказывали и будут оказывать существенное влияние на развитие теории и практики геологии вообще.



## ИМПАКТНЫЕ КРАТЕРЫ НА ЗЕМЛЕ

### Геологические последствия метеоритной бомбардировки

Метеоритная бомбардировка является важным фактором формирования рельефа, структуры и состава приповерхностного слоя на планетах и их спутниках [23, 50, 242, 259]. Этот фактор играл такую же роль и на ранних этапах развития коры Земли, однако в дальнейшем ведущее значение в формировании ее рельефа, структуры и состава приобрели различные экзогенные и эндогенные процессы, в значительной мере стиравшие следы такой бомбардировки. Тем не менее сохранившиеся следы катастрофических соударений имеют вполне определенное геологическое выражение.

Астроблемами, согласно предложению Р. Дитца [155], названы дочетвертичные метеоритные кратеры на Земле, которые после своего возникновения были значительно преобразованы последующими процессами, главным образом эрозией, и утратили морфологический облик кратеров. Р. Дитц ограничивал применение термина доплиоценовыми структурами, однако понятно, что степень сохранности кратеров определяется не столько возрастом, сколько их размерами и интенсивностью различных модифицирующих процессов. Поэтому в ряде случаев, особенно для некоторых позднекайнозойских структур, не всегда возможно строго разграничить кратер и астроблему. Вообще же соотношение между ними примерно такое же, как между геологически молодой вулканической постройкой (в частности, стратовулканом) и отпрепарированной эрозией или же захороненной перекрывающими отложениями вулканической жерловиной, представляющей лишь глубинную часть ранее существовавшего наземного вулканического аппарата. Из приведенного выше определения следует, что кратеры-фантомы на Луне и других планетах, модифицированные последующей метеоритной бомбардировкой и вулканическими процессами, также могут рассматриваться как астроблемы.

Астроблемы и залегающие в них породы обычно не содержат остатков ударивших тел (метеоритов), хотя детальные геохимические и минералогические исследования в ряде случаев позволяют выявить присутствие распыленного космического вещества этих тел. Метеоритные же кратеры (в узком смысле этого термина) всегда содержат фрагменты метеоритов и представляют собой морфологически выраженные и геологически весьма молодые морфоструктуры, диаметр которых составляет от первых метров и десят-

ков метров до 1—2 км [53]. Термин «метеоритный кратер» нередко употребляется и в широком смысле — вообще в применении к морфоструктурам, возникшим в результате метеоритной бомбардировки. Но в этом случае употребление его не вполне строго, поскольку для морфоструктур, не содержащих фрагментов ударившего тела, природа последнего не может быть точно установлена. В последнее время название метеорит используют лишь применительно к выпавшим телам, являющимся остатками более крупных космических тел — метеороидов, состав которых неизвестен [216].

Термином импактный кратер (он широко распространен в зарубежной литературе) [195 и др.] также обозначаются любые, как молодые, так и древние, круговые и кольцевые морфоструктуры на поверхности планет, образованные в результате ударов малых космических тел. К импактным кратерам, таким образом, относятся и астроблемы и метеоритные кратеры (в узком смысле). Применение термина кратер предполагает, что соответствующая морфоструктура еще сохранилась, может быть даже в погребенном состоянии. Для объектов, полностью утративших черты кратеров (например, глубоко эродированных), и в других случаях может использоваться более общий термин — импактная структура.

Астроблемы имеют поперечник от 1—2 км до нескольких десятков и даже до 100 км и более. Эти в общем случае круговые структуры при их сохранности от размыва заполнены линзовидными телами перемещенных (аллогенных) брекчий и импактитов, под которыми залегает непеременная (аутигенная) брекчия.

Астроблема, как и любая геологическая структура, имеет выраженные геоморфологические и (или) геологические границы, которые могут быть определены различными методами [56, 60, 125 и др.]. Благодаря эрозии наблюдаемые размеры (диаметр) структуры могут быть значительно меньше, чем первоначальные, реконструируемые по каким-либо признакам. Общепринято, что при описании структур и в каталогах астроблем приводятся наблюдаемые размеры.

Источником малых космических тел, выпадавших на Землю в течение ее геологической истории, — своего рода «остатков» вещества Солнечной системы (а возможно и межзвездного вещества), которое не было использовано при образовании планет на этапе аккреции, — является пояс астероидов между орбитами Марса и Юпитера. Малые тела этого пояса меняют свои орбиты под влиянием притяжения последнего и, заходя внутрь орбиты Марса, могут в конце концов выпасть на Землю. Расчеты показывают, что при соударениях с Землей, когда заатмосферная скорость выпадающих тел находится в пределах 12—72 км/с, а масса составляет более  $10^8$  г, неизбежно происходит образование кратеров различного диаметра, в каждом случае зависящего от энергии удара, определяемой массой и скоростью этих тел [4, 9, 124, 130, 242 и др.]. Метеороиды с небольшой массой и скоростью замедляются и разрушаются в атмосфере; их выпадающие остатки — крупные метеориты — образуют ямки, лунки, воронки и ударные кратеры диаметром

в единицы и первые десятки метров, в которых находят обломки метеоритов или распыленное метеоритное вещество (чаще всего это остатки железных метеоритов, реже железо-каменных) [53, 203]. Тела, обладающие большой массой, проходят атмосферу без существенного разрушения и торможения, кинетическая энергия их движения при столкновении с Землей переходит в тепловую и происходит тепловой взрыв, при этом образуется взрывной кратер.

Оценки диаметров метеороидов показывают, что они составляют  $1/20$ — $1/30$  диаметра, образующегося при их соударении крупного кратера. При этом метеороид как бы выворачивается наизнанку и разрушается проходящей сквозь него ударной волной и высокой температурой. Исследования остатков распыленного вещества ударивших тел показывают, что они в большинстве случаев имели состав как железных, так и каменных метеоритов [160, 181, 233 и др.].

Единичные взрывы такого типа по своей энергии и мощности превосходят многие геологические процессы, как эндогенные, так и экзогенные, например энергию отдельных вулканических взрывов, землетрясений, ураганов, цунами и др. При образовании импактного кратера диаметром 50 км почти мгновенно выделяется энергия, равная  $\sim 10^{22}$  Дж. Последствия таких событий запечатлены, в частности, в особых типах преобразований минералов, в структурных и вещественных признаках горных пород, в морфологии и внутреннем строении самих импактных кратеров.

### Явления ударного метаморфизма

Порождаемая высокоскоростным ударом и взрывом ударная волна распространяется в целом радиально от точки соударения и, постепенно затухая, производит значительную работу по нагреву, деформации, разрушению горных пород и экскавации самой впадины кратера. Весьма высокие давления на фронте волны сжатия (от первых гигапаскалей до нескольких десятков и первых сотен гигапаскалей), следующая за ней волна разгрузки и остаточная температура (до  $2000$ — $3000^\circ\text{C}$ ) вызывают ряд преобразований в минералах и горных породах — от слабопроявленной трещиноватости до полного плавления и испарения. Признаки таких изменений горных пород и минералов — признаки ударного метаморфизма — установлены в небольших по размеру кратерах с остатками метеоритного вещества, но особенно они характерны для крупных по размерам древних импактных структур, где выделение энергии при ударе и взрыве космического тела было весьма значительным [17, 23, 230 и др.]. Подробное рассмотрение особенностей преобразований породообразующих минералов (главным образом кварца, полевых шпатов и др.) при ударном метаморфизме сделано в ряде работ [66, 235, 251 и др.]. Эти преобразования минералов из импактитов и брекчий сопоставлены с экспериментальными данными в условиях ударных нагрузок.

Ударный метаморфизм проявляется в катаклазе минералов, пластических деформациях, фазовых переходах, разложении или плавлении. При этом одновременно происходит и значительное перемещение и перемешивание материала, подвергающегося сжатию и ударному нагреву. В зависимости от ударной нагрузки и последующего нагрева может быть намечено несколько ступеней ударного метаморфизма, хорошо диагностируемых по поведению каркасных силикатов — кварца и полевых шпатов. Д. Штоффлер [251] выделяет шесть таких ступеней — от нулевой до пятой включительно. Нулевая ступень ( $p < 10$  ГПа,  $T < 100^\circ\text{C}$ ) характеризуется развитием трещиноватости в кварце и полевых шпатах, первая ступень ( $10 < p < 35$  ГПа,  $100 < T < 300^\circ\text{C}$ ) отличается появлением так называемых планарных элементов. В зависимости от пикового давления преобладают те или иные системы этих планарных элементов; наиболее характерна развивающаяся в кварце система  $\omega \{10\bar{1}3\}$ , причем частота встречаемости различных систем зависит от ударной нагрузки [235 и др.].

Минералы, характеризующиеся наличием планарных элементов или другими оптическими и иными признаками пластических деформаций структуры, именуются диаплектовыми. На второй ступени ( $35 < p < 45$  ГПа,  $300 < T < 900^\circ\text{C}$ ) минералы без плавления переходят в так называемые диаплектовые стекла, при этом сохраняется первичная морфология зерен. Возникают и различные гипербарические полиморфные модификации (коэсит, стишовит и др.). На третьей ступени ( $45 < p < 55 \div 60$  ГПа,  $900 < T < 1300 \div 1500^\circ\text{C}$ ) по полевым шпатам возникают мономинеральные стекла плавления, имеющие пузырчатую текстуру. На четвертой ступени ( $55 \div 60 < p < 90$  ГПа,  $1300 \div 1500 < T < 3000^\circ\text{C}$ ) происходит полное плавление пород и возникновение смешанных полиминеральных стекол. Пятая ступень ( $p > 90$  ГПа,  $T > 3000^\circ\text{C}$ ) знаменует испарение силикатов.

После прохождения волны сжатия и подъема температуры (прогрессивный этап ударного метаморфизма) в условиях быстрого спада давления до атмосферного происходит выравнивание температуры в системе и, если не имеет места закалка, медленное охлаждение. В зависимости от режима охлаждения минералы (в том числе диаплектовые), диаплектовые стекла и стекла плавления в той или иной степени подвергаются соответственно перекристаллизации, рекристаллизации и кристаллизации. Метастабильные гипербарические и другие фазы также переходят в более устойчивые модификации. Многие свойства минералов импактитов и взрывных брекчий, а иногда и отдельные их минералы (например, гипербарические) являются вполне определенными минералогическими индикаторами ударных процессов [17, 66, 241, 251 и др.].

Одним из характерных макроскопических результатов ударного метаморфизма является образование так называемых конусов разрушения, или конусов сотрясения [155 и др.]. Они возникают при ударных нагрузках в 3—5 ГПа и более и являются определенными

диагностическими признаками прохождения ударной волны, позволяя в то же время по их ориентировке определить направление ее распространения. Деформации, происходящие за фронтом волны, нередко приводят к нарушению первичного залегания горных пород и возникших в них конусов разрушения. Структурный анализ этих образований имеет существенное значение для реконструкции строения цоколя до удара и выяснения механизма кратерообразования.

### **Взрывные брекчии и импактиты**

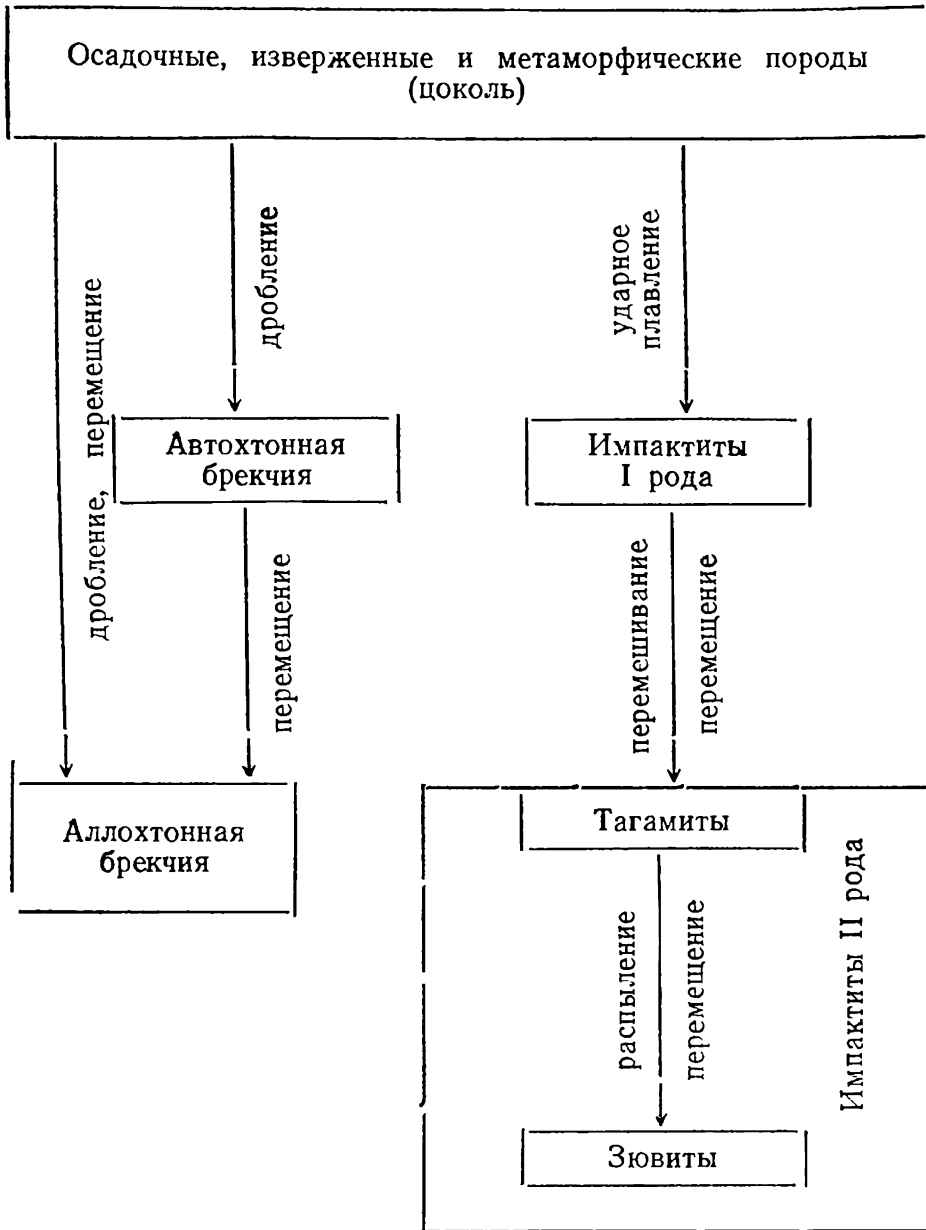
Принципиальная схема преобразований исходных горных пород при возникновении импактного кратера приведена в табл. 1. Преобразованные ударной волной первичные породы, а также сформировавшиеся за их счет новые горные породы могут быть классифицированы (табл. 2) в зависимости от типа обломков (литокласты, кристаллокласты, витрокласты), их размеров, типа заключающей их матрицы (обломочный материал или стекло), количественных и структурно-текстурных соотношений этих компонентов и степени перемешивания исходного материала, в значительной степени определяющей масштабы его перемещения при кратерообразовании. Увеличение степени раздробленности и количества стекла или продуктов его изменения в целом отвечают более высокой степени преобразования породы в соответствии с усилением степени ударного метаморфизма и интенсивности плавления. В настоящей работе используется схема классификации и номенклатуры взрывных брекчий и импактитов (табл. 2), разработанная авторами.

Выделяются три группы образований, различающихся по условиям их залегания и степени ударного превращения исходных осадочных, изверженных или метаморфических пород: 1) брекчированные породы и брекчии в составе цоколя кратера, образовавшиеся на месте залегания или частично испытавшие связанные перемещения без перемешивания материала (автохтонные); 2) брекчии, которые заполняют кратер, создают покров выбросов и являются перемещенными образованиями (аллохтонные); 3) импактиты, образующие самостоятельные тела, а также входящие в состав перемещенных брекчий или брекчированных пород цоколя (аллохтонные и автохтонные), которые состоят более чем на 10% из импактного стекла или продуктов его преобразования.

В составе аутигенной (автохтонной) брекчии в зависимости от степени разрушения могут различаться брекчированные породы: горная мука, дресвяная, щебенчатая, глыбовая брекчии, мегабрекчия, а также коптокатаклазиты, возникающие обычно по более плотным кристаллическим породам. Для брекчий по осадочным породам весьма характерны цементные текстуры (текстуры «грис»).

Среди аллогенных (аллохтонных) брекчий выделяются мономиктовые и полимиктовые, в свою очередь подразделяющиеся по

Преобразования пород цоколя при формировании  
импактного кратера [70]



размеру преобладающего обломочного материала на коптокластиты (псаммито-алевритовые брекчии), щебенчатые брекчии, глыбовые брекчии, мегабрекчии и клиппеновые брекчии. В состав этих брекчий могут входить небольшие количества обломков импактных стекол.

Для обозначения массивных импактитов в литературе на английском языке [148 и др.] нередко употребляются термины: «импактные расплавленные породы» (*impact melt rock*), «импактный расплав» (*impact melt*), «переплавленные породы» (*melt rock*) или просто «расплав» (*melt*). Более целесообразно для пород, застывших из импактного расплава или включающих в заметном объеме продукты его застывания, применять общий термин «импактит» (*impactite*), как это делает ряд авторов [169, 222 и др.].



## Классификация взрывных брекчий и импактитов [70]

Характер нахождения материала	Уменьшение размеров и увеличение количества обломков	Агрегатный состав обломков, частиц и матрицы				
		Л, К (К)	Л, К, В (К, В)	Л, К, В (К, В)	Л, К (С)	Р (С)
Аутигенные брекчи						
Неперемещенный или незначительно перемещенный (аутигенный)	↓	Брекчированные поро- ды, брекчи, горная мука. Коптокатакла- зиты	Коптокатаклазиты со стеклом		Псевдота- хилиты	Массивные импактиты I рода
		Аллогенные брекчи				
Перемещенный (алло- генный)	↓	Крупноблоковые брекчи (мегабрекчи и клип- пеновые брекчи)	Крупноблоковые брек- чи (мегабрекчи и клипеновые брекчи) со стеклом	Обломочные импактиты		Массивные импактиты II рода
		Грубообломочные брек- чи (дресвяные, щебен- чатые, глыбовые)	Грубообломочные брек- чи (дресвяные, ще- бенчатые, глыбовые) со стеклом			
		Коптокластиты (псамми- то-алевритовые брек- чи)	Коптокластиты (псамми- то-алевритовые брек- чи) со стеклом			

Увеличение степени удар-  
ного метаморфизма  
(кол-ва стекла) →

Примечание. Л — литокласты; К — кристаллокласты; В — витрокласты; С — импактное, полиминеральное, в отдельных случаях мономинеральное, стекло и продукты его кристаллизации и изменения; Р — реликтовые минералы и их агрегаты. В скобках — тонкодисперсное состояние того же материала в матрице.

Массивные импактиты I рода являются результатом плавления преимущественно кристаллических горных пород без последующего перемешивания мономинеральных стекол, при этом импактиты сохраняют текстуру первичных пород: гнейсов, гранитов и т. д. Перемешивание этого находящегося в жидком состоянии материала в процессе выброса приводит к образованию гомогенного расплава, из которого образуются в дальнейшем импактиты II рода — массивные или обломочные. В обоих случаях импактный расплав включает большое число фрагментов пород и минералов, захваченных при его перемещении.

Дальнейшее подразделение массивных импактитов (тагамитов) может быть основано на степени раскристаллизации стекла и характере его соотношений с включениями, отражающими физико-химические условия образования и кристаллизации импактного расплава, т. е. исходную температуру и скорость охлаждения, которые влияют как на возникновение и рост кристаллических индивидов, так и на взаимодействие расплава с включениями.

Среди обломочных импактитов (зювитов) выделяются различные литолого-петрографические типы в зависимости от количественных соотношений обломков стекол, пород и минералов; в свою очередь они подразделяются на разновидности в зависимости от преобладающего размера обломков: мелкообломочные ( $< 0,25$  мм), среднеобломочные (0,25—0,5 мм), крупнообломочные (0,5—2 мм), грубообломочные (2—10 мм), лапиллиевые (10—30 мм), агломератовые (30—200 мм), глыбовые ( $> 200$  мм). Несовершенная сортировка или взаимные переходы между отдельными типами и разновидностями дают возможность на практике лишь грубо подразделить зювиты по преобладающему размеру и составу обломков.

Зювиты нередко включают отдельные бомбы импактного стекла и скопления таких бомб, обладающих признаками аэродинамической обработки и застывания в полете. Есть основания предполагать, что стеклянные тела (тектиты), находимые в виде обширных полей рассеяния, являются выбросами из крупных импактных кратеров [107, 115] и сходны по способу образования с бомбами, обнаруживаемыми в зювитах.

Особую группу горных пород составляют продукты перемыва и переотложения уже диагенезированных или недавно образованных брекчий и импактитов. Эти породы могут быть отнесены к коптомиктовым (по аналогии с вулканомиктовыми), они развиты в составе оползневых масс на склонах кратеров и в виде плащей перемытого материала у их подножий, заполняют различные трещины в импактитах и брекчиях наподобие нептунических даек и т. д.

### **Морфология и внутреннее строение**

Морфология и структура импактных кратеров обладают многими характерными особенностями, существенно отличающими их от геологических объектов эндогенного и экзогенного происхождения.

Это в первую очередь соотношение основных параметров кратера указывающее на его незначительную глубину по сравнению с диаметром [23, 130, 195]. С увеличением размеров отношение глубина / диаметр еще более уменьшается, достигая у кратеров диаметром в несколько десятков километров  $1/30$ — $1/40$ . Характерным является затухание деформаций в породах цоколя в стороны от бортов кратера, а также на глубину. Анализ распределения смещенного и выброшенного из кратера материала указывает на центробежный характер движений, при этом нередко более древние породы оказываются лежащими на бортах кратера на более молодых.

Специфическими характеристиками обладают и аномальные физические поля в пределах импактных структур, что обусловлено воздействием на горные породы высоких давлений, температур, а также перемещениями материала деформированных горных пород в основании кратера. В целом импактные кратеры характеризуются отрицательными гравитационными и магнитными аномалиями, причем возмущающие тела (при исключении влияния регионального фона) имеют пластинообразную или линзообразную форму и располагаются неглубоко [38]. Это связано с тем, что у брекчий и импактитов обычно более низкие значения плотности, магнитной восприимчивости и др.

Структуры, которые не испытали последующих преобразований в результате интенсивной эрозии, тектонических движений и т. д., имеют в плане округлую форму; такую же форму имеют обычно и гравитационные и магнитные аномалии.

Различают элементы первичной морфологии кратера и элементы его глубинного строения. Эти морфологические и структурные элементы относятся: а) к цоколю кратера, образованному раздробленными и деформированными породами; б) к истинному кратеру и залегающим на нем импактитам и перемещенным брекчиям; в) к видимому кратеру и заполняющим его осадкам, отложившимся после взрыва.

На рис. 1 показаны главнейшие морфологические и структурные элементы взрывных импактных кратеров большого диаметра [53, 150, 244 и др.]. Простые кратеры диаметром до 3—4 км имеют чашеобразный профиль истинного дна, сложные характеризуются наличием поднятия — центрального (кратеры диаметром свыше 3—4 км) или (и) кольцевого (кратеры диаметром свыше 15 км). Различия в строении слабозатронутых эрозией простых и сложных кратеров сводятся к различиям в характере рельефа истинного дна, или иначе подошвы аллогенных (перемещенных) брекчий и импактитов, т. е. обусловлены глубинной структурой этих объектов, а не различиями в рельефе поверхности видимого дна кратера — первичного или вторичного, возникшего при частичном заполнении впадины осадками. Поэтому сложный характер кратера обычно выявляется в тех случаях, когда неровности рельефа истинного дна выступают над его видимым дном либо когда кратер значительно эродирован или хорошо изучен на глубину скважинами.

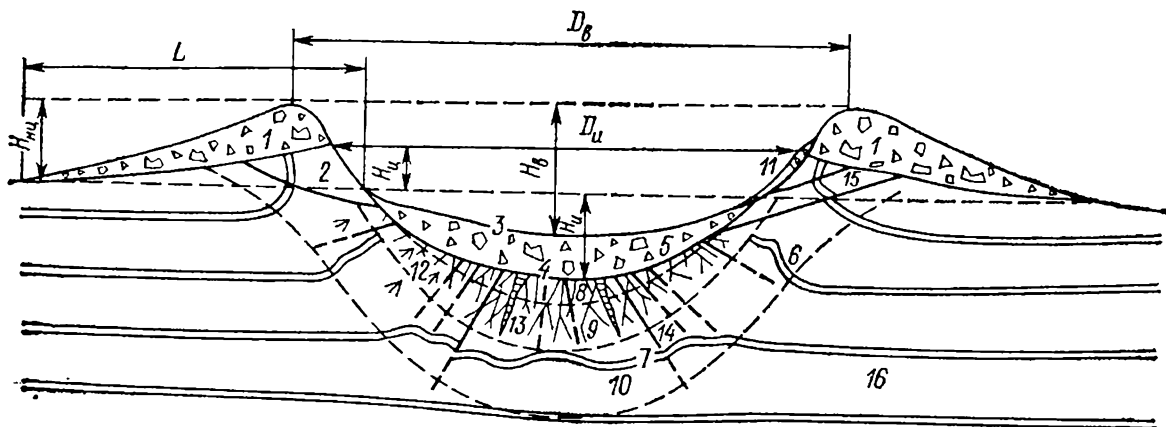


Рис. 1. Морфоструктурные элементы импактного кратера.

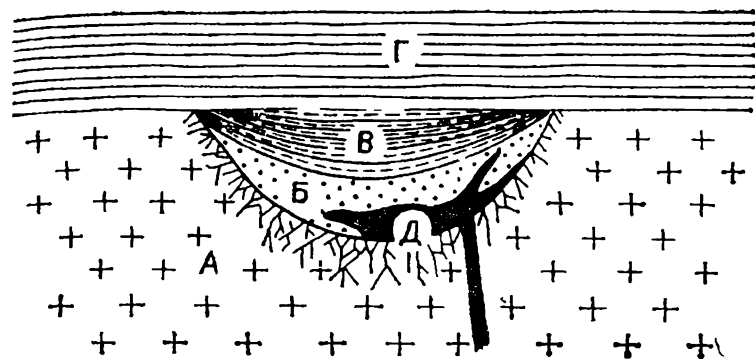
1 — насыпной вал аллогенной брекчии; 2 — цокольный вал; 3 — видимое (первичное) дно; 4 — истинное (цокольное) дно; 5 — линза аллогенной брекчии и импактитов; 6 — складки в приобортовой части цоколя; 7 — складки под дном кратера; 8 — зона частичного плавления; 9 — зона разрушения; 10 — зона пластических деформаций; 11 — оползни, террасы; 12 — конусы разрушения (сотрясения); 13 — жилы инъекционных брекчий; 14 — поддвиги и затухающие трещины; 15 — надвиги и опрокинутые слои; 16 — внешняя деформационная зона. Морфоструктурные параметры:  $D_{в}$  — диаметр видимого первичного кратера;  $D_{и}$  — диаметр истинного кратера;  $H_{в}$  — глубина видимого первичного кратера;  $H_{и}$  — глубина истинного кратера;  $H_{ц}$  — высота цокольного вала;  $H_{иц}$  — высота вала цокольного + насыпного.

Необходимо иметь в виду, что в условиях интенсивной эрозии поднятие истинного дна может оказаться срезанным, в этом случае единственным указанием на сложный характер бывшего кратера является внутреннее строение цоколя [65], свидетельствующее о наличии куполовидного центрального или кольцевого поднятия.

Внутреннее строение астроблем определяется сочетанием нескольких структурно-литологических комплексов. Выделение и номенклатура этих комплексов основаны на отношении их к соответствующему импактному событию и возникшей структуре [65]. Они имеют автономное внутреннее строение, различаются по составу пород и обычно отделяются друг от друга четкими поверхностями раздела. Эти комплексы: цокольный, коптогенный, заполняющий, перекрывающий, инъекционный (рис. 2).

Цокольный комплекс — это осадочные, изверженные и метаморфические породы мишени (места удара), в которых и заложен кратер. Состав этих пород, их первичные геологические особенности (соотношения, условия залегания, трещиноватость и т. д.) определенным образом влияют как на морфологию и глубинное строение возникающего кратера, так и на литологический состав заполняющих его перемещенных взрывных брекчий и импактитов. Цокольный комплекс обычно частично раздроблен (аутигенная брекчия) и пластически деформирован (коптокатаклазиты) в соответствующих зонах, прилегающих к истинному (цокольному) дну кратера, причем степень раздробления и деформаций ослабевают в радиальном направлении от центра. Нередко аутигенная брекчия пронизана инъекционными жилами раздробленного и частью переплавленного материала (псевдотахилиты), отличающегося от нее по составу.

**Рис. 2. Соотношение структурно-литологических комплексов идеализированной астроблемы.**



А — цокольный комплекс, частью деформированный под дном кратера; Б — коптогенный комплекс; В — заполняющий комплекс; Г — перекрывающий комплекс; Д — инъекционный комплекс.

Коптогенный комплекс (от греч. копто — ударять, разрушать ударами) объединяет аллогенную брекчию и импактиты, заполняющие после взрыва округлую впадину кратера и образующие насыпной вал и покровы выбросов. Аллогенные брекчии представлены мегабрекчиями, глыбовыми, щебенчатыми и дресвяными брекчиями, коптокластитам; импактиты — массивными (тагамиты) и обломочными (зювиты) разновидностями. Внутренняя структура комплекса неслоистая, но иногда линзовидно-полосчатая, обусловленная чередованием пластообразных тел различных по составу пород.

Заполняющий комплекс в астроблемах представлен различными осадочными породами (песчаники, глины, сланцы и др.), отложившимися поверх пород коптогенного комплекса в первичном видимом кратере и нивелирующими его. Эти озерные или морские осадки локального бассейна или залива включают продукты перемыва вала и покрова выбросов. Возможно участие в составе заполняющего комплекса и вулканических пород, что характерно, например, для кратеров Луны.

Перекрывающий комплекс — это толщи осадочных (или вулканических) пород, налегающие как на цокольный, так и на коптогенный и заполняющий комплексы и имеющие региональное развитие. Перекрывающий комплекс в геологическом отношении может быть тесно связан с заполняющим, особенно в тех случаях, когда кратер возникает в условиях акваторий. Накопление пород перекрывающего комплекса ведет к полному захоронению впадины, вместе с тем существующая на глубине структурная депрессия еще может отражаться и в структуре этого комплекса. В условиях щитов и плит заполняющий и перекрывающий комплексы имеют горизонтальное залегание; в областях, подвергшихся последующей складчатости, они могут быть деформированы.

Инъекционный комплекс включает различные магматические тела, внедрившиеся с глубины в породы цокольного или коптогенного комплексов, и наложенные на породы этих комплексов гидротермально-метасоматические образования также эндогенного происхождения.

Выделение различных типов среди импактных кратеров может исходить из разных принципов. Наиболее распространенной в настоящее время является классификация импактных кратеров, осно-

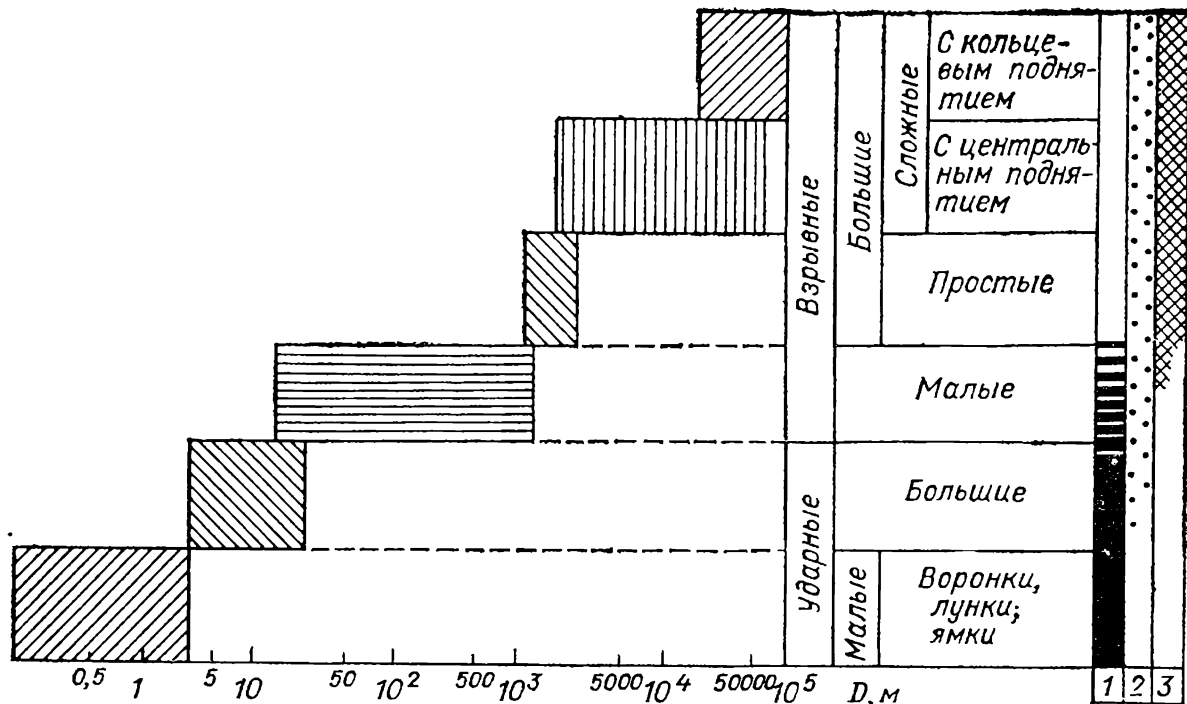


Рис. 3. Систематика импактных кратеров.

1 — остатки метеоритов; 2 — распыленное метеоритное вещество; 3 — ударнометаморфизованные породы.

ванная на выделении в их числе ударных и взрывных групп, причем последние подразделяются на простые и сложные [53, 145 и др.].

Различия между ударными и взрывными кратерами обусловлены, как указывалось выше, различными механизмами их образования; простые и сложные кратеры подразделяются по особенностям морфологии дна кратера. Взрывные кратеры в свою очередь могут быть подразделены на малые диаметром до 1—2 км, которые еще содержат остатки метеоритов, и большие, диаметр которых доходит до нескольких десятков и даже до 100 км (рис. 3). Использование сочетаний особенностей морфологии импактных кратеров, рельефа цокольного (истинного) дна и структуры цокольного комплекса позволяет выделить среди больших взрывных кратеров семь морфоструктурных типов таких объектов [65].

Сложные кратеры характеризуются наличием структур центрального поднятия и кольцевого желоба или же кольцевого поднятия и кольцевого желоба, одновременно выраженных и в рельефе истинного дна. Переход от простых к сложным имеет место при диаметрах 2—4 км, причем для кратеров, образованных в кристаллических породах, этот уровень перехода выше, чем для кратеров в осадочных породах [180].

Кратеры, имеющие диаметр в несколько десятков и более километров и относящиеся к сложным, в ряде случаев имеют многокольцевую структуру [147], что приближает их к гигантским ударным бассейнам на Луне (море Восточное) и Меркурии (море Жары).



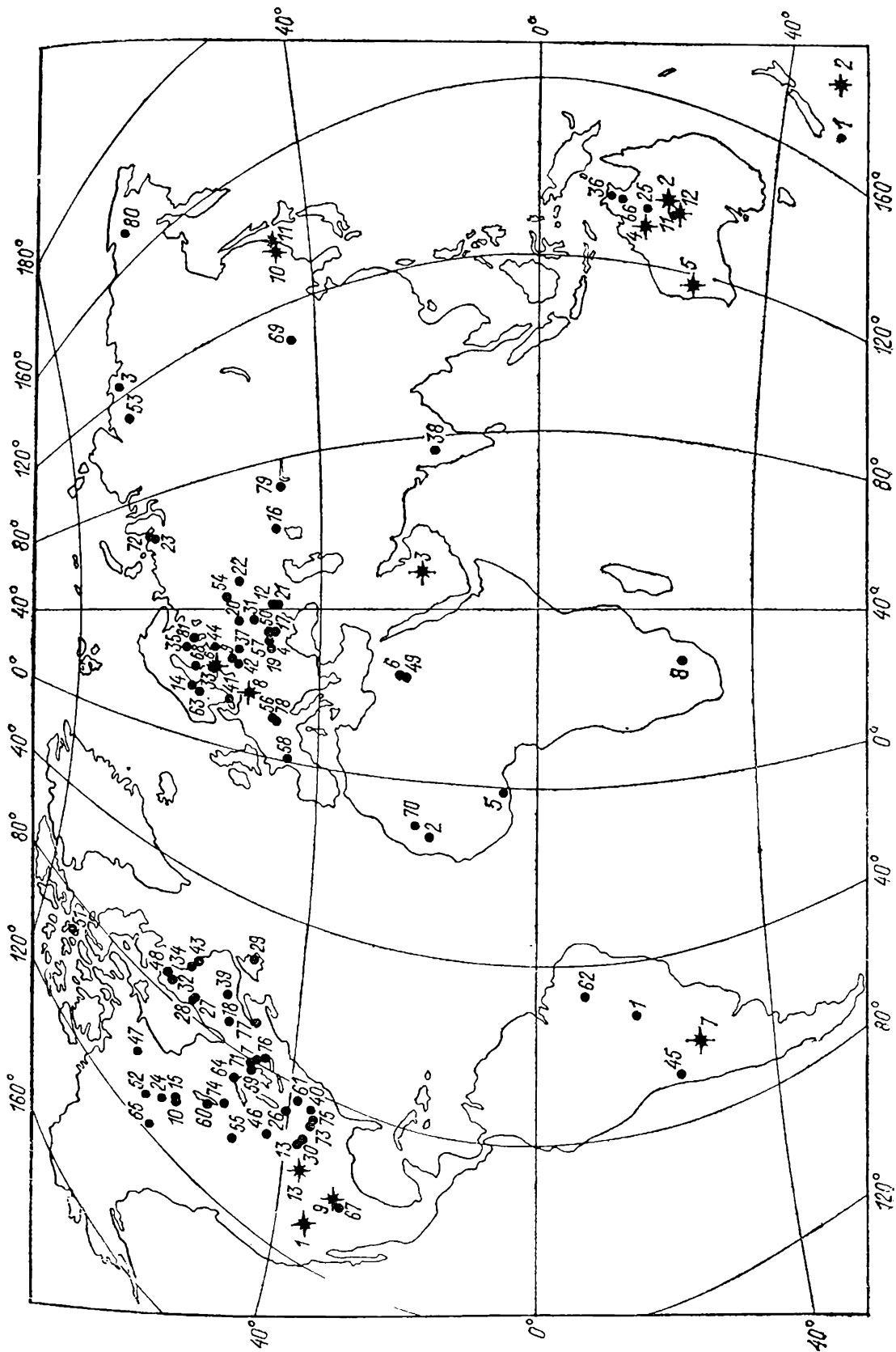


Рис. 4. Импактные кратеры мира.

1 — взрывные кратеры; 2 — ударные кратеры.

## Импактные кратеры, содержащие ударномегаморфизованные породы

№ п.п.	Структура	Местонахождение	Координаты		Диаметр, км	Возраст, млн. лет	Распыленное вещество удалившего тела	Степень эрозии	Рельеф истинного дна
			Широта	Долгота					
1	Арагуайна (купол)	Бразилия	16,8° Ю	53,0° З	40	<250	—	6	Ск
2	Ауэллун	Мавритания	20,2 С	12,7 В	0,37	3,1±0,3	+	4	П
3	Бенчиме-Салаатинская	Якутия, СССР	71,8 С	123,5 В	8	40±20	+	3	?
4	Болтышская	Украина, СССР	48,8 С	32,2 В	25	100±5	+	4	С
5	Босумтви	Гана	6,5 С	1,4 З	10,5	1,3±0,2	—	2	С
6	«Б.П.» структура	Ливия	25,3 С	24,4 В	2,8	<120	—	6	С
7	Брент	Онтарио, Канада	46,1 С	78,5 З	3,8	450±30	+	4	П
8	Вредефорт	ЮАР	27,0 Ю	27,5 В	60	1970±100	—	7	С
9	Вяпрайская	Литва, СССР	55,1 С	24,6 В	8	160±30	—	4	?
10	Гау (озеро)	Саскачеван, Канада	56,4 С	104,5 З	5	<200	—	6	С
11	Госсес Блафф	Австралия	23,8 Ю	132,3 В	22	130±6	—	6	С
12	Гусевская	Донбасс, СССР	48,3 С	40,2 В	3	65	—	5	П
13	Декейтервилл	Миссури, США	37,9 С	92,7 З	6	<300	—	6	С
14	Деллен	Швеция	61,9 С	16,5 В	15	230	—	6	С
15	Дип Бэй	Саскачеван, Канада	56,4 С	103,0 З	12	100±50	—	3	С
16	Жаманшин	Приаралье, СССР	48,4 С	60,8 В	5,5	4,5±0,5	—	3	?
17	Зеленогайская	Украина, СССР	48,7 С	32,9 В	1,4	120±20	—	5	П
18	Иль Руло	Квебек, Канада	50,7 С	73,9 З	4	<300	+	6	С
19	Ильинская	Украина, СССР	49,1 С	29,2 В	4,5	395	—	5	С
20	Калужская	Калуга, СССР	54,5 С	36,2 В	15	380	—	4	?
21	Каменская	Донбасс, СССР	48,3 С	40,2 В	25	65	—	5	С
22	Карлинская	Татария, СССР	54,9 С	48,0 В	10	10	—	4	С
23	Карская	Полярный Урал, СССР	69,2 С	65,0 В	60	60±5	—	4	С
24	Карсуэлл	Саскачеван, Канада	58,4 С	109,5 З	37	485±50	—	7	С
25	Келли Уэст	Австралия	19,5 Ю	132,8 В	2,5	550	—	7	?
26	Кентленд	Индияна, США	40,8 С	87,4 З	13	300	—	7	С

27	Клируотер Восточный	Квебек, Канада	56,1 С	74,1 З	22	290±20	4
28	Клируотер Западный	Квебек, Канада	56,2 С	74,5 З	32	290±20	5
29	Конспен Бэй (Холи-руд)	Ньюфаундленд, Канада	47,4 С	53,2 З	>20	~500	7
30	Крукид Крик	Миссури, США	37,8 С	91,4 З	5,6	320±80	6
31	Курская	Курск, СССР	51,7 С	36,0 В	5	250±80	5
32	Кутюр (озеро)	Квебек, Канада	60,1 С	75,3 З	8	420	6
33	Кярдла	Эстония, СССР	57,0 С	22,7 В	4	500±50	5
34	Ла Муанери (озеро)	Квебек, Канада	57,4 С	66,6 З	8	400	7
35	Лаппаярви	Финляндия	63,1 С	23,7 В	14	<600	6
36	Ливерпул	Австралия	12,4 Ю	134,0 В	1,6	150±70	3
37	Логойская	Белоруссия, СССР	54,2 С	27,8 В	17	90±10	4
38	Лонгар	Индия	20,0 С	76,5 В	1,83	0,05	2
39	Маникуаган	Квебек, Канада	51,4 С	68,7 З	6	210±4	5
40	Миддлсборо	Кентукки, США	36,6 С	83,7 З	6	300	7
41	Миеи	Швеция	56,4 С	14,9 В	5	118±2	6
42	Мизарайская	Лигва, СССР	54,0 С	23,9 В	5	500±80	6
43	Мистагин	Лабрадор, Канада	55,9 С	63,3 З	28	38±4	6
44	Мишиногорская	Псков, СССР	58,7 С	28,0 В	2,5	<360	5
45	Монтураку	Чили	23,9 Ю	68,3 З	0,46	1	2
46	Мэнсон	Айова, США	42,6 С	94,5 З	32	<70	4
47	Николсон (озеро)	Северо-Западная Территория, Канада	62,7 С	102,7 З	12,5	<450	6
48	Нью-Квебек	Канада	61,3 С	73,7 З	3,2	5	3
49	«Оазис»	Квебек, Канада	24,6 С	24,4 В	11,5	<120	6
50	Оболонская	Украина, СССР	49,5 С	32,9 В	15	160±30	5
51	Огтон (купол)	Северо-Западная Территория, Канада	75,4 С	89,7 З	20	15	2
52	Пайлог (озеро)	Северо-Западная Территория, Канада	60,3 С	111,0 З	6	<300	6
53	Полигайская	Красноярский край, СССР	71,5 С	111,0 В	100	38,9	3
54	Пучеж-Катунская	Поволжье, СССР	57,1 С	43,6 В	80	183±5	4
55	Ред Уинг	Северная Дакота, США	47,7 С	102,5 З	9	200	4
56	Рис	ФРГ	48,9 С	10,6 В	24	14,8±0,7	2
57	Ротмистровская	Украина, СССР	49,0 С	32,0 В	2,5	140±20	4

№ пп.	Структура	Местонахождение	Координаты		Диаметр, км	Возраст, млн. лет	Распыленное вещество ударившего тела	Степень эрозии	Рельеф истинного дна
			Широта	Долгота					
58	Рошешуар	Франция	45,8° С	0,8° В	23	160±5	+	6	С
59	Садбери	Онтарио, Канада	46,6 С	81,2 З	74	1840±150	—	6	С
60	Сен-Мартин	Манитоба, Канада	51,8 С	98,6 З	23	225±40	—	4	С
61	Сорлент Маунд	Огайо, США	39,0 С	83,4 З	6,4	300	—	7	С
62	Серра да Кангала	Бразилия	8,1 Ю	46,9 З	12	<300	—	7	С
63	Сильян	Швеция	61,0 С	14,9 В	52	365±7	—	7	С
64	Слэйт (остров)	Онтарио, Канада	48,7 С	87,0 З	30	350	—	6	С
65	Стин Ривер	Альберта, Канада	59,5 С	117,6 З	25	95±7	—	3	С
66	Стрейнджуэйз	Австралия	15,2 Ю	133,6 В	24	150±70	—	5	С
67	Сьерра Мадра	Техас, США	30,6 С	102,9 З	13	100	—	6	С
68	Сяксярви	Финляндия	61,4 С	22,4 В	5	490	—	7	С
69	Табун-Хара-Обо	Монголия	44,1 С	109,6 В	1,3	3	—	2	П
70	Тенумер	Мавритания	22,9 С	10,4 З	1,9	2,5±0,5	—	3	П
71	Уанапитей (озеро)	Онтарио, Канада	46,7 С	80,7 З	8,5	37±2	—	5	С
72	Усть-Карская	Полярный Урал, СССР	69,3 С	65,3 В	25	60±5	—	4	?
73	Уэлс-Крик	Теннесси, США	36,4 С	87,7 З	14	200±100	—	7	Ск
74	Уэст-Хок	Манитоба, Канада	49,8 С	95,2 З	2,7	100±50	—	4	П
75	Флинн-Крик	Теннесси, США	36,3 С	85,6 З	3,8	360±20	—	3	П
76	Холлефорд	Онтарио, Канада	44,5 С	76,6 З	2	550±100	—	4	С
77	Шарлевуа	Квебек, Канада	47,5 С	70,3 З	46	360±25	—	6	С
78	Штейнхейм	ФРГ	48,7 С	10,1 В	3,4	14,8±0,7	—	3	С
79	Шунак	Прибалхашье, СССР	47,2 С	72,7 В	3,1	40±5	—	3	П
80	Эльтгыгыттын	Чукотка, СССР	67,5 С	172,0 В	18	3,5	—	5	С
81	Янисъярви	Карелия, СССР	62,0 С	30,9 В	14	725±5	—	6	?

Примечания. 1. Степень эрозии импактных кратеров [150, 185]: 1 — кратерные выбросы преимущественно сохранились; 2 — кратерные выбросы сохранились частично; 3 — кратерные выбросы размыты, цокольный вал преимущественно размыт; 4 — конглогенные породы, заполняющие кратер, сохранились; 5 — конглогенные породы, заполняющие кратер, частично сохранились; 6 — сохранились только незначительные остатки конглогенных пород, заполняющих кратер, обнажено истинное дно кратера; 7 — вскрыта глубинная структура деформированного цоколя под истинным дном кратера. 2. Рельеф истинного дна: П — простой; С — сложный; С<sub>к</sub> — сложный, с кольцевым поднятием.

## Распределение в пространстве и во времени

Известные к настоящему времени достоверные импактные кратеры (метеоритные кратеры и астроблемы) показаны на рис. 4. При составлении этой схемы и таблиц 3 и 4 использованы каталоги, имеющиеся в ряде опубликованных работ [76, 98, 150, 163, 184, 185, 216 и др.] и дополненные новыми данными по отдельным объектам.

В табл. 3, где приведен перечень достоверных импактных кратеров с ударнометаморфизованными породами, указано местоположение каждого объекта, диаметр сохранившейся структуры, возраст, определенный геологическими или радиологическими методами, степень эродированности и тип кратера, наличие остатков распыленного вещества ударившего тела. Геологическое описание астроблем, находящихся на территории СССР, и некоторых астроблем зарубежных стран приведено в гл. II и III. Табл. 4 содержит перечень метеоритных кратеров, содержащих фрагменты метеоритов и распыленное метеоритное вещество [1, 53, 117, 150, 184 и др.].

Распределение импактных кратеров на суше в значительной степени зависит от индивидуальных особенностей отдельных территорий как в отношении изученности, так и в отношении тектонической стабильности, благоприятствующей сохранению морфоструктур.

Распределение импактных кратеров по возрасту и размерам показано на рис. 5. Число сохранившихся мезозойских и кайнозойских структур значительно превышает число палеозойских и докембрийских, несмотря на то что продолжительность мезозойской и кайнозойской эр составляет лишь незначительную часть геологической истории земной коры. Кроме того, кратеры, имеющие больший диаметр и соответственно глубину, более длительное время противостоят процессам их уничтожения на земной поверхности.

Оценки распределения импактных кратеров на Земле по размерам и возрасту были выполнены недавно В. В. Федынским [111], а также Р. Гривом и П. Робертсоном [185], причем последние использовали выборку, близкую к той, которая приведена в табл. 3 и не содержит недостоверных объектов. По данным В. В. Федынского и других, вероятность обнаружения импактного кратера на Земле пропорциональна его площади и обратно пропорциональна возрасту. Кратер диаметром 100 м будет существовать до 100 тыс. лет, диаметром 1 км — до 10 млн. лет, диаметром 10 км — до 1 млрд. лет и т. д.

Иные оценки времени существования импактного кратера получены Р. Гривом и П. Робертсоном [185]: кратер диаметром более 20 км «живет» около 600 млн. лет в том случае, если он защищен от эрозии перекрывающими осадочными толщами; находящийся на поверхности кратер диаметром 10 км существует не более 300 млн. лет.

Из приведенных выше оценок продолжительности существования кратера понятно, почему предпочтительнее говорить о геоло-

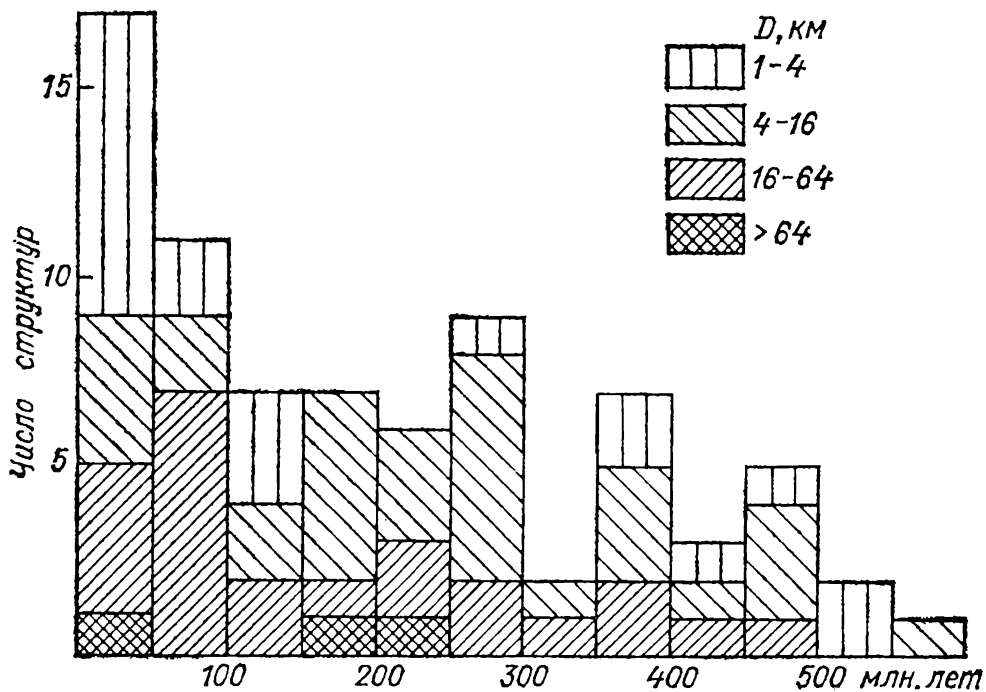


Рис. 5. Распределение фанерозойских импактных кратеров мира, в которых установлены ударнометаморфизованные породы (по работе [185] с дополнениями).

гии астроблем, а не импактных кратеров: длительно существующие импактные структуры большого диаметра с возрастом более 10 млн. лет (т. е. древнее плиоцена) уже утратили в подавляющем большинстве случаев морфологические черты округлых впадин, окруженных валом выбросов.

ТАБЛИЦА 4  
Метеоритные кратеры, содержащие фрагменты метеоритов и распыленное метеоритное вещество

№ п.п	Кратер	Местонахождение	Координаты		Кол-во кратеров	Диаметр, м
			Широта	Долгота		
1	Аризонский (Барринджер)	Аризона, США	35,0° С	111,0° З	1	1200
2	Боксхоул	Австралия	22,6 Ю	135,2 В	1	185
3	Вабар	Саудовская Аравия	21,5 С	50,5 В	2	97*
4	Волф-Крик	Австралия	19,2 Ю	127,8 В	1	850
5	Далгаранга	Австралия	27,7 Ю	117,1 В	1	21
6	Каали	Эстония, СССР	58,4 С	22,7 В	7	110*
7	Кампо дель Сьело	Аргентина	27,6 Ю	61,7 З	20	90
8	Мораско	ПНР	52,5 С	16,9 В	7	100
9	Одесса	Техас, США	31,8 С	102,5 З	3	168*
10	Сихотэ-Алинь	Приморье, СССР	46,1 С	134,7 В	122	26,5*
11	Соболевский	Приморье, СССР	46,3 С	137,9 В	1	51
12	Хенбери	Австралия	24,6 Ю	132,2 В	14	150*
13	Хэвиленд	Канзас, США	37,6 С	99,1 З	1	11

\* Диаметр наибольшего в группе кратеров.



### ГЕОЛОГИЯ АСТРОБЛЕМ СССР

В настоящей главе описания приведены в хронологической последовательности соответственно устанавливаемому геологическими или радиологическими методами времени образования импактных структур. Основное внимание уделено сохранившимся морфологическим и структурным элементам кратеров, строению и составу залегающих в них пород, особенностям деформаций пород цоколя кратеров, определению возраста ударных событий и обстановки места удара, а также некоторым вопросам модификации возникших структур. Явления ударного метаморфизма охарактеризованы лишь в той мере, в какой это необходимо для диагностики астроблем и выяснения некоторых особенностей процессов кратерообразования.

Геологическое описание астроблем приводится по возможности сжато, в необходимых случаях даются ссылки на первоисточники, где те или иные сведения изложены более подробно. Значительное внимание при описаниях уделено новой интерпретации имевшихся ранее материалов, и в частности данных бурения, особенно в тех случаях, когда первичная документация керна производилась без учета имеющихся признаков ударного метаморфизма. Более подробно описаны те астроблемы, которые были лучше изучены с поверхности (в том числе авторами настоящей работы) и скважинами на глубину.

#### ПОЗДНЕПРОТЕРОЗОЙСКИЕ И ПАЛЕОЗОЙСКИЕ АСТРОБЛЕМЫ

##### Астроблема Янисъярви

Астроблема Янисъярви расположена в 25 км к северу от Ладожского озера. Как предполагаемая космогенная структура она впервые упомянута М. Р. Денсом [148]. Обнаружение диаплектовых минералов и конусов разрушения в пределах структуры Янисъярви позволило обосновать ее космогенное происхождение и рассматривать развитые здесь дациты [165] как импактиты [6, 59, 61, 72]. Полевые исследования в этом районе проводились нами в 1972 и 1975 гг.

Во впадине эродированной структуры Янисъярви расположено озеро, высота берегов которого не превышает 30—40 м и глубина достигает 50 м. Озеро Янисъярви имеет эллипсовидную форму в отличие от соседних ледниковых озер, которые резко вытянуты в плане.

Породы цокольного комплекса, согласно данным Л. Н. Потрубович и др., представлены кристаллическими сланцами, микросланцами и филлитами свит наатселькя и пялкъярви ладожской серии (нижний—средний протерозой).

Свита наатселькя представлена толщей переслаивающихся кварц-серицит-биотитовых, кварц-биотитовых, биотит-кварцевых сланцев, микросланцев и филлитов; мощность ее 900—1100 м. Свита пялкъярви сложена кварц-биотитовыми, биотит-кварцевыми, кварц-серицит-биотитовыми сланцами и микросланцами с порфиробластами ставролита, андалузита, граната, кордиерита. Мощность свиты 1300—1700 м.

Возраст метаморфических пород ладожской серии по данным радиологических определений Rb—Sr-методом составляет  $1885 \pm \pm 30$  млн. лет [72]. Эти породы в районе астроблемы образуют серию субпараллельных изоклинальных и моноклинальных складок северо-западного простирания с крутыми углами падения.

По данным геофизических исследований, выполненных Западным геофизическим трестом, к центральной части озера (и соответственно астроблемы) приурочен гравитационный минимум. Форма этого минимума круговая, имеет в поперечнике 10—14 км. По периферии располагаются максимумы в виде небольших аномалий неправильной формы или линейно вытянутых в северо-западном направлении. Центральная отрицательная гравитационная аномалия в плане соответствует области, характеризующейся значениями напряженности магнитного поля близкими к нулю. С обрамляющими положительными аномалиями поля силы тяжести совпадают положительные магнитные аномалии, слабоинтенсивные по южному обрамлению и интенсивные вытянутые в северо-западном направлении на севере [37]. В самом центре структуры наблюдается слабое увеличение напряженности магнитного поля, что, видимо, может быть обусловлено наличием центрального поднятия.

Контур деформированных пород цоколя, по-видимому, совпадает с береговой линией озера, как можно судить из анализа аномального гравитационного поля. Вместе с тем каких-либо признаков дробления пород цоколя, исключая район м. Леппяниеми, по берегам не установлено. Лишь на юго-восточном и северо-восточном берегах в микросланцах свиты наатселькя встречены конусы разрушения, ориентированные вершинами в направлении к центру озера. Так, на юго-восточном берегу оси конусов разрушения вытянуты по азимуту  $320^\circ$ , воздымаясь под углом  $30^\circ$ . На северо-восточном берегу оси конусов указывают на юго-запад (азимут  $240^\circ$ ), также воздымаясь под углом  $30^\circ$  в этом направлении. Проекция точки пересечения этих направлений на горизонтальную плос-

кость совпадает с центром озера и с центром слабой положительной магнитной аномалии, по-видимому отвечая центру астроблемы.

Импактиты и брекчии обнаружены в районе м. Леппяниеми и на островах Хопеасари, Пенни-Селькясари и Исо-Селькясари, расположенных почти в центре озера. Создается впечатление, что импактиты, обнажающиеся на островах, подстилаются аллогенной брекчией, а та в свою очередь залегает на склоне сильноэродированного центрального поднятия. Можно предположить, что реликты пород коптогенного комплекса и подстилающая их линза аутигенной брекчии цокольного комплекса находятся под водами озера. Время образования астроблемы устанавливается по данным радиологических измерений (аргоновый метод) возраста массивных импактитов 720—730 млн. лет.

В составе пород коптогенного комплекса могут быть выделены аллогенные глыбовые брекчии; импактиты, в том числе тагамиты массивного и атакситового сложения и витро-литокластические зювиты. Аллогенные глыбовые брекчии встречены среди зювитов на о. Хопеасари, а также в виде валунов на о-вах Пенни- и Исо-Селькясари. Они сложены микросланцами и филлитами свит наатселькья и пялкъярви и иногда имеют цементную текстуру. В обломках микросланцев наблюдаются конусы разрушения. Цемент составляет 10—15% объема брекчий и представлен тем же тонкоперетертым материалом. В брекчиях местами появляются участки (до 10%) раскристаллизованных массивных импактитов.

Тагамиты развиты на о-вах Хопеасари, Исо-, Пенни-Селькясари и на м. Леппяниеми и залегают гипсометрически выше зювитов. Они образуют пластообразные тела, видимая мощность которых составляет около 15—20 м. Подошва этих тел имеет субгоризонтальный пологоволнистый характер. Для тагамитов характерна вертикальная столбчато-призматическая отдельность.

Тагамиты с массивной текстурой состоят на 80—100% из тонкокристаллической основной массы, содержащей до 20% включений обломков кристаллических сланцев и обломков минералов. Включения обломков кристаллических сланцев и изредка кварца и кварц-полевошпатовых пород имеют размеры от долей сантиметра до 20—40 см и более. Обломки округлые, уплощенные, реже угловатые, образуют порой скопления в виде цепочек, намечая плоскости течения. Макроскопически тагамиты представляют собой плотные афанитовые породы черного цвета. Иногда в них заметны мелкие округлые миндалины, выполненные кварцем, хлоритом, кальцитом. Под микроскопом тагамиты обнаруживают микрозернистую (средний размер зерен 0,07—0,08 мм), иногда панидиоморфнозернистую, микропорфировую структуры. Порода состоит из плагиоклаза, кварца, гиперстена, кордиерита с примесью биотита, рудных минералов, графита и продуктов девитрификации стекла.

Новообразованные плагиоклаз, гиперстен, кордиерит составляют около 70—80% объема породы. Плагиоклаз (олигоклаз-андезин) слагает до 40% объема. Преобладают микролиты плагиоклаза

в виде плохо индивидуализированных выделений, повсеместно сдвойникованных, замутненных рудной пылью. Реже встречаются более крупные хорошо ограненные кристаллы зонального строения.

Кордиерит составляет до 20—30% объема, образует мелкие призматические кристаллы, повсеместно сдвойникован. Часто кордиерит замещается агрегатом серицита и хлорита.

Гиперстен ( $Fs_{78}$ ) слагает 10—15% объема породы и представлен короткостолбчатыми, часто сдвойникованными кристаллами бледно-зеленого цвета. По нему часто развиваются биотит и магнетит. Кварц и щелочной полевой шпат встречаются между зернами кордиерита и плагиоклаза в виде мелких ксеноморфных выделений. Иногда они образуют тонкосферолитовые сростания.

Реликтовые минералы (кристаллокласты) представлены графитом, кварцем, гранатом, ставролитом. Включения реликтового кварца агрегатного строения имеют диаплектовый характер или являются параморфозами по диаплектовому стеклу, кристобалиту, кварцевому стеклу плавления. Иногда в рекристаллизованном диаплектовом кварце наблюдались прожилковидные обособления, вероятно, являющиеся продуктами инверсии коэсит—кварц, происходящей в условиях высокотемпературного отжига. Из числа вторичных минералов характерны биотит, серицит, хлорит, магнетит, кальцит, развивающиеся по новообразованным минералам.

Обломки кристаллических сланцев и микросланцев, а также угловатые фрагменты пород кварцевого состава, находящиеся в виде включений в тагамитах, претерпели различные изменения, связанные с прохождением ударной волны и последующим нагревом. Так, биотит из включений сланцев теряет плеохроизм, силу двупреломления. Продукты термического разложения биотита и перекристаллизации представлены агрегатом кордиерита, шпинели и магнетита. Кристаллы граната при ударном метаморфизме приобретают бурю окраску, разбиваются частой сетью трещин. Ставролит теряет плеохроизм, превращается в бурое непрозрачное вещество. В кварце появляются системы планарных элементов. На более высоких ступенях (II—III) он превращается в диаплектовое стекло. Стекла плавления по кварцу раскристаллизованы, но часто в них заметна флюидалность, декорируемая скоплениями гидроокислов железа.

Зювиты развиты на островах, где они залегают под тагамитами. Максимальная видимая мощность зювитов 4—6 м. Залегание зювитов пластообразное, что можно заключить из замеров преобладающей ориентировки уплощенных обломков сланцев в этих породах и линз стекла.

Зювиты состоят в основном из обломков кристаллических сланцев и микросланцев цоколя (25—50% объема породы) и стекол плавления (30—50% объема породы). Количественные соотношения этих составных частей заметно варьируют. Преобладают либо обломки стекол плавления (лито-витрокластические зювиты), либо обломки пород цоколя. Размеры обломков пород цоколя в зюви-

## Средний химический состав импактитов астроблемы Янисъярви и исходных кристаллических сланцев

Компоненты	Тагамиты		Зювиты		Кристаллические сланцы	
	$\bar{x}$	$\sigma$	$\bar{x}$	$\sigma$	$\bar{x}$	$\sigma$
SiO <sub>2</sub>	60,01	3,482	58,72	1,866	61,94	4,829
TiO <sub>2</sub>	0,78	0,143	0,74	0,044	0,75	0,204
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,98	1,416	18,44	0,716	17,80	2,531
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,51	0,728	1,88	0,838	2,20	0,863
FeO	5,57	1,186	5,45	1,094	4,86	1,209
MnO	0,14	0,096	0,11	0,050	0,07	0,023
MgO	2,14	0,332	2,00	0,211	2,64	0,859
CaO	2,43	0,830	2,48	0,992	1,51	0,578
Na <sub>2</sub> O	2,45	0,241	2,20	0,401	2,38	0,813
K <sub>2</sub> O	3,30	0,376	3,59	0,570	3,32	0,785
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,18	0,032	0,15	0,042	0,16	0,029
П. п. п.	3,08		4,48		2,13	
Сумма	99,57		100,24		99,76	
Количество анализов	24		10		37	

тах колеблются от нескольких миллиметров до 2 м, стекол плавления — от миллиметров до 10—15 см. Стекла в зювитах образуют витрокласты, а также входят в состав связующей массы. Обломки стекол имеют линзовидную, веретенообразную форму. Цвет их бурый, темно-серый. Они раскристаллизованы в агрегат кордиерита, плагиоклаза, гиперстена с незначительным количеством кварца и тонкодисперсного рудного вещества. Стекло, цементирующее обломки, наблюдается в виде прослоев с отчетливо выраженной флюидальностью, содержит поры, выполненные кварцем, хлоритом. Это стекло также раскристаллизовано в агрегат того же состава, но с меньшим количеством гиперстена и магнетита.

Обломки пород цоколя часто окружены каймами шириной до 1 см, сложенными зеленовато-бурым полупрозрачным стеклом. В зювитах широко проявлены низкотемпературные гидротермальные изменения. С ними связано образование прожилков и миндалин, сложенных кальцитом, хлоритом, цеолитами.

Химический состав пород цоколя, а также тагамитов и зювитов астроблемы Янисъярви приведен в табл. 5. Обращает на себя внимание пересыщенность импактитов глиноземом (постоянное присутствие нормативного корунда) и низкая степень окисленности железа. Кристаллические сланцы и микросланцы ладожской серии, как и импактиты, пересыщены глиноземом (в них также постоянно присутствует нормативный корунд). Сравнение среднего химического состава тагамитов, зювитов и кристаллических сланцев (табл. 5) обнаруживает их тождественность. Сопоставление распределений петрогенных компонентов в кристаллических сланцах и

импактитах по  $t$ -критерию показывает, что они для большинства окислов значительно не различаются. Это свидетельствует о том, что импактный расплав образуется путем плавления кристаллических сланцев и микросланцев цоколя астроблемы. Незначительные различия в химическом составе импактитов и кристаллических сланцев, в частности меньшая степень окисления железа в импактитах, указывают на высокую температуру импактного расплава, при которой часть железа была восстановлена до двухвалентного.

Большое содержание кальция в импактитах по сравнению с окружающими породами ладожской серии, вероятно, связано с тем, что в состав плавящегося материала могли войти мраморизованные известняки и доломиты сортавальской серии, залегающей ниже по разрезу.

По данным спектральных анализов импактитов и кристаллических сланцев устанавливается близость или тождественность набора и содержаний микроэлементов в этих группах пород. Изучение концентраций редкоземельных элементов в кристаллических сланцах и в массивных импактитах (тагамитах) астроблемы Янисъярви [201] показало их полную идентичность.

### Мизарайская астроблема

Мизарайская астроблема располагается в районе г. Друскининкай, Литовской ССР. Она была выявлена Г. Б. Мотузой и Р. П. Гайлюсом при глубинном геологическом картировании фундамента [80], по данным которых и приведено ее описание.

Диаметр структуры определен в 5 км на основании данных бурения и геофизических наблюдений. На карте остаточных аномалий Буге она выделяется в виде замкнутого контура пониженных значений силы тяжести. Здесь же отмечается и пониженное значение напряженности магнитного поля. Глубина впадины ископаемого кратера составляет сейчас 225—230 м (рис. 6).

Кристаллический фундамент, залегающий на глубине 300—320 м, представлен архейскими — раннепротерозойскими габброидами, метабазами, амфиболитами, амфиболовыми и биотитовыми плагиогнейсами, включающими тела гранито-гнейсов и гранитов предположительно раннего — среднего протерозоя. Одна из скважин, пробуренная в центре структуры, вскрыла раздробленный фундамент (гл. 525,7—610,0 м), представленный коптокатаклазитами и брекчиями по плагиогнейсам, биотитовым плагиогнейсам, гранитам, гранито-гнейсам, метабазитам, керсантитам. В аутигенной брекчии цокольного комплекса отмечаются конусы разрушения, а также присутствие небольшого количества измененного стекла в форме тонких жилок и фрагментов. По наблюдениям Р. П. Гайлюса, эти породы обладают многочисленными признаками ударного метаморфизма, в частности, содержат плагиоклазы, калиевые полевые шпаты, кварц с системами планарных элементов (до 6 систем), двухосный изотропизированный кварц, изотропизированные

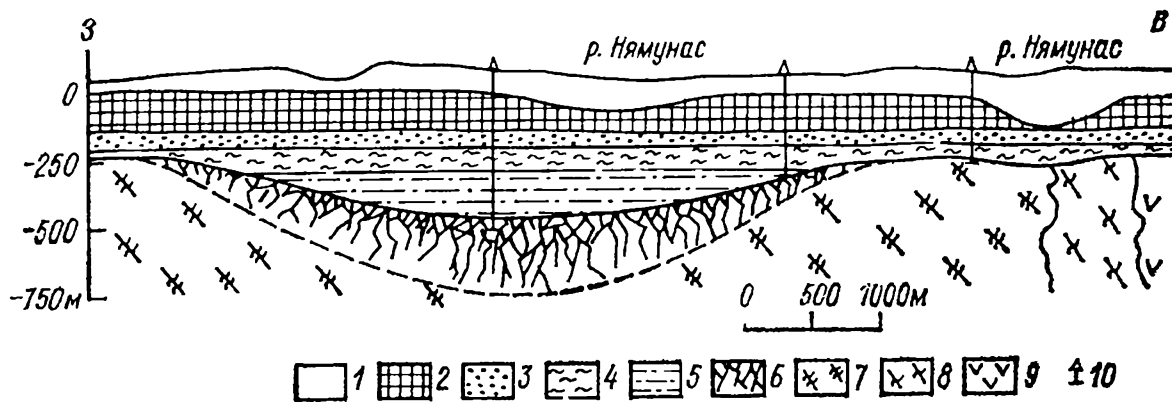


Рис. 6. Разрез астроблемы Мизарай (по материалам Г. Б. Мотузы, Р. П. Гайлюса и других).

1 — четвертичные пески, суглинки, глины; 2 — верхнемеловые отложения (писчий мел); 3 — нижнемеловые пески; 4 — нижнетриасовые глины, песчаники, мергели, доломиты; 5 — нижнекембрийские песчаники, алевролиты; 6 — коптокатаклазиты по кристаллическим породам (аутигенная брекчия); 7 — архейские — нижнепротерозойские амфиболовые и биотитовые плагиогнейсы, тела гранитоидов; 8 — архейские — нижнепротерозойские амфиболиты; 9 — архейские — нижнепротерозойские метабазиты; 10 — скважины.

полевые шпаты, разупорядоченный микроклин, смятый биотит и т. д.

По данным Г. Б. Мотузы (устное сообщение), в скважине на краю астроблемы между аутигенной брекчией и породами заполняющего комплекса встречены массивные импактиты с пустотами, заполненными кальцитом. Порода стекловатая или слабодевитрифицированная, базис включает обломки зерен кварца и полевых шпатов с нечеткими очертаниями и пониженным двупреломлением.

Аутигенная брекчия перекрыта развитыми лишь в пределах кратера песчано-глинистыми отложениями мощностью 153,2 м (заполняющий комплекс). Остатки водорослей и акритархи, заключенные в них, характерны для вендских и нижнекембрийских осадков. Эта толща тонкопереслаивающихся песчаников и алевролитов с прослоями гравелитов имеет лилово-бурую, красную, реже серую окраску пород. В составе мелких обломков, беспорядочно рассеянных в песчаниках и алевролитах, кроме подстилающих пород наблюдаются обломки девитрифицированного стекла. С глубиной и к краям впадины размер обломков пород в песчаниках увеличивается, в основании базальный конгломерат характеризуется обломками размером до 8 см.

Эта толща несогласно перекрыта нижнетриасовыми глинами, песчаниками, мергелями, доломитами мощностью около 70 м. Эти отложения частично принадлежат к заполняющему комплексу, а частично — к перекрывающему, поскольку их мощность за пределами впадины несколько уменьшается. Вместе с тем следует отметить, что мощность раннетриасовых отложений достигает 70—80 м уже в полутора десятках километров от структуры. К перекрывающему комплексу принадлежат также пески и писчий мел мощностью около 200 м (меловая система), пески, суглинки, глины мощностью около 115 м (четвертичная система).

Время образования астроблемы может быть определено как послераннекембрийское — дотриасовое; скорее всего возникновение кратера относится к раннему или среднему кембрию. По-видимому, образования заполняющего комплекса являются результатом перемыва насыпного вала, в составе которого существенную роль играли обломки вендских и нижнекембрийских осадочных пород, залегавших в виде маломощного чехла на фундаменте в момент ударного события. Кратер затем в течение длительного времени подвергался эрозии, в частности в каменноугольное время, в перми и раннем триасе, в результате чего образования коптогенного комплекса как в пределах структуры, так и на ее бортах были уничтожены. Вместе с тем, по-нашему мнению, не исключено, что аллогенная брекчия могла сохраниться во впадине кратера и в кольцевой зоне вне ее центра. В этом случае следует считать, что скважина в ее центре вошла в центральное поднятие, которое возвышается над погребенным видимым дном кратера.

### Астроблема Кярдла

Округлая в плане отрицательная структура диаметром около 4 км на северо-востоке о. Хийумаа (Эстонская ССР) представляет, по мнению выявивших ее исследователей [45], взрывной кратер неясного происхождения. Впадина, глубина которой, по данным Э. А. Кала и других, достигает 350—400 м, заполнена брекчиями, перекрытыми карбонатными и песчанисто-карбонатными отложениями ордовика и силура общей мощностью 250—300 м. Последние за пределами структуры залегают на алевролитах и песчаниках верхнего протерозоя и нижнего кембрия мощностью 90—130 м, которые в свою очередь располагаются на кристаллических породах фундамента (рис. 7).

На карте гравимагнитных аномалий структура Кярдла отчетливо выражается изометричным минимумом силы тяжести, которому соответствует минимум магнитного поля. В современном рельефе вдоль северо-восточного и юго-западного бортов структуры наблюдаются слабовыраженные поднятия (Тубала и Палукюла) в виде отдельных холмов и гряд высотой 10—15 м, сложенных известняками и доломитами среднего — верхнего ордовика, перекрытыми четвертичными отложениями.

Анализ геолого-геофизических материалов в совокупности с петрографическими наблюдениями позволяет рассматривать структуру Кярдла как астроблему\*

Породы цокольного комплекса представлены мигматизированными биотит-амфиболовыми, амфибол-биотитовыми, реже биотит-гранатовыми гнейсами, амфиболитами, гранитами архейского и ранне-среднепротерозойского возраста, а также алевролитами и песчаниками верхнего протерозоя — нижнего кембрия. На бортах

---

\* Штуфы из брекчий, пересеченных скважинами, были предоставлены С. Н. Тихомировым.



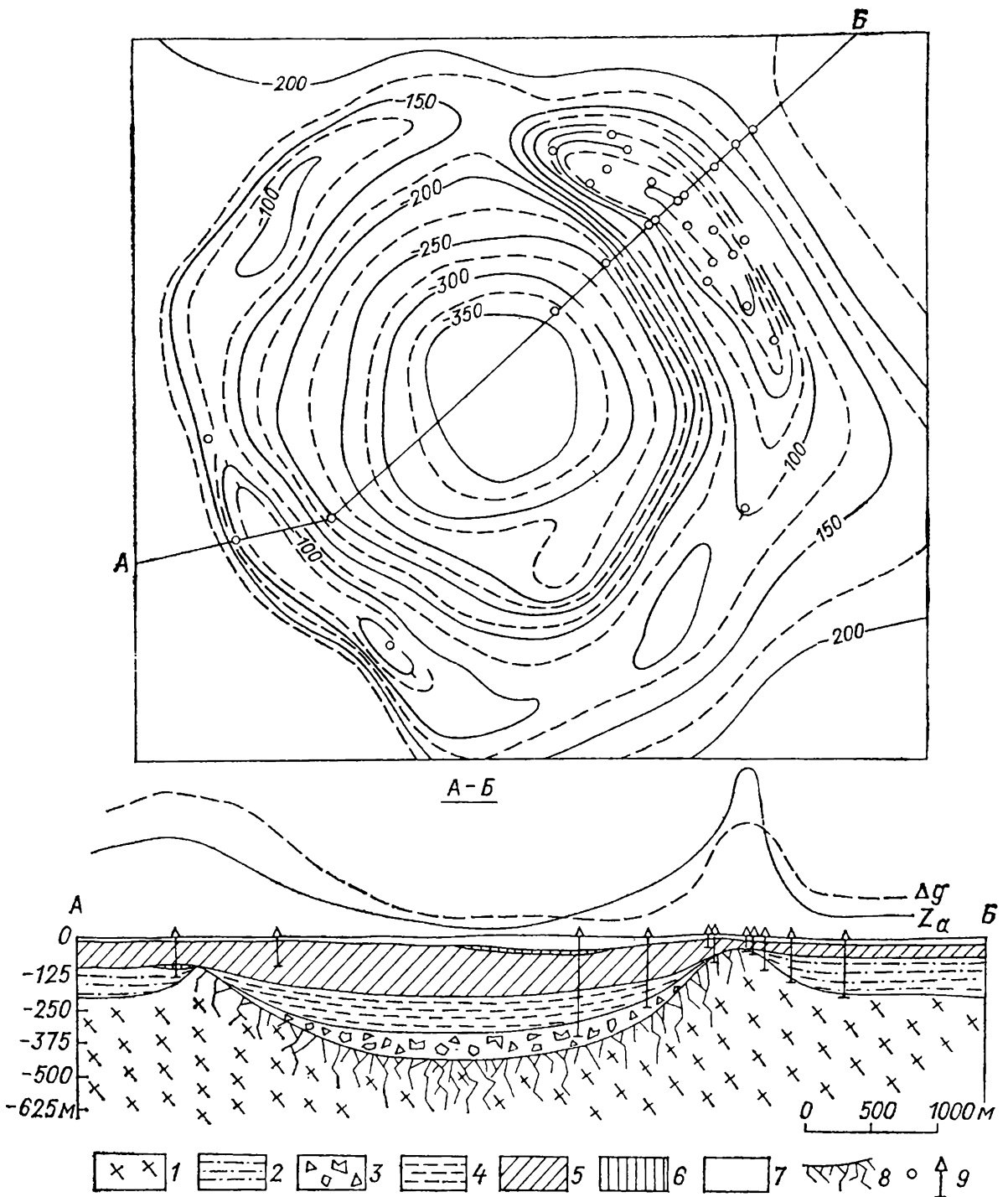


Рис. 7. Схема изогипс поверхности дна истинного кратера; схематический геологический разрез астроблемы Кярдла и характер изменения  $\Delta g$  и  $Z_a$  (составлены с использованием данных Э. А. Кала и других).

1—2 — докольный комплекс (1 — кристаллические породы архея и нижнего — среднего протерозоя; гнейсы, граниты, амфиболиты, 2 — алевролиты и песчаники верхнего протерозоя и нижнего кембрия); 3 — коптогенный комплекс (аллогенная брекчия); 4 — заполняющий комплекс (известняки, песчаники, сланцы среднего ордовика); 5—7 — перекрывающий комплекс (5 — известняки, доломиты, мергели среднего—верхнего ордовика, 6 — известняки, доломиты нижнего силура, 7 — четвертичные отложения: пески, глины); 8 — катаклиз и брекчирование (аутигенная брекчия); 9 — скважины.

структуры эти породы трещиноваты, в той или иной степени раздроблены, нередко превращены в коптокатаклазиты и брекчии, причем с глубиной степень деформации уменьшается.

Аутигенная брекчия состоит из различных по размеру остроугольных обломков амфиболита, гнейса, гранита, мигматита, а также фрагментов кварца, полевого шпата, биотита и т. п., сцементированных карбонатным и карбонатно-глинистым цементом. Породы кристаллического основания цоколя образуют частью размытый погребенный цокольный вал высотой около 20 м в юго-западной и 40 м в северо-восточной части структуры, амплитуда структурного поднятия подошвы верхнепротерозойских нижнекембрийских толщ соответственно достигает 100 и 160 м.

На раздробленных породах цоколя залегают образования коптогенного комплекса, вскрытые рядом скважин. Эти породы представлены брекчиями мощностью от первых метров до 100—120 м в центральной части структуры, состоящими из несортированных раздробленных глыб алевролитов и песчаников верхнего протерозоя и кембрия, смешанных в различных соотношениях с обломками кристаллических пород, а также с продуктами дезинтеграции этих пород: обломками кварца, полевых шпатов, амфибола, биотита и т. п. Цемент их глинисто-алевролитовый и карбонатно-глинистый, окрашенный гидроокислами железа. Размер обломков варьирует от первых сантиметров до нескольких метров. Подобные породы, представляющие собой выбросы аллогенной брекчии, встречены в одной из скважин на юго-западном борту и за пределами кратера, где они залегают на деформированных верхнепротерозойских—кембрийских терригенных отложениях, или же перекрывают породы кристаллического фундамента.

В шлифах из брекчий обломки минералов обнаруживают признаки ударного метаморфизма: трещиноватость, многочисленные полосы смятия в биотите, деформационные ламелли и планарные элементы в полевых шпатах и кварце. Иногда в плагиоклазе отмечается понижение двупреломления вплоть до частичной изотропизации отдельных систем двойников. В брекчиях, сцементированных карбонатным материалом, иногда отмечается сульфидная минерализация — пирит, галенит в виде мелких кристаллов и примазок, выполняющих пустоты и трещинки в породе.

Брекчии перекрыты толщей алевролитов, песчаников, мергелей и известняков идаверского горизонта среднего ордовика. Мощность этой толщи, которая относится к заполняющему комплексу, составляет 110—120 м. В нижней части разреза осадочные породы обогащены грубообломочным материалом кристаллических пород — продуктами переотложения брекчий. Толща осадочных пород среднего и верхнего ордовика, нижнего силура, а также четвертичные отложения общей мощностью до 200 м относятся к перекрывающему комплексу. Таким образом, возраст структуры может быть оценен как послераннекембрийский — досреднеордовикский, возможно средне-позднекембрийский.

## Ильинецкая астроблема

Ильинецкая структура, расположенная на Украинском щите в 45 км к юго-востоку от г. Винницы, ранее рассматривалась как вулканическая. Проведенные в 60—70-х годах работы позволили оконтурить распространение вулканитоподобных пород и выяснить их распространение на глубине (В. А. Рябенко, Д. И. Плохотниченко, Г. С. Безверхий, Г. Г. Виноградов и другие), при этом Ильинецкая структура рассматривалась также как реликт древнего вулкана.

Признаки ударного метаморфизма, установленные в породах из этого объекта, дали возможность по-новому интерпретировать строение этого участка и происхождение самой структуры [13, 16, 17, 59, 61, 87]. Попытки возродить вулканическую гипотезу ее образования [11, 29 и др.] обычно игнорируют данные изучения вещества горных пород и их структурных форм и основываются лишь на интерпретации геофизических полей и «приуроченности» Ильинецкой структуры к разлому.

Полевые исследования и изучение кернa многочисленных скважин были проведены нами в этом районе в 1975 г. Приводимые ниже описания имеют в своей основе результаты анализа этого материала, а также данных других исследователей, в том числе опубликованных.

В районе Ильинцов среди гранитоидов и других пород, слагающих основную часть территории, распространены сохранившиеся в виде реликтов кристаллические породы архея — раннего протерозоя. Среди них выделяются биотитовые, гранатовые, пироксеновые гнейсы, а также промежуточные между ними разновидности. Чаще всего эти породы развиты в виде участков и полос и занимают не более 15% площади. Гнейсы инъецированы габбро-амфиболитами, кварцевыми диоритами, диоритами и гранодиоритами, сопровождаемыми мигматитами. Биотитовые граниты и аплит-пегматидные порфиридные граниты (кировоградско-житомирский комплекс) играют главную роль в составе цоколя. Образования коптогенного комплекса, залегающие в частично эродированной впадине кратера (рис. 8), перекрываются девонскими отложениями локального бассейна, которые принадлежат к заполняющему комплексу. Последние распространены к востоку и северо-востоку от центра структуры на площади 1,5×4 км и представлены линзой коричневых и серых глинистых пород (преимущественно глин, аргиллитов и алевролитов) с обломками выветрелых зювитов в основании. Максимальная мощность их 100 м. В восточной части структуры глины распространяются за пределы контура развития брекчий и зювитов. В аргиллитах Е. М. Андреевой установлены споры и пыльца позднего силура — раннего девона, обрывки растительных тканей высших растений. Повсеместно в пределах района распространены неогеновые и четвертичные отложения, представленные песками, песчаниками, глинами, достигающими мощности 50 м (перекрывающий комплекс).

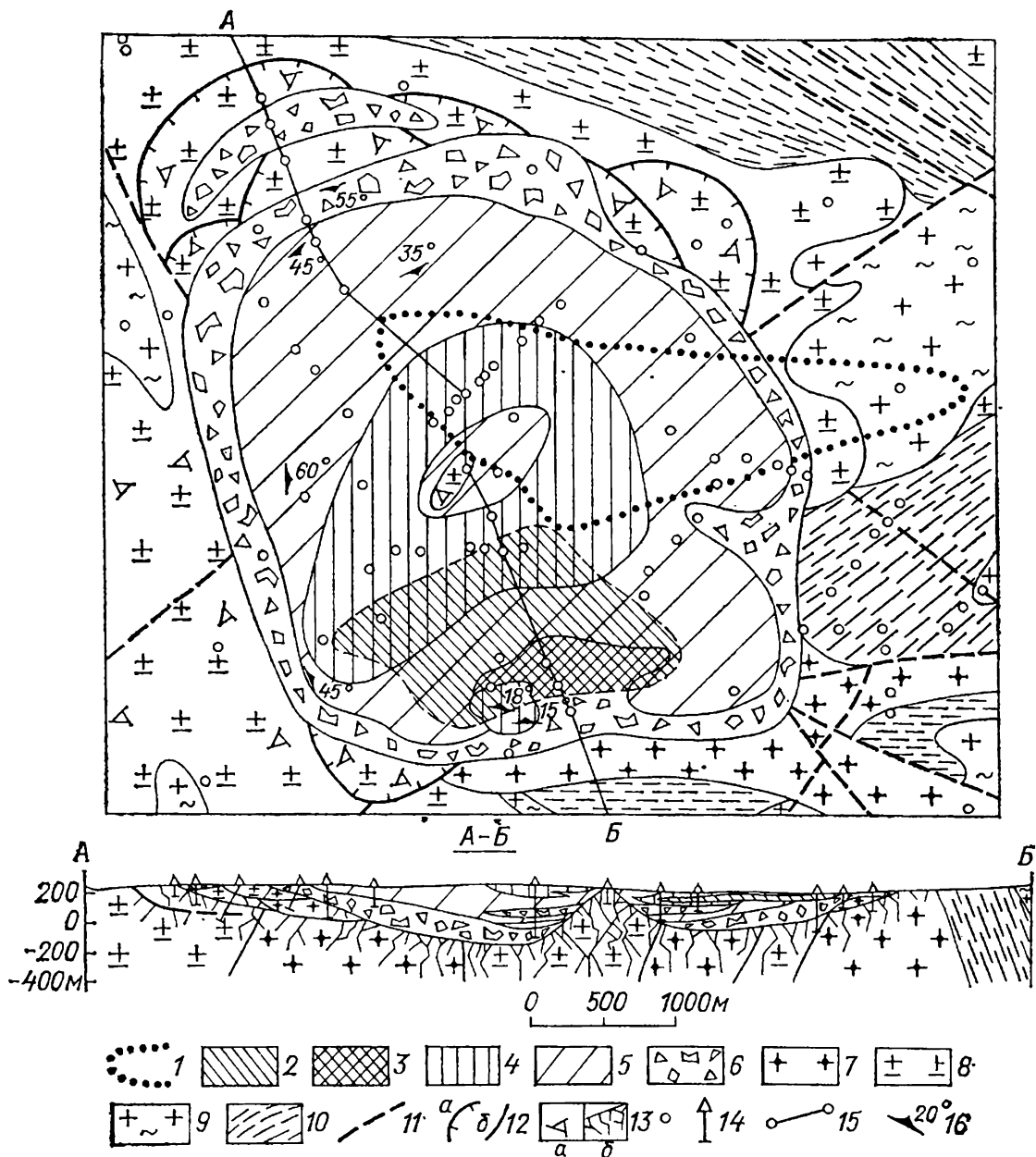


Рис. 8. Схематическая геологическая карта (без кайнозойских отложений) и разрез Ильинецкой астроблемы (составлены с использованием материалов Г. Г. Виноградова, А. А. Вальтера, В. А. Рябенко и других).

1 — границы площади распространения девонских глин, аргиллитов и алевролитов; 2, 3 — площадь распространения тагамитов (2 — под зювитами и кайнозойскими отложениями, 3 — под кайнозойскими отложениями); 4 — зювиты кристалло-витрокластические; 5 — зювиты витро-кристаллокластические; 6 — аллогенная брекчия; 7 — граниты аплит-пегматоидные; 8 — граниты биотитовые; 9 — мигматиты амфиболовые, кварцевые диориты, габбро-амфиболиты; 10 — гнейсы (биотитовые, гранатовые, пироксеновые, амфиболовые); 11 — разрывные нарушения неустановленной морфологии; 12 — предполагаемые надвиги (а — на карте, б — на разрезе); 13 — ударная трещиноватость (а — на карте, б — на разрезе); 14 — скважины; 15 — линия разреза; 16 — ориентировка уплощенных фледлей в зювитах.

Импактиты и взрывные брекчии распространены на площади около 12 км<sup>2</sup> (3×4 км) и по сравнению с площадями, на которых развит кристаллический фундамент, характеризуются пониженными значениями магнитного и гравитационного полей [29]. В магнитном поле выделяется изометричная отрицательная аномалия с центром в районе дер. Иваньки. Размеры аномалии 8×9 км, т. е.

она значительно превышает площадь распространения пород коптогенного комплекса. С границами отрицательной магнитной аномалии совпадает зона высоких горизонтальных градиентов гравитационного поля, имеющая концентрическое строение, которая описывает круговую структуру диаметром 8 км.

В центре кратера находится поднятие истинного дна с амплитудой около 300 м, сложенное брекчированными биотитовыми гранитами (рис. 8), на что впервые было указано А. А. Вальтером и В. А. Рябенко [16]. Породы цокольного комплекса (аутигенная брекчия), слагающие дно структуры, перекрываются литоидной аллогенной брекчией, с которой имеют постепенный переход. С глубиной в породах цокольного комплекса наблюдается постепенное затухание брекчирования и степени ударного метаморфизма. Кристаллические породы, обнажающиеся по периферии структуры, рассечены дизъюнктивными нарушениями, часть которых может интерпретироваться как плоскости пологих центробежных надвигов.

В составе коптогенного комплекса, залегающего в виде кольцевой линзы, преобладает литоидная аллогенная брекчия (55% по объему). Она слагает нижнюю часть этой линзы, заполняя кольцевой желоб диаметром до 4 км, с максимальной мощностью до 200 м. Выше залегают зювиты, однако литоидная брекчия встречается и среди последних.

Импактиты составляют ~ 45% объема пород коптогенного комплекса, в том числе зювиты ~ 40%, тагамиты ~ 5%.

Витро-кристаллокластические зювиты залегают в виде кольцевого пластообразного тела (диаметром 2,5—3,5 км) с максимальной мощностью до 230 м и подстилаются литоидной брекчией, с которой они связаны постепенными переходами. Замеры ориентировки уплощенных бомб (фледлей) указывают на падение их к центру кратера.

Кристалло-витрокластические зювиты слагают кольцевую линзу, окружающую центральное поднятие, и имеют в плане грушевидную форму с максимальной мощностью до 70 м. Подстилаются эти породы витро-кристаллокластическими зювитами, в которые они постепенно переходят. В основании линзы в южной части структуры залегают тагамиты. В отдельных обнажениях по берегам р. Сибок виден контакт их с подстилающими тагамитами. Зона контакта узкая (до 0,5 м), сложена брекчиевидными (атакситовыми) тагамитами.

Тагамиты образуют пластовое тело неправильной в плане формы, расположенное к югу от центрального поднятия, общая площадь его ~ 4 км<sup>2</sup>, средняя мощность 25—30 м. В северной части тагамиты подстилаются витро-кристаллокластическими зювитами, в южной части — литоидной брекчией; они перекрываются на отдельных участках витро-кристаллокластическими, на других — кристалло-витрокластическими зювитами.

Время образования Ильинецкой структуры датируется девоном (возможно, ранним), поскольку начало седиментации в кратерном

озере (заполняющий комплекс), скорее всего, следовало вскоре за образованием кратера. Радиологический возраст тагамитов, определенный калий-аргоновым методом, составляет 395 млн. лет [87]. Другие определения показали возраст 460—520 [57] и 450—470 млн. лет [11]. Однако они, скорее всего, несколько занижены за счет присутствия включений обломков архейских пород и их минералов.

В зювитах часто присутствуют обломки серых и коричнево-серых алевролитов и мелкозернистых песчаников, размер которых достигает 2—5 см. Эти породы, несомненно, происходят из мало-мощного осадочного чехла, залегавшего на фундаменте в этом районе в момент ударного события. Возраст этих аргиллитов может быть девонским или более древним.

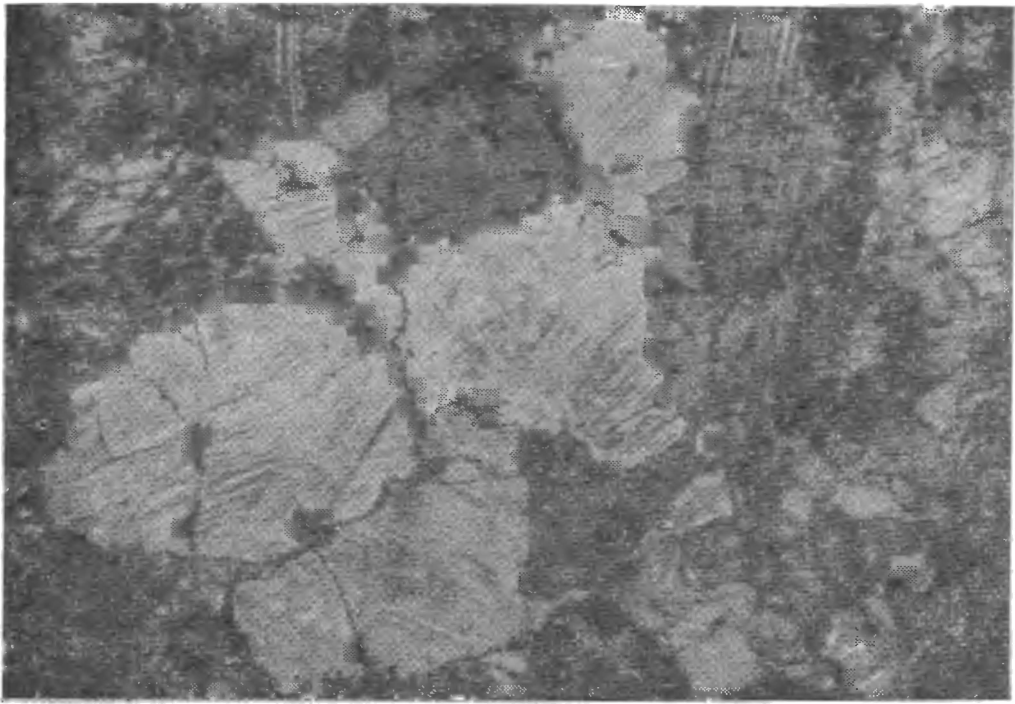
На сильную эрозию кратера еще до отложения заполняющего комплекса указывает залегание его не только на коптогенном комплексе внутри впадины кратера, но и на породах цокольного комплекса на месте бывшего вала на борту структуры.

Аутигенная брекчия Ильинецкой астроблемы состоит из катаклазированных в различной степени пород цокольного комплекса. Для них характерны конусы разрушения высотой до 10 см, неоднократно наблюдавшиеся нами при описании керна. Степень брекчированности пород затухает на глубину и по периферии структуры.

Аллогенная брекчия состоит из обломков пород (60—90%), минералов (10—40%), стекол (0—10%). Обломки пород представлены в основном биотитовыми гранитами, аплито-пегматоидными гранитами, микроклиновыми, амфиболовыми, пироксеновыми, биотитовыми гнейсами, амфиболитами, реже пироксенитами, алевролитами и мелкозернистыми песчаниками. Все они интенсивно катаклазированы и брекчированы, иногда смяты. Размеры их от миллиметра до десятков сантиметров, в нижних частях толщи до нескольких метров (щебенчатые и глыбовые брекчии). Обломки минералов представлены кварцем, полевыми шпатами, реже биотитом, амфиболом, пироксеном, апатитом, цирконом, нередко с признаками ударного воздействия (рис. 9). По данным Е. П. Гурова и др. [33], в глыбах гранитов обнаружен коэзит. Обломки гетерогенных стекол с флюидалной текстурой имеют размер от долей миллиметра до 1—3 см. Окраска их буровато-коричневая, зеленоватая, серая. Стекла встречаются также в виде каплевидных частиц, линз, прожилков. Они содержат обломки полевого шпата, кварца, которые иногда имеют округлую форму. Полевошпатовые и кварцевые стекла плавления опознаются по характеру последующей раскристаллизации.

Цемент аллогенной брекчии мелкообломочный, сложен мелкими фрагментами зерен кварца, полевого шпата, биотита; в нем развиты вторичные минералы: хлорит, серицит, карбонаты, монтмориллонит.

Зювиты витро-кристаллокластические составляют по объему основную массу импактитов. Обломки пород в них занимают



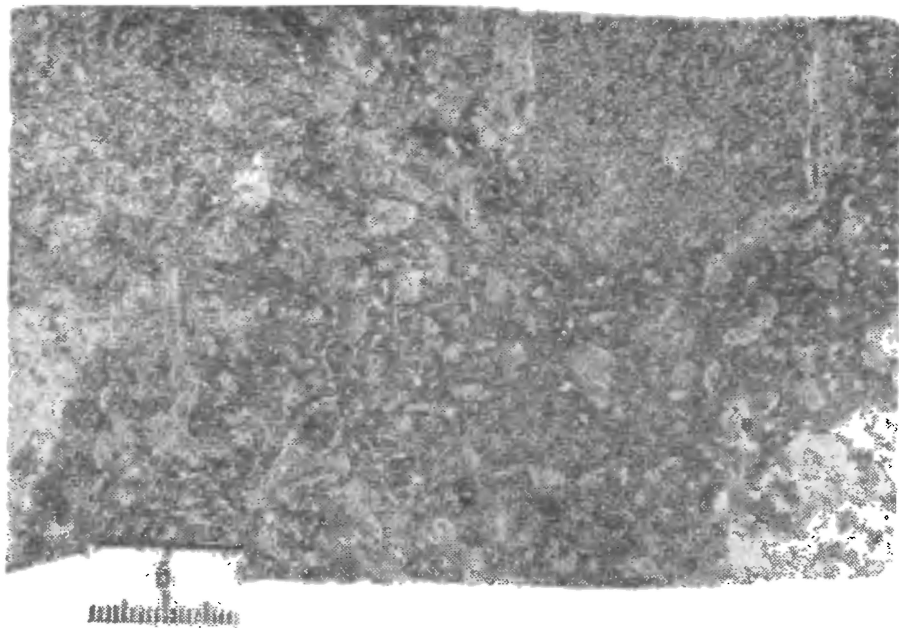
**Рис. 9. Системы планарных элементов в кварце из включения в тагамите. Ильинецкая астроблема (увел.  $16\times$ , ник. +).**

~ 20%, кристаллов — 50—80%, стекло — 10—40%. Размер литокластов от долей сантиметра до первых метров; минералов — от долей миллиметра до 3—5 мм, стекло — от 0,1 до 5—10 см. Преобладают обломки от 0,5 до 5—10 см, т. е. зювиты могут быть отнесены к лапиллиевым и агломератовым разновидностям.

Кристалло-витрокластические зювиты состоят в основном из обломков, бомб и фледлей стекла (60—80%), а также из обломков минералов (20—30%) и пород (до 10%), сцементированных тонким стекловато-обломочным материалом. Среди импактитов эта разновидность зювитов составляет ~ 20% по объему (рис. 10).

Витро-литокластические зювиты составляют не более 10% от общего объема импактитов и состоят из обломков пород (50—70%), минералов (20—30%), стекло (10—20%). Витрокластические зювиты, которые примерно на 70—80% состоят из обломков стекол, имеют также ограниченное распространение — преимущественно в кровле тела тагамитов в южной части астроблемы (карьер у дер. Иваньки). В них встречаются изометричные бомбы с признаками аэродинамической обработки.

В зювитах всех перечисленных разновидностей кроме единичных обломков мелкозернистых песчаников и алевролитов отмечаются обломки пегматоидных и биотитовых гранитов, а также кварцевых диоритов, габбро-амфиболитов, амфиболовых, гранатовых, биотитовых, пироксеновых гнейсов. Они обычно в различной степени подверглись ударному метаморфизму, нередко окаймлены оболочкой стекла. Обломки минералов представлены кварцем, плагиоклазом (олигоклаз), микроклином, иногда микропертитового сложения, реже биотитом, амфиболом, гиперстеном, грана-



**Рис. 10. Зювит кристалло-витрокластический. Включение гнейса окружено каймой стекла. Ильинецкая астроблема.**

том, апатитом, цирконом, ильменитом, пиритом, ортитом. Многие из этих минералов обнаруживают различные признаки ударного метаморфизма.

Стекла, входящие в состав зювитов, различны по окраске, пористости, структуре, а также по степени раскристаллизации и вторичным изменениям. Они встречаются в виде уплощенных фледлей и обломков размерами от долей миллиметра до первых сантиметров. Преобладают полиминеральные стекла плавления, имеющие серо-голубую, розоватую, вишневую окраску, зачастую флюидальные, реже коричневато-серые пористые стекла. Присутствуют также диаплектовые кварцевые и полевошпатовые стекла.

Тагамиты в обнажениях представляют собой розовато-серые массивные, иногда в верхней части пластового тела пузырчатые породы. В керне скважин они имеют темно-серую окраску, состоят из почти нацело раскристаллизованного стекла, включающего кристалло- и литокласты, частью измененного вторичными процессами. Базис характеризуется разнообразием структур: микролитовой, микролито-фельзитовой, микрофельзитовой, гиалиновой и др. Главные минералы представлены анортоклазом, альбит-олигоклазом, кварцем, редкими чешуйками биотита. Вторичные минералы — хлорит, цеолиты, кальцит — выполняют пустоты в породе, образуя миндалины. Среди кристаллокластов преобладают кварц, полевые шпаты, биотит. Количество их от 0 до 20—40%, форма чаще угловатая, нередко они оплавлены. Вокруг кристаллокластов часто образуются реакционные каймы пироксена и биотита. Литокласты размером от долей сантиметра до 15—20 см составляют 5—15% объема тагамитов, они представлены различными кристаллическими породами.



Средний химический состав импактитов и пород цоколя  
Ильиной астроблемы

Компо- ненты	1		2		3		4
	$\bar{x}$	<i>s</i>	$\bar{x}$	<i>s</i>	$\bar{x}$	<i>s</i>	<i>t</i>
SiO <sub>2</sub>	63,85	2,46	63,51	0,43	64,85	7,76	0,60
TiO <sub>2</sub>	0,41	0,11	0,56	0,15	0,32	0,22	1,80
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,90	0,90	15,93	1,45	14,72	1,68	0,45
F <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,73	0,77	2,26	1,03	0,89	1,40	0,49
FeO	4,32	1,50	2,16	1,19	4,86	2,22	0,97
MnO	0,08	0,06	0,04	0,02	0,1	0,2	0,43
MgO	2,85	1,19	2,07	1,17	2,67	2,86	0,28
CaO	0,95	0,93	2,01	1,40	2,12	2,54	2,1
Na <sub>2</sub> O	1,93	1,01	2,41	0,98	3,07	1,62	2,88
K <sub>2</sub> O	1,10	2,21	5,49	3,13	4,04	1,87	5,07
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,18	0,07			0,12	0,08	2,63
Кол-во проб	22		27		24		

Примечания. 1 — импактиты (тагамиты и зювиты) по данным авторов и материалам Э. И. Логвина [57]; 2 — то же, по материалам А. А. Вальтера и В. А. Рябенко [17]; 3 — породы цоколя по данным авторов и материалам А. А. Вальтера и В. А. Рябенко [17]; 4 — значения *t*-критерия, полученные при сопоставлении распределений окислов в 1 и 3 колонках. Критические значения при 5%-ном уровне значимости ~ 2,06 и 1%-ном ~ 2,80.

Обломки минералов, включенных в импактиты и входящие в состав брекчий, имеют диаплектовый характер, в них наблюдаются системы планарных элементов (кварц, плагиоклаз, калиевый полевой шпат, биотит), полосы смятия (биотит), участки изотропизации (кварц, плагиоклаз). Измерение ориентировки различных систем планарных элементов в кварце показало, что наиболее характерной является система  $\{10\bar{1}3\}$  [16].

Диаплектовые стекла по кварцу и полевым шпатам весьма редко сохраняются в свежем виде и обычно рекристаллизованы. В виде включений в тагамитах и зювитах иногда встречаются импактиты I рода — полностью витрифицированные кристаллические породы, сохранившие первичные текстуры гранитов и гнейсов.

Для сопоставления химического состава импактитов и пород цоколя были подсчитаны средние содержания петрогенных компонентов в тех и других (табл. 6).

Проверка распределения окислов в импактитах и породах мишени по *t*-критерию при различных уровнях значимости показала их принадлежность к одной совокупности, исключая щелочи и фосфор. По составу импактиты наиболее близки к гранитоидам, преобладающим в составе пород цоколя.

По данным А. А. Вальтера [13], среднее содержание никеля в импактитах (преимущественно в зювитах) в 3 раза ( $\bar{x}=30\times$

$\times 10^{-4}\%$ ) превышает его содержание в гнейсах и гранитоидах ( $\bar{x} = 10 \cdot 10^{-4}\%$ ), что указывает, по-видимому, на контаминацию импактного расплава распыленным веществом ударившего тела.

### Калужская астроблема

Калужская астроблема находится вблизи г. Калуги и имеет диаметр около 13—15 км. Кольцевой характер этой погребенной отрицательной структуры был установлен в результате исследований, проводившихся на ее территории с 1956 по 1972 г. Калужской экспедицией ТГУЦР.

Сейсморазведкой [20] была обнаружена кальдера в фундаменте. На основании анализа всего имевшегося в то время материала В. Г. Петров [92, 93] пришел к выводу о ее вулcano-тектонической природе.

В 1972 г. Б. Ю. Левиным был поставлен вопрос о принадлежности Калужской структуры к числу астроблем. Дополнительный анализ имевшихся геологических данных, а также обнаружение признаков ударного метаморфизма в брекчиях, вскрытых Мстихинской скважиной, позволило обосновать представление о космическом происхождении структуры [59, 61, 63].

Приведенные ниже описания геологического строения Калужской астроблемы и развитых в ней пород даются по материалам В. Г. Петрова, М. М. Веселовской, А. Г. Завидоновой, А. В. Кацмана, С. В. Тихомирова [46, 92, 93] и других, интерпретированным в соответствии с новыми данными. При описании пород коптогенного комплекса использованы также результаты проведенного нами петрографического изучения шлифов из керна скв. Мстихино, задокументированной З. Г. Ушаковой в 1959 г.

В юго-западной части Московской синеклизы, где располагается Калужская структура, развиты полого лежащие на докембрийском кристаллическом фундаменте осадочные отложения венда, среднего и верхнего девона и карбона, перекрытые четвертичными осадками.

Фундамент в районе Калуги сложен мигматизированными биотитовыми, биотит-эпидотовыми, биотит-роговообманковыми гнейсами, гранито-гнейсами и гранодиоритами архея и кристаллическими сланцами и гранитами нижнего протерозоя.

Венд (волынская и валдайская серии) представлен пестроцветной толщей аргиллитов с песчаниками гдовского горизонта в основании мощностью до 125—350 м. Среднедевонские отложения (520—550 м) снизу вверх подразделяются на несколько горизонтов: пярнусский, сложенный глинами, песчаниками и алевролитами (~ 92 м); наровский, включающий глинисто-сульфатно-карбонатные породы морсовско-мосоловских слоев, калужские слои глини и сердобские слои аргиллитов, алевролитистых глини и алевролитов общей мощностью 290—300 м. Венчает разрез среднего девона толща терригенных пород (глины и пески) старооскольского горизонта мощностью до 160 м. К верхнему девону относятся карбо-

натные породы франского и фаменского яруса с песчано-глинистой пачкой в основании ( $\sim 470$  м). Нижнекаменноугольные отложения представлены карбонатно-глинистыми осадками турнейского и визейского ярусов ( $\sim 75$  м). Общая мощность осадочного чехла в пределах этого района достигает 1,2—1,3 км.

Калужская структура погребена под 800-м толщей отложений верхнего девона и карбона. По этим отложениям ей соответствует унаследованная округлая грабенообразная Камельгинская мульда и окружающий ее кольцевой вал, в составе которого выделяются несколько локальных поднятий (Якшуновское, Окатавское) и куполов (Плетеневский, Лихунский и др.). Этот вал как бы повторяет структуру погребенного вала кратера. Предполагается, что вдоль бортов погребенного кратера развиты кольцевые разломы с амплитудами смещения до 300—400 м. Они проявляются в виде повышенной трещиноватости в вышележащих толщах верхнего девона и карбона, по которым минерализованные воды из девонских отложений поднимаются на поверхность.

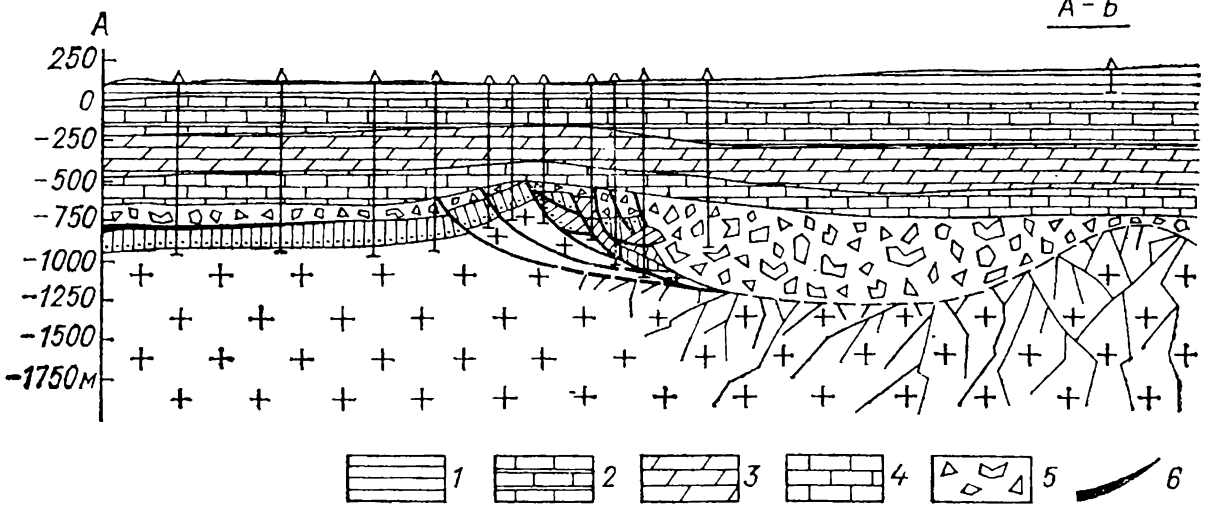
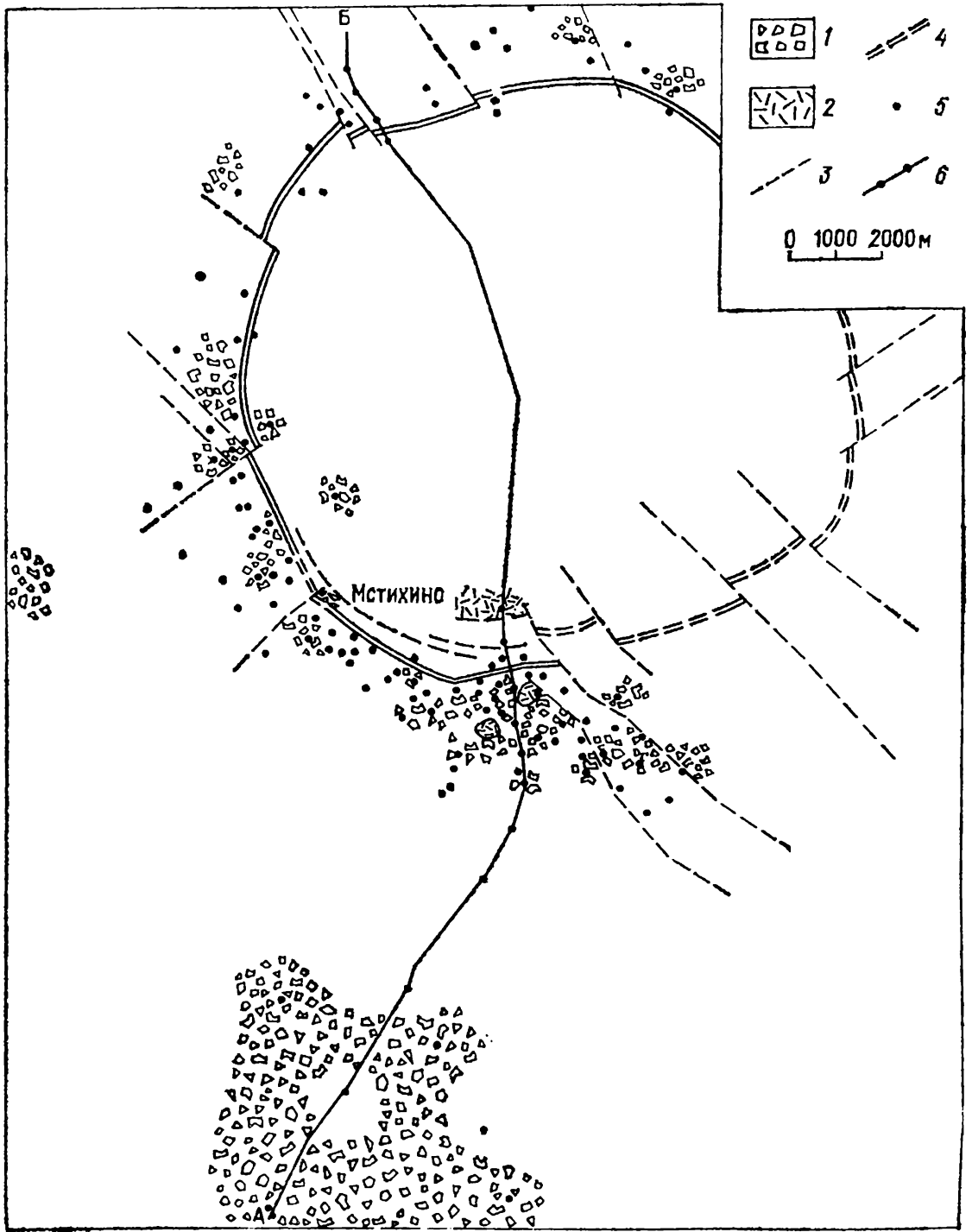
Калужская астроблема представляет собой округлую впадину глубиной свыше 500 м, врезанную в кристаллический фундамент, а также в залегающие на нем терригенные и терригенно-карбонатные отложения венда, пярнуского и морсовско-мосоловских слоев наровского горизонта среднего девона (цокольный комплекс). Учитывая отсутствие в центре структуры калужских и сердобских слоев, которые заполняют ее в остальной части, а также уменьшение мощности старооскольского горизонта, можно предположить наличие центрального поднятия с превышением над истинным дном кратера до 200 м.

Имеющиеся многочисленные материалы бурения по Калужской структуре, обобщенные В. Г. Петровым, позволяют сделать ряд выводов о структуре кратера и условиях его образования.

Поскольку кольцевой вал структуры детально разбурен, наиболее точные данные о ее строении имеются именно для этой зоны (рис. 11). Кольцевой цокольный вал имел первоначальную ширину до 3—3,5 км и был образован серией пологих чешуйчатых сдвигов и надвигов, по которым поверхность кристаллического фундамента была приподнята не менее чем на 200 м. Поднятие такой же амплитуды фиксируется и по кровле вендской толщи, однако в зоне, непосредственно прилегающей к внутреннему склону кратера, это поднятие было еще более значительно за счет сгруживания чешуй и блоков вендских и частично пярнуских пород. Реконструкция позволяет оценить высоту цокольного вала в этой зоне не менее чем в 450 м.

Сохранившаяся погруженная часть насыпного вала указывает на то, что он возвышался еще не менее чем на 175 м, т. е. истинная высота вала была не ниже 625 м, а скорее выше.

Как видно из разреза (рис. 11), в настоящее время в приподнятом состоянии сохранилась лишь внешняя зона вала шириной  $\sim 1,5$ —2 км, в то время как внутренняя оказалась опущенной по серии плоскостей обратных сдвигов, проходящих скорее всего по



тем же трещинам, по которым эти блоки были надвинуты друг на друга в радиальном (центробежном) направлении. Максимальная вертикальная амплитуда этих оползней составляет свыше 400 м. Оползни возникли уже после того, как на цокольном валу были отложены брекчии коптогенного комплекса.

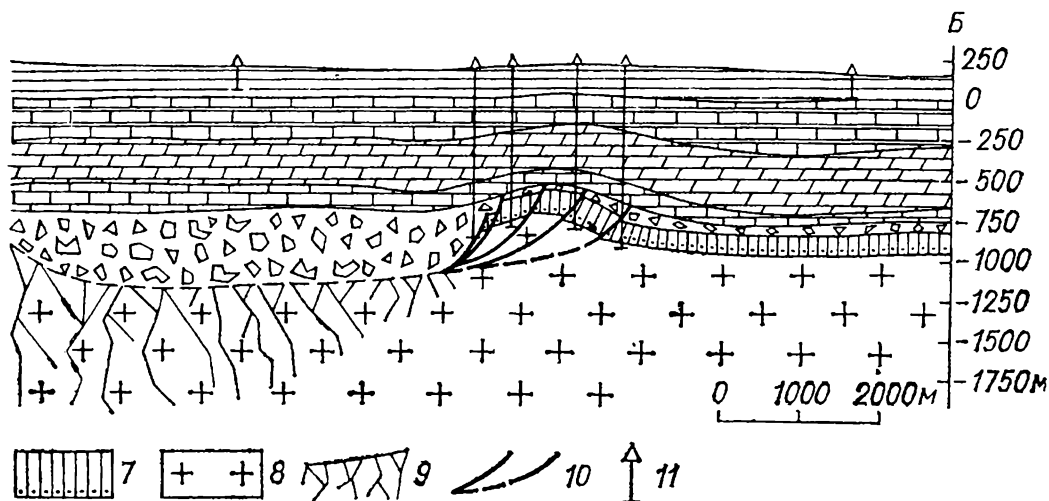
Особенности строения вала и литологические особенности брекчий указывают на то, что образование и заполнение кратера происходило на мелководье. Осадочные брекчии несут признаки отложения в водных условиях, о чем свидетельствуют текстуры взмучивания и течения. В верхней своей части они образованы за счет быстрого перемива и переотложения грубообломочных выбросов. Калужские и сердобские слои отлагались уже в спокойной обстановке, заполняя воронку кратера и частично оседая за ее пределами, в том числе на валу структуры, хотя и в сокращенной мощности. Старооскольский горизонт относится уже к перекрывающему комплексу, хотя внутри кратера он развит еще в увеличенных мощностях.

Так называемые морсовско-мосоловские слои в районе кратера представлены почти повсеместно аллогенной брекчией, являющейся продуктом разрушения и переотложения этих пород из слоев наровского горизонта. Брекчия развита на большой площади, по простирацию в стороны от вала она постепенно замещается ненарушенными морсовско-мосоловскими слоями. Оползни, модифи-

**Рис. 11. Схема распространения аллогенных брекчий и импактигов в Калужской астроблеме и геологический разрез (составлены по материалам В. Г. Петрова с дополнениями).**

Схема: 1 — аллогенная брекчия; 2 — импактиты; 3—4 — предполагаемые разломы; 5 — скважины; 6 — линия разреза.

Разрез: 1—4 — глины, пески, песчаники, алевролиты, известняки, глинисто-сульфатно-карбонатные породы перекрывающего и заполняющего комплексов, в том числе старооскольского горизонта среднего девона (1), франского (2) и фаменского (3) ярусов верхнего девона и нижнего карбона (4); 5 — коптогенный комплекс (аллогенная брекчия с линзами зювитов и тагамитов); 6—8 — цокольный комплекс: 6 — глины, песчаники, алевролиты, сульфатно-карбонатные породы пярнуского горизонта и частью морсовско-мосоловских слоев наровского горизонта среднего девона; 7 — венд и протерозой (волынская и валдайская серии), аргиллиты, песчаники; 8 — архей и нижний протерозой, граниты, гранито-гнейсы, гнейсы, гранодиориты и др.; 9 — катаклиз и брекчирование в породах цоколя (аутигенная брекчия); 10 — плоскости сместителей надвиговых чешуи и оползней в породах коптогенного и цокольного комплексов; 11 — скважины.



цировавшие впадину кратера, привели к увеличению ее диаметра от 13 до 15 км.

Сложный характер дизъюнктивных нарушений в отложениях венда в пределах кольцевой зоны структуры был описан еще в работе А. В. Кацмана и С. В. Тихомирова [46]. Интерпретируя данные, полученные при бурении глубоких скважин, авторы отмечают в этих породах крутые углы наклона слоев, широкое развитие разрывных нарушений, наличие чешуйчатых надвигов с подворотом слоев в отдельных частях, расчлененных в свою очередь разломами сбросового и взбросового типов с резкими перепадами отметок поверхности фундамента (до 300 м на расстоянии 350 м). Доказательствами существования таких надвигов эти авторы считают наблюдаемые во всех скважинах в северо-восточной части структуры дву- и даже трехкратное повторение в разрезе маркирующего горизонта гдовского песчаника, а также обратную последовательность в залегании пород венда.

Кратер заполнен аллогенной брекчией и импактитами (коптогенный комплекс), общая мощность которых колеблется от первых десятков метров до 300 м и выше. Аллогенная брекчия внутри структуры залегает на деформированных породах венда, ею сложен вал, возвышающийся в настоящее время над дном кратера на 300 м и на 150—200 м над первоначальной поверхностью отложений среднего девона. За пределами вала эта брекчия перекрывает горизонтальнозалегавшие осадки среднего палеозоя.

По составу обломков аллогенная брекчия подразделяется на две разновидности: брекчию кристаллических пород и брекчию осадочных пород.

Брекчия кристаллических пород имеет широкое распространение в зоне вала, а также встречается за его пределами на расстоянии 4—12 км. Максимальная мощность ее достигает 125 м. Брекчия залегает на породах венда и осадочной брекчии, а также внутри последней. Она состоит на 60—80% из обломков различных кристаллических пород фундамента, размером от 5—6 см до первых метров, сцементированных тем же мелкодробленым материалом. Последний нередко карбонатизирован, хлоритизирован, лимонитизирован и пелитизирован. В подчиненном количестве в этой брекчии отмечаются обломки доломитов, гипсов, аргиллитов и импактного стекла.

Брекчия осадочных пород развита повсеместно наряду с кристаллической брекчией. Обломки размером 0,3—5 см представлены доломитами, известняками, гипсом, а цемент — глинисто-доломитовым материалом. В незначительном количестве присутствуют обломки кристаллических пород и импактных стекол. В породах наблюдаются текстуры взмучивания и течения, что свидетельствует о пластичном состоянии материала в момент отложения.

Импактиты в Калужской астроблеме вскрыты рядом скважин в южной ее части и имеют мощность от нескольких метров до 90 м (скв. Мстихино). Импактиты залегают под толщей аллогенной брекчии, внутри нее и над ней.

Зювиты преобладают по объему, составляя около 85% от общего объема импактитов, и представлены кристалло-витрокластической разновидностью. Макроскопически — это однообразные зеленовато-серые и серые сравнительно рыхлые пористые породы. Они состоят из обломков и частиц импактных стекол (50—70%) и обломков минералов изверженных, метаморфических и осадочных пород (до 30—40%), главнейшими из которых являются кварц (5—25%), щелочные полевые шпаты и плагиоклаз (2—5%), биотит (5—15%) и рудные минералы. Обломки пород, изредка встречающиеся в зювитах (доли процента — первые проценты), имеют различный состав, размеры, форму и окраску. Среди них преобладают биотитовые гнейсы, гранито-гнейсы и граниты, реже присутствуют ожелезненные алевролитистые глины, аргиллиты и алевролиты.

Среди обломков стекол плавления в зювитах различаются темные и светлые разновидности. Темные стекла бурого до темно-коричневого, почти черного цвета, полупрозрачные и непрозрачные, иногда флюидальные, обычно пористые, переполнены включениями обломков кварца и полевых шпатов. Светлые стекла имеют светло-зеленую, желтоватую, розовую окраску или бесцветны. Эти стекла также, как правило, пористые, но обычно не содержат включений. Поры в стеклах частично заполнены хлоритом, халцедоном и цеолитами, которые наряду с иголочками актинолита развиваются и по стеклу.

Массивные импактиты — тагамиты — встречены в небольшом количестве в толще зювитов и аллогенной брекчии, где они, по видимому, образуют маломощные тела неправильной формы. Макроскопически — это плотные темно-серые породы. Основная масса — гемикристаллическая, сложена буроватым измененным стеклом, включающим мельчайшие обломки и частицы кварца, полевых шпатов, разложенных темноцветных и рудных минералов. Раскристаллизация матрицы проявляется в виде мельчайших микролитов полевого шпата. Более крупные звездчатые и сноповидные скопления сферолитов этого минерала наблюдаются на фоне участков розового мономинерального стекла плавления по полевым шпатам, образующим мелкие включения в этих породах. Многочисленные пустоты и поры в тагамитах выполнены теми же минералами, что и в зювитах. Включения обломков, представленных кварцем и полевыми шпатами, составляет 10—15% по объему, они обычно имеют четкие ограничения. Иногда наблюдается ориентированное расположение включений. Встречаются атакситовые (брекчиевидные) тагамиты с большим (>25%) количеством обломков разнородных стекол, переходные к зювитам.

Обломки кристаллических пород, обычно катаклазированные и раздробленные, а также обломки отдельных минералов из описанных выше брекчий и импактитов характеризуются рядом признаков ударного метаморфизма. В биотите отмечаются полосы смятия (kink band), осветление, понижение двупреломления (от

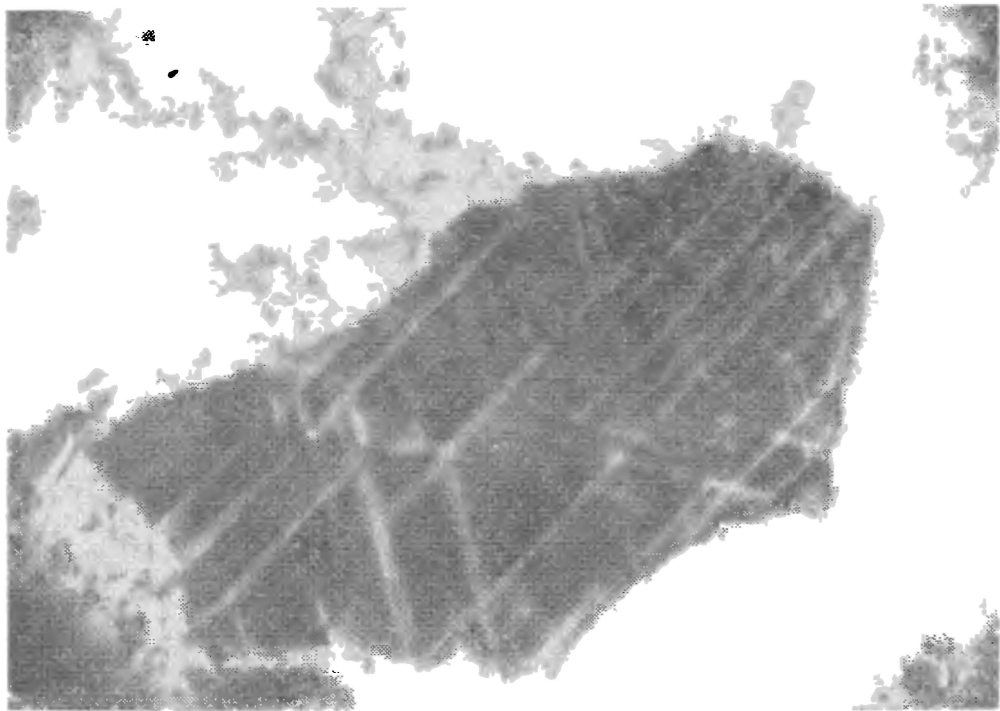


Рис. 12. Биогит с тремя системами планарных элементов из контакта катаклаза по граниту. Калужская астроблема (без анализатора, увел. 50 ).

0,055 до 0,036) и показателей преломления, а также появление трех систем планарных элементов (рис. 12)

Отдельные зерна кварца раздроблены, в них наблюдаются системы планарных элементов с характерной ориентировкой  $\{10\bar{1}3\}$ . Плагиоклаз участками изотропизирован, появляются ударные двойники, кливаж. Встречается диаплектовое стекло по плагиоклазу — маскелинит. Диаплектовые минералы и стекла включены и в обломки стекол в зювитах и в матрицу тагамитов.

Химический состав зювитов из скв. Мстихино:  $\text{SiO}_2$  — 57,02;  $\text{TiO}_2$  — 0,56;  $\text{Al}_2\text{O}_3$  — 16,87;  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  — 2,19;  $\text{FeO}$  — 3,21;  $\text{MgO}$  — 4,32;  $\text{MnO}$  — 0,12;  $\text{CaO}$  — 0,46;  $\text{Na}_2\text{O}$  — 1,05;  $\text{K}_2\text{O}$  — 8,94; п. п. п. — 3,60%. Зювиты обычно карбонатизированы, хлоритизированы, альбитизированы, лимонитизированы.

Калужское событие может быть датировано средним девоном, а точнее, временем после отложения морсовско-мосоловских слоев (которые раздроблены, деформированы и вошли в виде обломков в состав аллогенной брекчии) и до отложения калужских слоев. Радиологический возраст тагамитов 380 млн. лет [28], однако он несколько занижен, вероятно, за счет присутствия включений кристаллических пород фундамента.

### Мишиногорская астроблема

Мишиногорская астроблема, известная в геологической литературе под названием «Гдовские дислокации», расположена в 25 км к юго-востоку от г. Гдова. Впервые они были изучены в начале 30-х годов Б. П. Асаткиным [3], который пришел к выводу, что

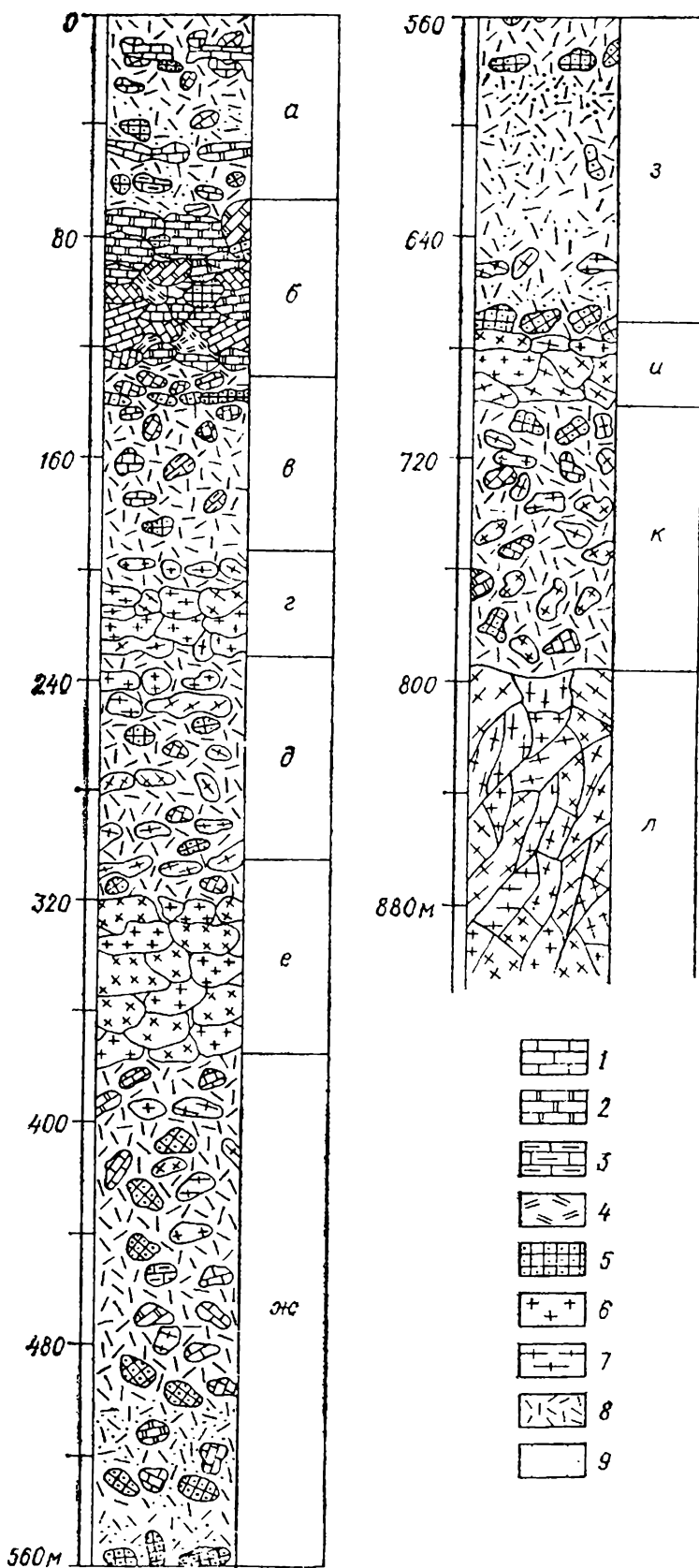


дислокации представляют собой антиклинальную складку субширотного простирания, возникшую во время каледонского орогенеза и впоследствии осложненную сбросами и надвигами. Высказывались предположения, что дислокации связаны с тектоническими движениями или представляют собой отторженцы, принесенные ледником из Скандинавии и захороненные в эрозионной котловине [119], или же относятся к трубке взрыва [121]. Обнаружение в породах из Мишиногорской структуры диаплектового кварца и диаплектового кварцевого стекла позволило высказать предположение о том, что Мишиногорская структура — это древний метеоритный кратер [59, 61]. Дополнительное изучение Мишиногорской структуры проводилось нами в 1975 г. как путем наземных маршрутов, так и изучения керна пробуренных здесь скважин.

Кристаллический фундамент в этом районе (архей, нижний и средний протерозой) залегает на глубине 460—530 м [121]. Породы фундамента представлены биотитовыми гнейсами, кварц-биотитовыми графитистыми сланцами, амфиболитами, плагиомикроклиновыми гранитами, гнейсо-гранитами, мигматитами. Все эти породы рассечены пегматитовыми жилами с биотитом и мусковитом. Залегающие несогласно на фундаменте верхнепротерозойские отложения представлены гдовским и котлинским горизонтами. Первый сложен кварцевыми песчаниками с прослоями алевролитов и глин, второй состоит из аргиллитоподобных глин с прослоями песчаников и алевролитов. Их суммарная мощность 90—95 м. Кембрийские отложения в составе ломоносовской и лонтоваской свит (нижний кембрий) и тискреского горизонта (средний кембрий?) имеют суммарную мощность ~ 100 м. Это глины, переслаивающиеся с песчаниками. Ордовикские отложения представлены нижним, средним и верхним отделами, суммарной мощностью ~ 150 м. В нижней части разреза свиты залегают кварцевые песчаники с глауконитом, выше — известняки, доломитизированные известняки и доломиты. Девонские отложения залегают на ордовикских с перерывом и представлены породами наровского и старооскольского горизонтов. Наровский горизонт мощностью 50—65 м сложен в нижней части мергелями и доломитами, в верхней — песчаниками и алевролитами с прослоями глин. В основании горизонта развита брекчия верхнеордовикских доломитов и известняков. Старооскольский горизонт состоит из полевошпатово-кварцевых слюдястых песков и песчаников с прослоями алевролитов и глин. Мощность горизонта 120—150 м. Верхнедевонские отложения сохранились на небольших участках в опущенных блоках и представлены швентойским горизонтом, сложенным песчаниками с прослоями глин и аргиллитов, а также снетогорскими слоями саргаевского горизонта, представленных доломитами и мергелями. Мощность верхнедевонских отложений до 10—15 м.

Четвертичные отложения в районе Мишиной горы представлены ледниковыми валунными суглинками. Их мощность от 1—3 до 20 м.

**Рис. 13. Разрез скв. 3, пробуренной в центральной части Мишиногорской астроблемы.**



*а, в, ж* — дресвяная, щебенчатая разновидности брекчий; *б, г, д, к* — щебенчатая, глыбовая; *е, и* — глыбовая мегабрекчия; *з* — глинистая, *л* — аутигенная брекчия. Состав обломков: 1 — известняки, 2 — доломнты, 3 — мергели, 4 — глины, 5 — песчаники, 6 — граниты, гнейсо-граниты, 7 — гнейсы, гранито-гнейсы. Цемент брекчий: 8 — преимущественно глинистый, 9 — преимущественно песчаный.

В рельефе Мишина гора представляет собой вытянутый в меридиональном направлении пологий холм, возвышающийся над окружающей плоской равниной на 20—25 м. Длина его составляет ~ 8 км, ширина — 4 км.

По геофизическим данным (В. Н. Зандер, И. А. Пахрель, Л. Ц. Цветкова и другие) на площади, охватываемой собственно Мишиногорской структурой, наблюдается слабое уменьшение напряженности магнитного поля. К центру Мишиногорской астроблемы приурочен слабый минимум силы тяжести.

Данные геофизических исследований и геологического картирования свидетельствуют о том, что Мишиногорская астроблема в современном срезе имеет диаметр ~ 2,5 км. Мощность перемещенных брекчий коптогенного комплекса, заполняющих структуру, составляет 800 м. Под ними вскрыто истинное дно кратера, имеющее, по-видимому, чашеобразный профиль и образованное брекчированными породами, т. е. аутигенной брекчией (рис. 13). А. И. Шмаенок и Д. Б. Малаховский рассматривают брекчированные породы, вскрытые в интервале 800—903 м в центре структуры, как отдельные обломки пород кристаллического фундамента [121]. Однако проведенное нами изучение пород, вскрытых скважиной ниже 800 м, показало, что они представляют монолит, степень брекчированности которого с глубиной уменьшается. Кроме того, конусы разрушения в породах на этом интервале повсеместно направлены своими вершинами вертикально вверх. Все это доказывает, что ниже отметки 800 м вскрыты породы цокольного комплекса — истинное дно кратера.

В полосе шириной 4—5 км, обрамляющей Мишиногорскую астроблему, осадочные породы цокольного комплекса характеризуются значительной трещиноватостью и нарушенным залеганием. Углы падения слоев здесь изменяются от 5° до 70—80° [121]. При этом степень дислоцированности осадочных пород увеличивается по направлению к бортам астроблемы; здесь отдельные блоки смещены относительно друг друга по многочисленным разломам. В некоторых опущенных блоках сохранились даже верхнедевонские отложения, отсутствующие в районе Мишиной горы, но широко развитые в 35—40 км к юго-востоку от нее.

Сравнительно большое отношение глубины к диаметру (~ 1/3), а также значительная нарушенность пород цоколя в полосе шириной 4—5 км, прилегающей к современным контурам распространения аллогенных брекчий, скорее всего указывает на то, что диаметр астроблемы (даже с учетом глубокой ее эрозии) может превышать 2,5—3 км. В этом случае мегабрекчия частично смещенных пород цоколя может рассматриваться в составе образований коптогенного комплекса, имея постепенный переход к слабонарушенному или ненарушенному цоколю. При этом диаметр астроблемы может быть оценен не менее чем в 4—5 км.

О времени образования Мишиногорского кратера судить трудно. Поскольку в деформациях участвуют верхнедевонские отложения цоколя, можно считать, что возраст ее моложе снетогорских слоев.

## Разновидности аллогенной брекчии Мишиногорской астроблемы

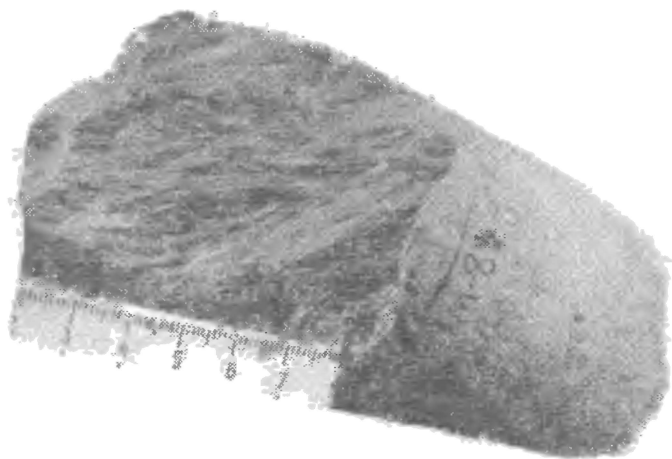
Разновидности (по составу обломков)	Размеры обломков					Обломки, %
	менее 1 мм	2—10 мм	1—20 см	20—100 см	1—100 м	Цемент,
Мономиктовые:						
глинистая	+	+				10—25 100—75
песчанистая	+	+				0—45 100—55
карбонатная			+	+		40—80 60—20
гранито- гнейсовая			+	+	+	70—90 30—10
Полимиктовая			+	+		35—70 65—30
Разновидности (по размерам облом- ков)	копто- кластиты	дресвя- ная брек- чия	щебенча- тая брек- чия	глыбо- вая брек- чия	мега- брекчия	

Так как в составе брекчий не обнаружено обломков каких-либо более молодых пород, можно допустить, что кратер образовался в позднем девоне.

Мишиногорская астроблема заполнена аллогенными брекчиями, размеры обломков в которых колеблются от нескольких миллиметров до десятков метров. По преобладающему составу обломков и их размерам среди них выделяется несколько разновидностей (табл. 7). Судя по разрезу скважины, пробуренной в центре структуры (рис. 13), в верхней части преобладают брекчии, состоящие из обломков осадочных пород: глин, известняков, доломитов, песчаников. Ниже отметки 197 м появляются полимиктовые брекчии и брекчии, состоящие из обломков пород кристаллического фундамента. Ниже отметки 796 м скважина проходит в брекчированных гнейсах, гранито-гнейсах, гранитах кристаллического фундамента — в породах истинного дна кратера. Характерной особенностью брекчий коптогенного комплекса является различное гипсометрическое положение обломков и глыб различных пород относительно нормального уровня их залегания в разрезе (рис. 13).

Глинистые брекчии обладают алевролитовой, псаммопелитовой, конгломератовидной и брекчиевидной структурами. Текстура обычно плейчатая, пятнистая. Под микроскопом видно, что в тонкодисперсной массе глины распределены более крупные зерна различных минералов: кварца, биотита, кальцита, доломита, образующие иногда скопления неправильной формы размером от нескольких миллиметров до 1 см. Основная тонкодисперсная масса сло-

Рис. 14. Конусы разрушения в известняке. Мишиногорская астроблема.



жена смесью мельчайших частичек гидрослюда, глаукогана хлорита. Часто в глинах наблюдаются мелкие (до 0,5 мм) прослои, сложенные более крупнозернистым алевролитовым материалом. Повсеместно они смяты в серии мелких дисгармоничных складок. Брекчиевидная и конгломератовидная структура обусловлены включениями мелких обломков более плотных глин в разрыхленной сильно перемятой глинистой массе.

Песчанистые брекчии состоят в основном из обломков разных по облику песчаников. Встречаются обломки самой разнообразной формы, иногда с конусами разрушения. Среди них преобладают округленные обломки, угловатые встречаются реже. Цемент брекчий состоит обычно из смеси глинистого материала и мельчайших обломков кварца, кальцита, биотита. Количество их в составе цемента сильно варьирует. В связи с этим на отдельных участках цемент существенно глинистый, на других — карбонатный, песчанистый.

Кварц обломков часто разбит сериями мелких трещин на отдельные блоки, смещенные относительно друг друга. Иногда в нем наблюдаются серии параллельных тонких полосок с пониженным двупреломлением. Отдельные кварцевые зерна изотропизированы.

В карбонатных брекчиях обломки представлены известняками, доломитами, доломитизированными известняками. Форма обломков угловатая, часто они разбиты сетью тонких трещин на отдельные блоки, смещенные относительно друг друга. Часто встречаются конусы разрушения (рис. 14), цементные текстуры «грис». Цемент в этих случаях состоит из тонкорастертых часто окрашенных гидроокислами железа в бурый цвет зерен кальцита, доломита, иногда с примесью глинистого и песчанистого материала. В брекчии, состоящей из пород кристаллического фундамента, обломки представлены гнейсами, гранито-гнейсами, гранитами и сильно раздроблены. Все слагающие их минералы деформированы. Так, микроклин, олигоклаз, кварц разбиты густой сетью трещин на отдельные блоки, смещенные относительно друг друга. Фрагменты отдельных минералов цементируются материалом, состоящим из мельчайших обломков кварца, полевых шпатов, пластинок биотита и

вторичных: хлорита, каолинита, кальцита. Кварц в обломках часто характеризуется системами планарных элементов, 30% которых имеют ориентировку {1013}, иногда изотропизирован. В олигоклазе наблюдается частичная изотропизация отдельных систем двойников. Биотитовые чешуйки повсеместно смяты, иногда при этом наблюдается ослабление плеохроизма. В обломках кристаллических пород встречаются конусы разрушения. Цемент состоит в основном из тонкорастертого материала тех же пород с незначительной примесью глинистого, реже карбонатного, вещества. Иногда встречаются мелкие линзовидные участки девитрифицированных стекол плавления.

Полимиктовые брекчии состоят из обломков пород чехла и кристаллического фундамента, соотношение которых варьирует в широких пределах. Все породы в обломках и слагающие их минералы претерпели сильные деформации, подобные описанным выше в других разновидностях брекчий. Цемент брекчии представлен смесью глинистого, песчанистого, карбонатного материала и обломков минералов кристаллических пород. Встречаются включения линзовидной, трапециевидной формы размером до 2—3 мм, сложенные тонкокристаллическим слабодвупреломляющим веществом. Они имеют четкие границы с окружающей массой, автономное внутреннее строение и представляют собой слабораскристаллизованные стекла плавления. Общее количество этих стекол составляет не более 1—2% от всего объема породы, что свидетельствует о незначительных масштабах плавления пород при образовании Мишиногорской астроблемы.

## Курская астроблема

Курская структура в течение длительного времени после ее выявления рассматривалась как грабен или как кольцевая вулканотектоническая структура [93]. Она имеет по данным геофизических исследований и бурения округлую в плане форму и заполнена породами, которые на окружающей территории полностью или частично уничтожены эрозией. Предположение о ее принадлежности к числу космогенных структур было высказано В. Л. Масайтисом [59, 63].

Анализ материалов глубинного изучения этого объекта, выполненного А. И. Скомороховым и другими, позволяет показать, что Курская структура обладает многими признаками, характерными для астроблем. Она находится восточнее г. Курска и имеет диаметр 4—5 км. В пределах Воронежской антеклизы, где она располагается, развиты терригенно-карбонатные палеозойские, мезозойские и кайнозойские отложения, лежащие на породах кристаллического фундамента. Фундамент сложен архейскими гранитами, мигматизированными гнейсами и подчиненными им пачками железистых кварцитов, амфиболитов, а также протерозойскими габбро-норитами, пироксенитами и диабазами.

Осадочный чехол имеет мощность 250 м. Нормальный стратиграфический разрез его в этом районе следующий.

Средний девон (морсовский, мосоловский, воробьевский и старооскольский горизонты) — глины, известняки, пески, песчаники, алевроиты и алевролиты. Мощность ~ 100 м.

Верхний девон (ястребовский, ниже- и верхнещигровский горизонты) — глины, алевроиты, известняки, мергели, пески. Мощность ~ 20 м.

Средняя юра (батский ярус), с перерывом залегающая на отложениях верхнего девона, и верхняя юра (келловейский ярус) — глины и пески. Мощность ~ 40 м.

Нижний и верхний мел (баррем, апт, альб, сеноман, турон, сантон) — глины, алевролиты с прослоями песчаников и мергели. Мощность ~ 50 м.

Рыхлые терригенные осадки неогена — первые метры.

Породы нижнего карбона (глины, пески, алевроиты, известняки), принадлежащие к нерасчлененному визейскому ярусу, тульскому, алексинскому, михайловскому и веневскому горизонтам, рассматриваются А. И. Скомороховым и другими в составе осадков чехла, сохранившихся только в пределах Курского «грабена». По существу, они представляют собой отдельные глыбы нижекарбоновых пород, сохранившиеся в составе брекчий коптогенного комплекса, среди которых встречаются также и обломки пород среднего и верхнего девона. В настоящее время каменноугольные отложения вблизи структуры размыты.

В центральной и краевой частях астроблемы пробурено несколько скважин максимальной глубиной 472 м, в районе проведены геофизические работы. В магнитном поле структура не находит выражения. Высокоточная гравиметрическая съемка показала, что она имеет правильную округлую форму, характеризующуюся отрицательными значениями силы тяжести, в центральной части структуры отмечается слабая положительная аномалия. Эта положительная аномалия отвечает центральному поднятию, в пределах которого под полимиктовой перемещенной брекчией на глубине 205,3 м залегают раздробленные и катаклазированные породы фундамента. В то же время за пределами центрального поднятия раздробленный фундамент вскрывается на более глубоких горизонтах (320,3 и 410,0 м) в скважинах, расположенных от центра соответственно в 1,75 и 1 км. Таким образом, амплитуда центрального поднятия составляет ~ 200 м. В настоящее время глубина погребенной впадины кратера (значительно эродированной) не менее 270 м (рис. 15).

Аутигенная брекчия цокольного комплекса вскрыта в пределах центрального поднятия в интервале 205—238 м и представлена мелкощебенчатой брекчией по гранитизированному и амфиболизированному габбро с участками тонкоперетертой карбонатизированной и хлоритизированной породы, мелкощебенчатой брекчией гранито-гнейсов с редкими обломками амфиболизированного габбро, раздробленными гранитоидами и амфиболизированными габбро.

В скважине, находящейся в 1 км от центра, в интервале 468,0—472,0 м вскрывшей фундамент, наблюдаются брекчированные ам-

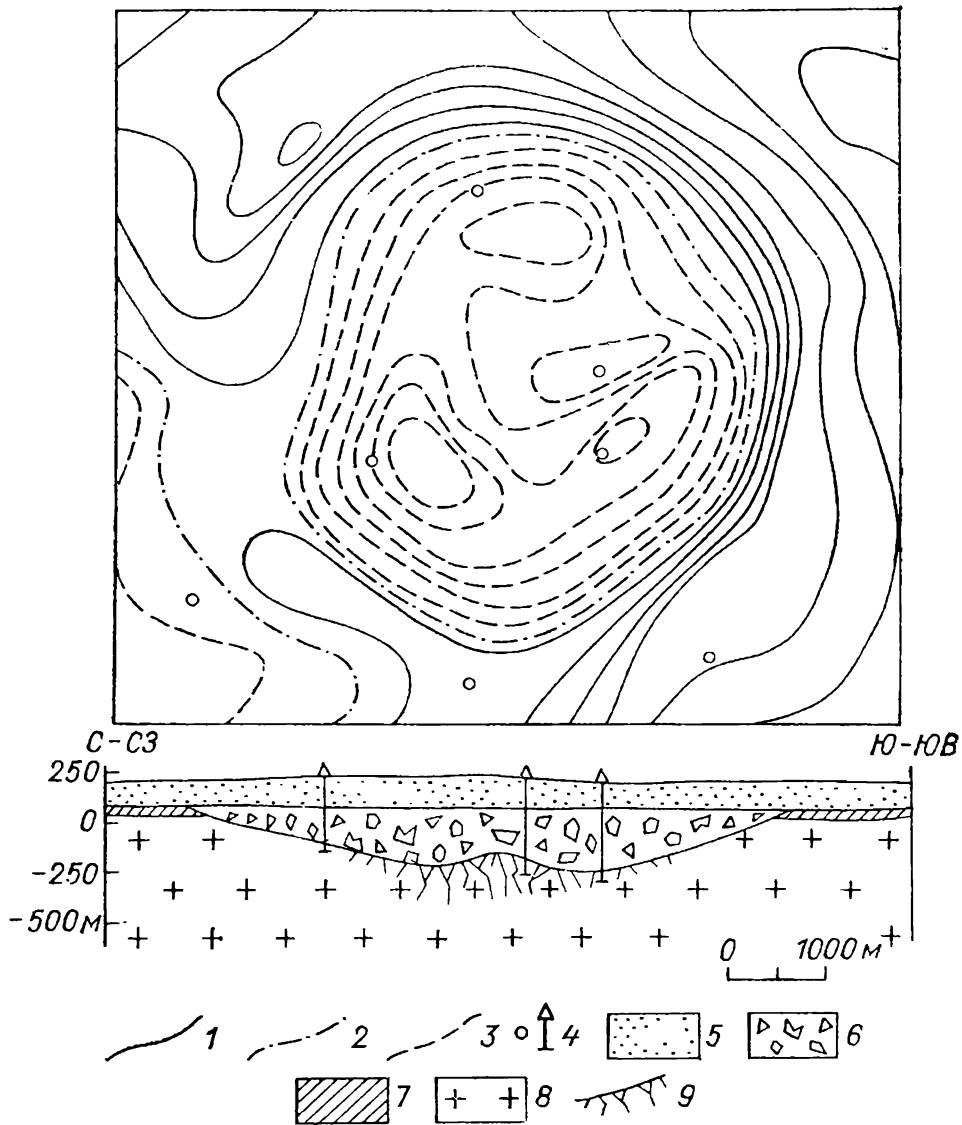


Рис. 15. Схема изаномал силы тяжести Курской астроблемы и схематический геологический разрез (составлены по материалам А. И. Скоморохова и других).

1 — положительные изаномалы; 2 — нулевые; 3 — отрицательные; 4 — местоположение скважин; 5 — перекрывающий комплекс: четвертичные песчано-глинистые отложения и меловые—среднеюрские пески, глины, алевролиты, песчаники; 6 — коптогенный комплекс (аллогенная брекчия); 7 — среднедевонские пески, песчаники, глины, 8 — архейские и протерозойские граниты, гранитизированные гнейсы, амфиболиты, железистые кварциты, габбро и др. 9 — катаклиз и брекчирование в породах цокольного комплекса (аутигенная брекчия).

фиболиты и габбро, раздробленные до состояния отдельных минеральных зерен (горная мука?).

Ознакомление с приводимыми А. И. Скомороховым и другими описаниями шлифов катаклазитов и брекчий показывает, что в этих породах имеются признаки ударного метаморфизма. Это выражается в дроблении, понижении двупреломления кварца и плагиоклаза, а также в развитии микролитов по крупным призматическим кристаллам этого же минерала, что скорее всего является результатом рекристаллизации маскелинита.

На аутигенной брекчии залегает толща аллогенной брекчии (коптогенный комплекс), сложенная глыбами и обломками оса-



дочных пород среднего и верхнего девона и нижнего карбона и кристаллических пород фундамента. А. И. Скомороховым и другими подчеркивается, что в керне скважин наблюдается неоднократно чередование осадочных пород с кристаллическими; осадочные породы девонского и каменноугольного возраста смяты в микроскладки, имеют крутое залегание или опрокинуты. Размеры глыб от первых метров до десятков метров.

Коптогенный комплекс заполняет впадину в кристаллическом фундаменте и породах девона и перекрывается отложениями средней юры, имеющими региональное распространение (перекрывающий комплекс). Исходя из этого возраст кратера можно считать послераннекаменноугольным, но досреднеюрским. Учитывая значительную эродированность структуры, время образования ее следует отнести к перми или триасу.

## МЕЗОЗОЙСКИЕ АСТРОБЛЕМЫ

### Пучеж-Катунская астроблема

Пучеж-Катунская астроблема находится примерно в 60—100 км севернее г. Горького. Выявленные здесь более ста лет назад своеобразные дислокации осадочных толщ позднего палеозоя являлись объектом многочисленных исследований. Детальный обзор этих исследований и взглядов о происхождении дислокаций, приведенный в работах С. К. Нечитайло и др. [83], Г. И. Горецкого [32], Л. В. Фирсова [113] и других авторов, избавляет от необходимости их повторения. Следует подчеркнуть, что в этом районе проведен обширный комплекс геофизических работ, а также выполнен большой объем бурения. Эти данные в значительной мере суммированы в работах Р. Р. Туманова [108], А. А. Менякина, А. Г. Калинина и других исследователей. Л. В. Фирсов провел анализ имеющихся материалов и убедительно показал большую вероятность предположения о взрывной метеоритной природе дислокаций [113], что снимало высказывавшиеся ранее различные искусственные и подчас маловероятные предположения о характере природных процессов, вызвавших возникновение необычных геологических возмущений.

Петрографические исследования керна скв. Ленино-3 и ряда других показали присутствие в породах многочисленных признаков ударного метаморфизма и плавления [59, 61], что позволило обосновать представления о космогенном происхождении Пучеж-Катунской структуры и считать ее астроблемой, возникшей в юрское время.

Приводимое ниже описание астроблемы основано на результатах полевых наблюдений 1975 г. и изучения керна многочисленных скважин, а также на анализе обширного материала предшествующих исследований по геологии и глубинному строению этого района\*

\* Ряд образцов из керна скважин был предоставлен А. Ю. Тутевичем.

Юго-восточный борт Московской синеклизы, где расположена Пучеж-Катункская астроблема, характеризуется сглаженным рельефом кристаллического фундамента и горизонтальным залеганием осадочного покрова. Архейские — раннепротерозойские образования фундамента представлены амфиболитами, а также различными гнейсами и кристаллическими сланцами. На породах фундамента залегают глины, алевроиты, песчаники, относимые к позднему протерозою и имеющие мощность ~ 900 м. Со стратиграфическим несогласием на них залегают отложения среднего и верхнего девона (известняки, мергели, песчаники) общей мощностью ~ 800 м.

Каменноугольные породы (нижний, средний и верхний отделы) согласно залегают на девонских и представлены известняками, доломитами, мергелями, углистыми глинами и алевролитами общей мощностью ~ 400 м. Нижне- и верхнепермские отложения повсеместно выступают на поверхность в районе структуры. Они представлены толщей переслаивающихся гипсоносных доломитов, гипсов, ангидритов с прослоями каменной соли, известняков, алевролитов, глин, мергелей. Мощность их 100—250 м. Нижнетриасовые (ветлужский ярус) отложения согласно залегают на пермских. Это пестроцветные песчано-глинистые породы с прослоями мергелей и конгломератов, мощность их составляет 60—120 м.

Все перечисленные образования принадлежат к цокольному комплексу астроблемы.

К коптогенному комплексу относятся развитые в пологой воронке кратера различные брекчии и встречающиеся среди них в небольшом количестве импактиты. Заполняющий комплекс мощностью до 400 м представлен отложениями средней и верхней юры и нижнего мела. Верхнеюрские и нижнемеловые отложения в сокращенных мощностях развиты и за ее пределами. На всей площади широко распространены палеогеновые, неогеновые и четвертичные пески, алевроиты и глины общей мощностью до 50 м (перекрывающий комплекс). Таким образом, время ударного события определяется интервалом между ранним триасом и средней юрой. Полученный калий-аргоновым методом радиологический возраст одного из образцов импактитов ( $183 \pm 5$  млн. лет) [113] согласуется с геологическими данными и позволяет отнести время образования кратера к ранней юре или началу средней.

В современном рельефе Пучеж-Катункская астроблема не выражена, район представляет собой всхолмленную равнину с моренным ландшафтом. Основными элементами глубинной структуры, установленными бурением, является Воротиловский выступ (центральное поднятие цокольного дна) и Ковернинская кольцевая впадина, выделяемая по заполняющему комплексу (рис. 16). Часть элементов структуры кратера может быть воссоздана по материалам многочисленных геофизических исследований (Р. Р. Туманов, А. Г. Калинин и другие).

В целом Пучеж-Катункская астроблема характеризуется разнородным, резко дифференцированным полем силы тяжести. Внешние границы структуры, отмечаемые по распространенности дисло-

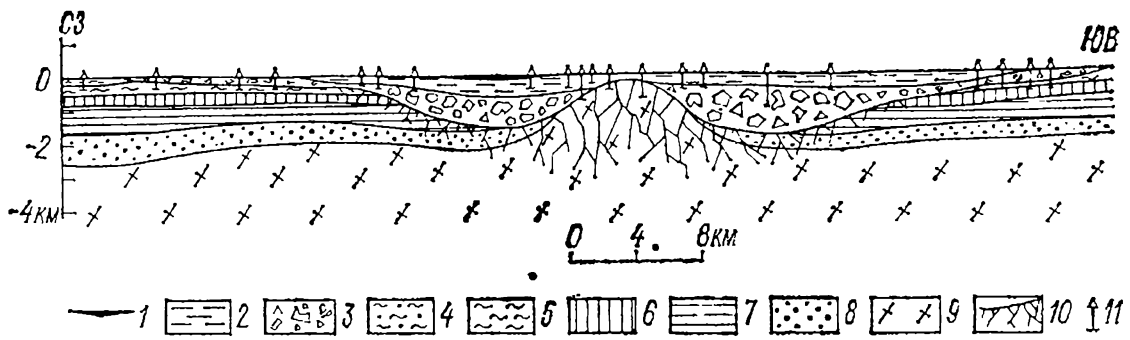


Рис. 16. Разрез Пучеж-Катунской астроблемы (составлен по данным Л. А. Варданянца, Л. В. Фирсова, Р. Р. Туманова и других).

1 — нижнемеловые глины, пески; 2 — юрские глины, пески, алевроиты, конгломерато-брекчии; 3 — аллогенная брекчия; 4 — нижнетриасовые песчаники, аргиллиты, мергели; 5 — верхнепермские доломиты, мергели, алевролиты, песчаники; 6 — каменноугольные известняки, доломиты, мергели, углистые глины; 7 — средне-верхнедевонские известняки, мергели, песчаники; 8 — верхнепротерозойские глины, алевроиты, песчаники; 9 — архейские—нижнепротерозойские амфиболиты, гнейсы; 10 — аутигенная брекчия; 11 — скважины.

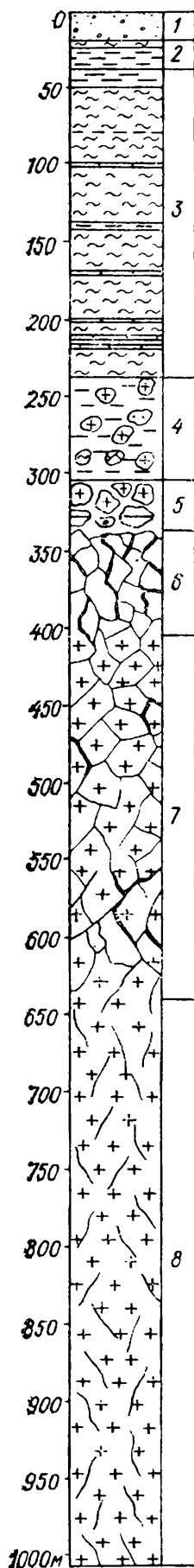
цированных пород, не находят четкого отражения в гравитационном поле. Это приводит к выводу о том, что дислокации затрагивают только верхние горизонты палеозойского чехла и не связаны со смещением гравитирующих и магнитных масс. Иначе проявляется в физических полях центральный по отношению к Ковернинской впадине Воротиловский выступ фундамента. Здесь наблюдается четкая положительная, имеющая ряд осложнений, гравитационная аномалия округлой формы, слегка вытянутая в меридиональном направлении, размером  $6 \times 9$  км. В пределах выступа отмечается очень интенсивная, состоящая из нескольких максимумов, положительная магнитная аномалия, в целом совпадающая с гравитационной. Результаты изучения образцов керна из скважин, вскрывших фундамент (Р. Р. Туманов и другие), указывают на резкие изменения их физических свойств в пределах Воротиловского выступа, где породы претерпели катаклиз и дробление.

Использование данных гравиметрической и магнитной съемок при построении изогипс кровли фундамента с привлечением данных количественной интерпретации гравимагнитных аномалий по определению глубины залегания верхних границ гравитирующих или магнитных масс дает ненадежные результаты, что показывает проверка сейсморазведкой и бурением.

По сейсмическим наблюдениям преломляющая граница, интерпретируемая исследователями как поверхность фундамента, скорее всего имеет различное геологическое содержание: в зоне, прилегающей к центральному поднятию,—это кровля аллогенной брекчии кристаллических пород, далее от центра — кровля аутигенной брекчии кристаллических пород, а на периферии структуры — поверхность ненарушенного фундамента.

Как это было показано многими исследователями, и в особенности Л. В. Фирсовым [113], пологая воронка кратера, имеющая в диаметре в среднем  $\sim 80$  км (рис. 16), несколько вытянута на северо-восток. Склоны воронки, образованные деформированными

Рис. 17. Разрез скв. 13. Воротиловский выступ Пучеж-Катунской астроблемы.



1 — четвертичные пески и суглинки; 2 — верхнеюрские глины, алевролиты; 3 — среднеюрские глины с прослоями песчаников, известняков; 4 — нижне-среднеюрские конгломерато-брекчин; 5 — аллогенная полимиктовая глыбовая брекчия с зювитовым цементом; 6 — аутигенная глыбовая брекчия по гнейсам с жилами импактного стекла и зювитов; 7 — катаклазированные гнейсы и амфиболиты; 8 — трещиноватые гнейсы.

осадочными породами цоколя, имеют углы наклона  $\sim 1-3^\circ$ . Поднятие цокольного дна, представленное раздробленными кристаллическими породами (аутигенная брекчия), имеет амплитуду  $\sim 2$  км и окружено кольцевым желобом, диаметр которого 45—50 км. Центральное поднятие имеет диаметр основания 10—11 км, у вершины его поперечник 6—8 км. Воронка кратера (или точнее, кольцевого желоба) заполнена раздробленными и перемятыми породами осадочного чехла (аллогенная брекчия), по периферии структуры налегающими на частично деформированные в кольцевой зоне осадочные породы цоколя (преимущественно пермские). В зоне, примыкающей к центральному поднятию, в состав брекчии входят преимущественно кристаллические породы фундамента. Аллогенная брекчия кристаллических пород на глубине в районе центрального поднятия переходит в катаклазированные, но не перемещенные гнейсы и амфиболиты (аутигенная брекчия). Здесь везде в этих породах встречаются небольшие тела импактитов.

Судя по данным бурения, поверхность раздробленного фундамента в пределах поднятия характеризуется значительными неровностями и перепадами высот до 200—300 м на 2—3 км. Установлено, что в центральной части эта поверхность несколько погружена по сравнению с краевыми, слагающими как бы кольцевое возвышение. Такая структура поверхности отражает и внутреннюю структуру аутигенной брекчии в пределах поднятия: в центральной части породы, испытавшие более интенсивное дробление, прослеживаются на большей глубине, чем в краевых.

В центральном поднятии не удается установить четкой границы между аллогенной и аутигенной брекчией: переход здесь постепенный, с глубиной в брекчии уменьшается и затем исчезает примесь обломков осадочных пород, затем постепенно уменьшается степень катаклаза и осуществляется переход к менее деформированным породам фундамента (рис. 17).

В большинстве скважин, вскрывших брекчию кристаллических пород в пределах Воротиловского выступа, обнаружены импактиты, представленные как тагамитами, так и зювитами. Они образуют как бы сетку инъекционных жил, частью ветвящихся и заполняющих промежутки между отдельными глыбами катаклазированных кристаллических сланцев, гнейсов и амфиболитов; мощность пересеченных скважиной тел от первых сантиметров до 32,5 м, но в целом импактиты составляют не более 1—2% объема пород аутигенной брекчии.

Одним из весьма важных структурных элементов астроблемы является периферическая зона деформированных пород перми и триаса. Эти деформации имеют в целом поверхностный характер, затухая на глубину. Весьма подробная их характеристика дана Г. И. Горецким [32], который выделяет различные по интенсивности дислокации, обуславливающие переход снизу вверх по разрезу от ненарушенных слоев к нарушенным и затем к брекчиям различного типа, в той или иной мере испытавшим перемещения. Г. И. Горецкий подчеркивает, что затухающие сверху вниз деформации и смятия слоев связаны с волочением материала, инъекцией перемещенного пластичного глыбового материала осадочных пород в непрерывный, но лишь частично смятый и сгруженный материал основания и т. д. В периферической зоне кратера вертикальная мощность этой деформированной зоны составляет от 80 до 240 м, причем она возрастает по направлению к центру структуры. Отдельные отторженцы (клиппены) в этой зоне имеют мощность до нескольких сотен метров и площадь до 1,5 км<sup>2</sup>. Характерно, что аллогенные брекчии обычно располагаются в понижениях рельефа частично смещенного основания, причем эти понижения обусловлены эродирующим влиянием движущихся масс брекчий, которые в то же время производят и деформации ложа. При этом перемещаемый чуждый материал (обломочные массы и глыбы более древних пород) перемешивается с материалом местных пород.

Породы коптогенного комплекса образуют линзу, имеющую неполную мощность в пределах кольцевого желоба ~ 700 м, полная максимальная мощность может быть до 1000 м. В периферической зоне кратера эта линза брекчий утоняется и разбивается на ряд изолированных сохранившихся от эрозии участков площадью до нескольких сотен метров, где она залегает на деформированном цоколе пермских отложений. Над центральным поднятием аллогенная брекчия имеет мощность несколько десятков метров.

Внутренняя структура линзы аллогенной брекчии характеризуется зональностью в размещении обломков и глыб разного состава и размеров. В центральном поднятии снизу вверх происходит переход от катаклазированных и разбитых на крупные (десятки метров) глыбы кристаллических пород к глыбовым и частью щебенчатым брекчиям, в составе которых появляются мелкие обломки и глыбы позднепротерозойских алевролитов и других осадочных пород, количество которых вверх и по латерали постепенно увеличивается. Одновременно уменьшается количество обломков

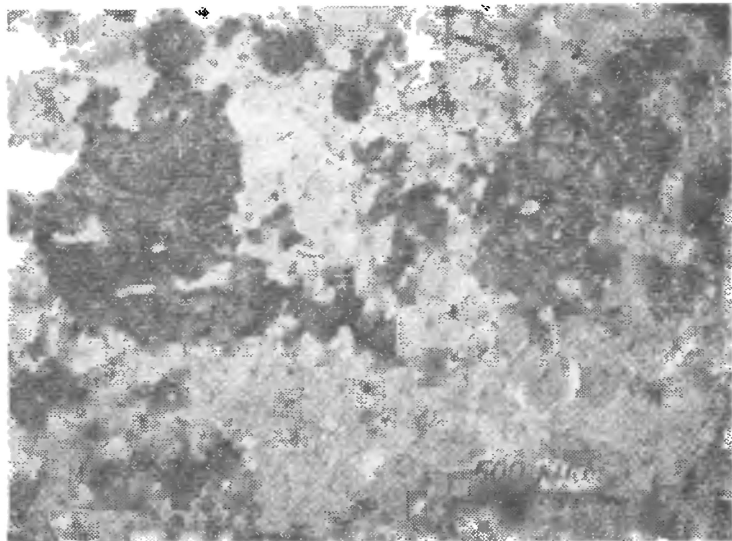
и глыб гнейсов, амфиболитов и брекчия переходит в разновидность, состоящую исключительно из обломков и глыб осадочных пород (рис. 16). Ближе к центральному поднятию в составе аллогенной брекчия больше глыб и обломков осадочных пород из более низких горизонтов разреза, соответственно несколько больше и размеры обломочного материала. На периферии астроблемы в аллогенной брекчия, а также вверх по ее разрезу размеры обломков и глыб уменьшаются. Тем не менее в составе перемещенного брекчиевого материала даже в нескольких десятках километров от центра присутствуют отдельные весьма крупные (до 50—100 м в поперечнике) отторженцы.

Аутигенная брекчия кристаллических пород в центральном поднятии вскрыта многочисленными скважинами, на глубину она переходит в недеформированный или слабдеформированный цоколь, представленный гнейсами, плагиогнейсами, амфиболитами, которые здесь в различной степени раздроблены, катаклазированы, приобретают цементную текстуру, пересечены жилообразными участками перетертого материала, содержащего более крупные обломки и частицы измененных стекол. Размер обломков и глыб варьирует от долей сантиметра и первых сантиметров до десятков и сотен метров. Здесь же встречаются многочисленные инъекционные жилы пористых тагамитов и зювитов. В отдельных глыбах кристаллических пород наблюдались конусы разрушения. По керну одной из скважин, пробуренной в центре поднятия, отчетливо виден переход от интенсивно катаклазированных пород (300—400 м) до слаботрещиноватых на забое (1000 м). Для коптокатаклазитов характерны признаки течения материала, включающего частицы и линзы стекол.

Микроскопические исследования коптокатаклазитов обнаруживают их гетерокластическую порфирукластическую структуру. Наблюдаются многочисленные признаки ударного метаморфизма отдельных минералов, указывающие на то, что породы претерпели ударный метаморфизм первой и частично второй и третьей ступеней. Кварц имеет диаплектовый характер, в нем развивается несколько (до 4—5) систем планарных элементов, с часто встречаемой ориентировкой по  $\{10\bar{1}3\}$ . Встречаются участки, где кварц испытывает переход в диаплектовое стекло, в большинстве случаев рекристаллизованное в криптокристаллический и мозаичный агрегат зерен кварца, между которыми местами еще сохраняются изотропные участки. Здесь иногда располагаются полностью рекристаллизованные в кварцевый агрегат пальцеобразные и почковидные обособления, представляющие собой результат инверсии коэсита в кварц. Отмечены также участки лешательерита, перекристаллизованного в агрегат округлых выделений кварца, которые возникают через промежуточную фазу кристобалита (ball-structure).

Плагиоклаз помимо дробления и появления систем ударных двойников и планарных элементов во многих случаях превращен в диаплектовое стекло — маскелинит (рис. 18). Наиболее характерен маскелинит по андезину с показателем преломления 1,520.

**Рис. 18. Ударнометаморфизованный амфиболит из обломка в конгломерато-брекчии. Плагноклаз превращен в изотропное диаплектовое стекло с перлитовой структурой (маскелинит), частично рекристаллизованное. Скв. Роймино, Пучеж-Катунская астроблема (увел. 20<sup>×</sup>).**



Он нередко рекристаллизуется в агрегат призматических микролитов плагноклаза.

Отдельные обломки и частицы полиминеральных стекол в коптокатаклазитах чаще всего изменены: либо девитрифицированы, либо замещены монтмориллонитом, хлоритом, кальцитом и др.

Аллогенная литоидная брекчия коптогенного комплекса ранее описывалась под названием «перемятой толщи» [83] «фангломерата» [108] и др. Подробная характеристика этих образований приведена С. К. Нечитайло и другими. Эта брекчия, имеющая наибольшее распространение, состоит из глыб и отторженцев пород позднепермского, раннепермского и каменноугольного возраста. В пределах центрального поднятия брекчия в значительной части представлена обломками кристаллических пород. Как показывают данные бурения, между этими видами брекчий существуют взаимопереходы.

Наиболее характерны брекчии, состоящие из сильно перемятых песчано-глинистых красноцветных пород гатарского яруса верхней перми с включениями обломков и глыб карбонатных пород карбона, имеющими разные размеры. В зависимости от преобладания того или иного материала выделяют песчано-глинистую брекчию, доломитово-песчано-глинистую, известково-доломитовую. Обломки и глыбы пород сильно трещиноваты, брекчированы, перемяты, с зеркалами скольжения, отдельные глыбы более плотных пород превращены в доломитовую и известковую муку. Трещины в породах часто выполнены гипсом, глиной. Отдельные блоки и глыбы глинистых и песчано-глинистых пород несут признаки смятия, раздавливания, волочения.

Наиболее характерен вид глинисто-песчанистой брекчии, в коптокластитовом пестром цементе которой включены отдельные угловатые обломки карбонатных пород от 1—2 мм до 3—4 см, реже более, и отдельные рассеянные глыбы плотных мергелей, известняков, доломитов до 0,5—1 м, хотя встречаются и более крупные.

Импактиты (зювиты и тагамиты) развиты только в аутигенной брекчии центрального поднятия (инъекционные импактиты). Наи-

большее количество секущих и ветвящихся тел таких пород установлено на глубинах 300—400 м и ~ 600 м. Импаكتиты составляют около 1—2% от общего объема керна. До наших исследований они описывались как лавы, лавобрекчии, туфы, эффузивные породы и др. (Р. Р. Туманов, А. А. Менякин и другие).

Текстура зювитов обломочная, часто флюидальная, они включают мелкие (до 1—2 см) обломки измененных кристаллических пород и их минералов. Микроструктура пород кластическая, они состоят из обломков стекол (до 30%), обломков минеральных зерен (30—50%) и фрагментов пород (10—15%, иногда более), остальное приходится на долю цементирующей массы. По соотношению разных типов обломков зювиты могут быть отнесены к витро-кристаллокластическим и реже витро-литокластическим. Присутствие мелких обломков осадочных пород указывает на то, что зювиты образовались в значительной мере в результате перемещения раздробленного и частично расплавленного материала сверху вниз в аутигенную брекчию.

Обломки кристаллических пород и их минералов в зювитах несут различные признаки ударного метаморфизма и перекристаллизации, аналогичные тем, которые отмечались при описании коптокатаклизитов. Однако в зювитах гораздо резче проявлен ударный метаморфизм более высоких ступеней (второй и третьей). Отдельные обломки кристаллических пород представляют собой импаكتиты первого рода, так как полностью состоят из диаплектовых и мономинеральных стекол плавления, обычно рекристаллизованных или подвергшихся вторичным гидротермальным изменениям. Примечательно, что вмещающая зювиты аутигенная брекчия характеризуется лишь нулевой или первой степенью ударного метаморфизма, который подчеркивает инъекционный характер зювитов. Частицы стекла в зювитах флюидальные или пористые, в большинстве случаев монтмориллонитизированы или цеолитизированы, но иногда встречаются более свежие прозрачные стекла зеленовато-желтой окраски. Они частично раскристаллизованы с образованием очень мелких игольчатых микролитов плагиоклаза.

Цементирующая обломки в зювитах масса состоит из тонкоперетертого материала кристаллических пород с примесью частиц измененных стекол; эта масса бесцветна, но чаще имеет зеленоватую и темно-серую окраску, почти изотропна.

Тагамиты имеют массивную текстуру, но иногда содержат небольшие поры, обладают флюидалностью. Количество включений различно и составляет от 10—15% до 40% и более. Размеры литокластов — доли сантиметра и первые сантиметры. В большинстве случаев они испытали вторую или третью степень ударного метаморфизма и иногда представляют собой импаكتиты I рода, интенсивно механически деформированные. Тагамиты часто имеют полосчатую такситовую текстуру, обусловленную чередованием полос полиминеральных и мономинеральных (чаще плагиоклазовых перекристаллизованных) стекол плавления, заключающих обломки



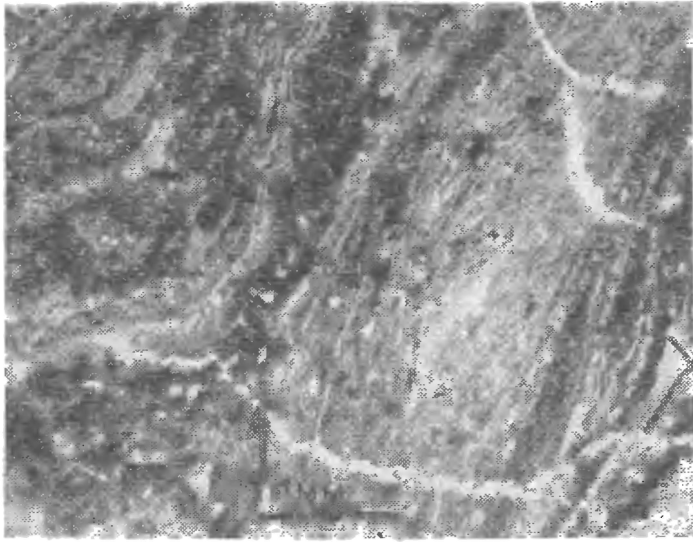


Рис. 19. Флюидальное полиминеральное импактное стекло. Скв. Ленино-3, Пучеж-Катунская астроблема (увел.  $20\times$ ).

диаплектовых минералов, не претерпевших плавления (кварц, плагиоклаз и др.)

По степени кристалличности базиса могут быть выделены два типа пород: с гологиалиновой и с гемикристаллической основной массой. Тагамиты с гологиалиновой основной массой имеют почти изотропную бурую в проходящем свете матрицу, которая обладает флюидальной текстурой (рис. 19) и включает обломки минералов.

Тагамиты с гемикристаллической основной массой более редки. Ее структура может быть определена как гиалопилитовая, состоящая из микролитов плагиоклаза и нацело измененного в агрегат иддингсита и гидрослюд клинопироксена (?). Размер этих микролитов  $\sim 0,01$  мм. Присутствует до 15—20% хлоритизированного стекла. Тагамиты включают до 10—15% обломков ударно-метаморфизованных минералов и рекристаллизованных мономинеральных стекол плавления и диаплектовых стекол по кварцу и полевым шпатам. Текстура этого типа тагамитов более однородная, петрографические признаки указывают на более высокую степень гомогенизации импактного расплава и его более медленное охлаждение.

Средний химический состав кристаллических пород цоколя в пределах центрального поднятия и возникших по этим породам коптокатаклизитов, а также зювитов и тагамитов иллюстрируется табл. 8. Анализированные образцы отобраны В. В. Хайловым и А. Н. Данилиным из керна скважин.

При подсчетах среднего состава кристаллических пород в выборку включены все без исключения проанализированные пробы, в том числе и тех пород, которые занимают очень небольшой объем в составе деформированного цоколя (в частности, пироксенитов, скарновых пород и др.). Более точно средний состав пород цоколя могла бы характеризовать объединенная выборка кристаллических пород и коптокатаклизитов по ним. Сопоставление химических анализов последних с анализами слабоизмененных пород цоколя показывает, что коптокатаклизиты в большинстве случаев возникают

**Средний химический состав импактитов и пород цокольного комплекса  
Пучеж-Катунской астроблемы**

Компоненты	1	2	3	4
SiO <sub>2</sub>	55,59	57,82	58,15	55,82
TiO <sub>2</sub>	0,83	0,62	0,84	0,93
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,31	14,93	15,04	14,22
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,90	3,47	2,66	3,02
FeO	4,99	2,79	4,63	6,14
MnO	0,29	0,11	0,12	0,14
MgO	4,12	3,88	3,49	4,27
CaO	5,23	4,46	5,03	6,27
Na <sub>2</sub> O	3,46	2,27	3,68	3,21
K <sub>2</sub> O	1,79	1,41	1,60	1,37
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,25	0,17	0,20	0,26
П. п. п.	4,18	8,19	4,69	3,99
Сумма	99,54	100,12	100,13	99,64
Количество анализов	7	6	10	23

Примечание. 1 — тагамиты; 2 — зювиты; 3 — коптокатаклазиты по гнейсам и кристаллическим сланцам из центрального поднятия; 4 — гнейсы и кристаллические сланцы из центрального поднятия.

за счет биотит-амфиболовых и биотит-пироксеновых гнейсов и плагиогнейсов.

Обращает на себя внимание значительная «гидратированность» зювитов, дающих в два раза больше потерь при прокаливании по сравнению с исходными породами и тагамитами. Такое же высокое содержание воды имеет и монтмориллонитизированное импактное стекло, так же как и зювиты более окисленное по сравнению с исходными породами.

Сопоставление состава пород цоколя и состава импактитов обнаруживает их значительную близость.

К заполняющему комплексу, сохранившемуся в пределах первичного видимого кратера (Ковернинская мульда), относится стратифицированная толща, залегающая на аллогенной брекчии и имеющая значительную мощность. Разрез начинается так называемыми конгломерато-брекчиями. На своде поднятия мощность их составляет ~ 60 м, к периферии мульды мощность увеличивается до 100 м. Область распространения этих пород охватывает площадь в радиусе 20—22 км от центрального поднятия. Конгломерато-брекчия состоит на 40—50% из переотложенных обломков карбонатных и терригенных пород, гипса, ангидрита, гнейсов, амфиболитов и др. Особенно большое количество обломков кристаллических (в том числе ударнометаморфизованных) пород и импактных стекол (от первых сантиметров до 10—20 см) выявлено вблизи центрального поднятия, там, где конгломерато-брекчия залегают на аллогенной и аутигенной брекчии. Конгломерато-брекчия сцементирована глинисто-известковисто-доломитовым материалом.

При отложении конгломерато-брекчиевой толщи на участках, где существовали крутые уклоны дна бассейна, местами происходило ее оползание [32]. Предполагается, что возраст толщи — ранняя—средняя юра. Эта толща возникла непосредственно после образования Пучеж-Катункского кратера при размыве пород коптогенного комплекса.

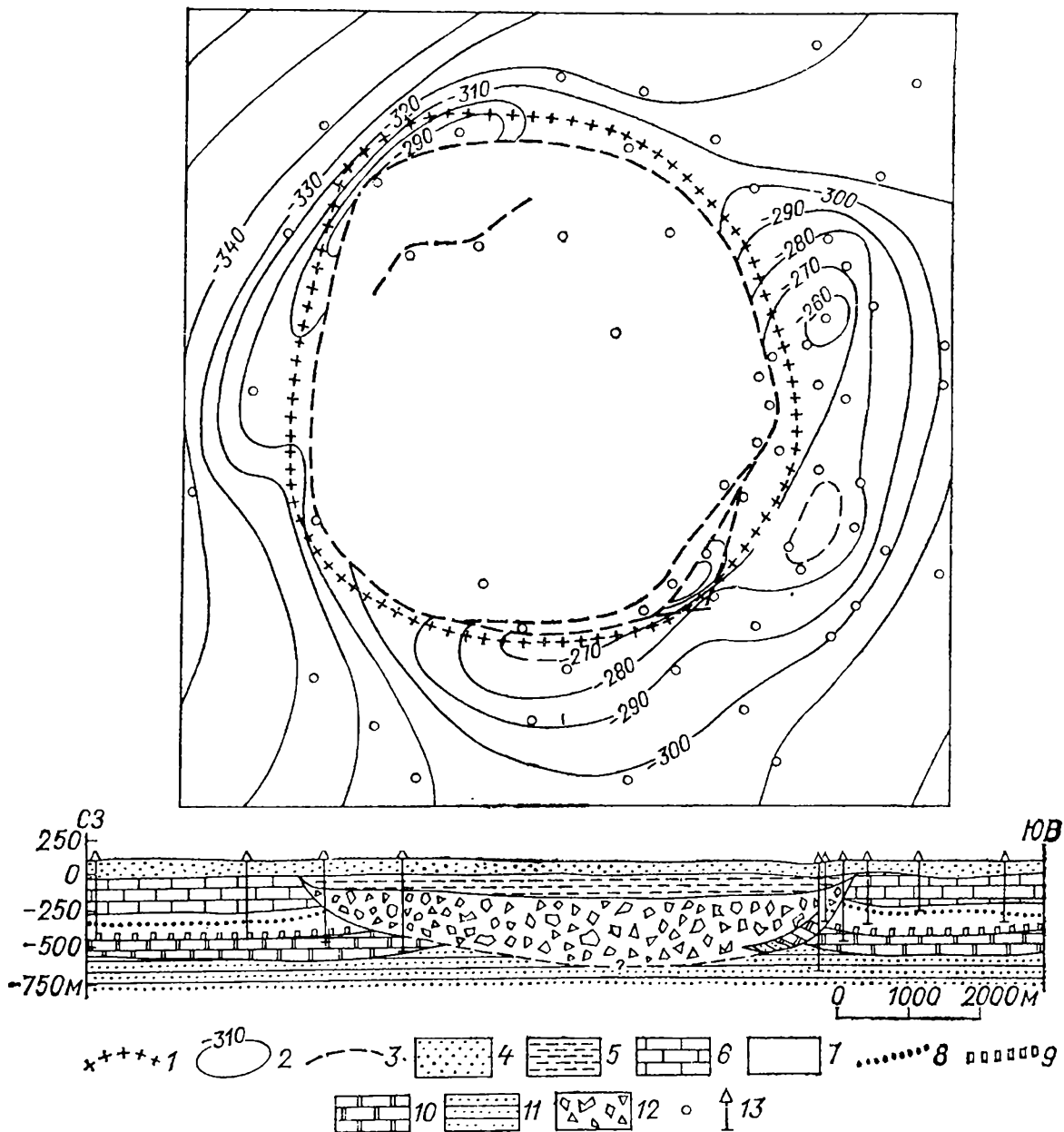
На конгломерато-брекчиевой толще с конгломератами в основании залегают сероцветные глины, пески, песчаники средней и верхней юры, общая мощность которых достигает 350—400 м, при этом наибольшую мощность имеют среднеюрские глины и алевролиты (до 300 м), а отложения верхней юры — всего 15—70 м. Нижнемеловые отложения представлены преимущественно глинами, песками, мощность их 6—44 м.

Верхнеюрские и нижнемеловые отложения в несколько сокращенных мощностях развиты и за пределами Ковернинской мульды, т. е. за пределами первичного кратера. Это указывает на то, что заполнение кратера происходило в основном в течение верхней юры (от бата до апта включительно). Уменьшение мощности заполняющего комплекса на своде центрального поднятия не является результатом «дифференцированного прогибания» ложа среднеюрского бассейна, а есть следствие влияния неровностей его рельефа. Среднеюрский бассейн, возникший в кратере, скорее всего был замкнутым (на это указывает отсутствие фауны и микрофауны, наличие лишь спорово-пыльцевых комплексов), отделенным кольцевой сушей выбросов от байос-батского морского бассейна, существовавшего в это время на Русской равнине. Все это может указывать скорее на раннебатский возраст ударного события.

### Вяпрайская астроблема

Предположение о принадлежности Вяпрайской структуры, ранее рассматривавшейся как грабен, к числу астроблем было высказано С. И. Перельгиной в 1976 г. на основании анализа данных, полученных Западной экспедицией глубокого бурения [80]. Ознакомление с предоставленными ею и С. В. Бушановой геологическими материалами и коллекциями образцов показало, что для такого вывода имеются достаточно веские основания.

Астроблема расположена вблизи пос. Вяпрай (Литовская ССР), размеры округлой в плане структуры ~ 8×6,5 км. Нормальный стратиграфический разрез цокольного комплекса в этом районе следующий (снизу вверх): кембрий (нижний и средний отделы) — песчаники, алевролиты, глины — более 100 м; ордовик (нижний, средний и верхний отделы) — известняки с прослоями доломитов и мергелей, глины — 120 м; силур (нижний и верхний отделы) — мергели, доломитизированные мергели, доломиты с прослоями глины, известняков — 175—275 м; девон (нижний и средний отделы) — песчаники, алевролиты, глины, мергели, доломиты — 125—275 м.



**Рис. 20. Структурная схема и геологический разрез Вяпрыйской астроблемы (составлены по материалам С. И. Бушановой и других).**

1 — контур распространения юрских отложений заполняющего комплекса; 2 — изогонсы по кровле глинистой пачки лудловского яруса верхнего силура; 3 — линии разломов и нарушения; 4 — четвертичные пески; 5 — юрские глины; 6 — девонские песчаники, алевролиты, мергели, известняки; 7 — силурийские доломиты, алевролиты, глины; 8, 9 — маркирующие горизонты в отложениях силура; 10 — ордовикские известняки; 11 — кембрийские песчаники, глины; 12 — аллогенная брекчия; 13 — скважины.

Общая мощность пород палеозойского цоколя превышает 625 м. Породы залегают почти горизонтально.

В пределах структуры пробурено большое число скважин глубиной до 600 м, проведены геофизические исследования. Общая картина строения структуры следующая (рис. 20).

Цокольный комплекс раздроблен в пределах почти изометричного контура впадины. Осадочные породы кембрия, ордовика, силура и девона в виде обломков и глыб образуют аллогенную брек-

цию (коптогенный комплекс), залегающую в пределах этой впадины. Верхнеюрские черные глины имеют локальное развитие в пределах кратера, несогласно налегают на брекчии и относятся к заполняющему комплексу; мощность юрских глин в центральной части структуры наибольшая и достигает 162 м, к ее краям она уменьшается до 40 м. Юрские отложения перекрыты четвертичными суглинками, глинами, песками и другими породами общей мощностью 70—100 м; они имеют региональное распространение и относятся к перекрывающему комплексу. Таким образом, возраст астроблемы по геологическим данным может рассматриваться как послеледвовский—допозднеюрский, скорее всего ранне- или среднеюрский.

Морфология кратера, определяемая контурами погребенной впадины, судя по данным бурения и геофизических исследований, такова. Диаметр впадины в осадочных толщах палеозоя ~ 8 км, цокольный вал почти не выражен, в одном месте на юго-восточном борту сохранились остатки насыпного вала. Максимальная истинная глубина впадины кратера более 525 м, в центральной части можно предполагать наличие поднятия. Юго-восточный внутренний склон погребенного кратера более крутой, чем северо-западный, кроме того, он осложнен террасовидными оползнями. Это обуславливает билатеральную симметрию кратера, плоскость которой проходит с северо-запада на юго-восток.

Судя по данным бурения, в истинном дне кратера в его северной части вскрываются силурийские отложения, на юго-восточном борту, по-видимому, и ордовикские толщи. Присутствие в составе брекчий несортированных плотных кварц-полевошпатовых песчаников с бластопсаммитовой структурой и сланцеватой текстурой с новообразованиями чешуек слюды в цементе указывает на то, что истинное дно может быть врезано и в подстилающие кембрийские или даже верхнедокембрийские толщи, для которых характерны такие породы. Не исключено, что они выступают в центральном поднятии, которое не было вскрыто скважинами.

Структура цокольного комплекса в зоне, прилегающей к бортам погребенной впадины, и под ее дном (истинным дном кратера) осложнена многочисленными нарушениями. Они, в частности, проявляются в загибах отдельных маркирующих горизонтов вверх вблизи бортов кратера, причем амплитуда их достигает 20—50 м. Это устанавливается по данным корреляции распространения отдельных маркирующих горизонтов, например кровли глинистой пачки лудловского яруса верхнего силура. Билатеральную симметрию структуры подчеркивает и наличие валообразных складок, отмечаемых на северо-западном и юго-восточном бортах, амплитуда их составляет до 50 м, ширина — до 1—1,5 км. Осложнения в эту картину вносят погружения отдельных блоков вдоль бортов кратера, которые создают террасовидные площадки на внутреннем склоне и, вероятно, представляют собой оползни с амплитудой до 60—70 м.

Аллогенные брекчии коптогенного комплекса по данным бурения и каротажа имеют мощность до 400 м (некоррелируемая зона). Судя по полученным нами от С. В. Бушановой образцам, брекчии имеют полимиктовый характер и образованы обломками всех пород, которые вскрыты скважинами в нормальном разрезе от кембрия (?) до среднего девона включительно. Остроугольные перемещенные обломки алевролитов, мергелей, песчаников, известняков, доломитов из отложений разного возраста цементированы алевритистым и карбонатным цементом. В мелких фрагментах кварца в брекчии с глубины 120—125 м нами наблюдались системы планарных элементов. Размеры обломков пород в образцах из керна скважины от долей сантиметра до 10—15 см, сортировка материала отсутствует. По-видимому, основная часть толщи брекчии образована обломками и глыбами пород более крупных размеров. Судя по отметкам, на которых расположены глыбы пород различного возраста, имеет место значительное их перемещение, часть глыб располагается выше или ниже уровня их первоначального залегания в нормальном разрезе. На юго-восточном борту кратера в одной из скважин установлены остатки аллогенной брекчии, представляющей собой реликт размытого насыпного вала. Брекчия лежит здесь под четвертичными отложениями перекрывающего комплекса и подстилается ненарушенными породами девона. Брекчия представлена обломками доломитов силура со следами дробления, мощность ее по керну составляет ~ 10 м (интервал 59—69 м), а по данным каротажа ~ 50 м (60—110 м). В образце раздробленного доломита из этой брекчии нами обнаружены конусы разрушения высотой 2—3 см. Возможно, как отмечает С. И. Перельгина, конусами разрушения являются многочисленные «зеркала скольжения» в алевроглинистых породах.

Данные о морфологии, структуре деформированного цокольного комплекса, залегании и составе коптогенного комплекса (включая явления ударного метаморфизма), а также данные о распространении отложений заполняющего комплекса не оставляют сомнений в том, что Вяприйская впадина представляет собой астроблему.

### **Оболонская астроблема**

Оболонская глубокопогребенная астроблема расположена вблизи г. Оболонь Полтавской области на северо-восточном склоне Украинского кристаллического щита. Она рассматривалась как результат тектонической или вулканической деятельности. Впервые предположение о принадлежности Оболонской структуры к астроблемам высказали В. А. Голубев и ряд других авторов [63, 127].

По данным А. С. Войновского и Л. П. Шагана, в гравитационном поле впадина диаметром 14 км выражена изометричной отрицательной аномалией силы тяжести, увеличивающейся к центру. О глубинном строении Оболонской структуры можно судить по материалам В. И. Ванденко и данным бурения.

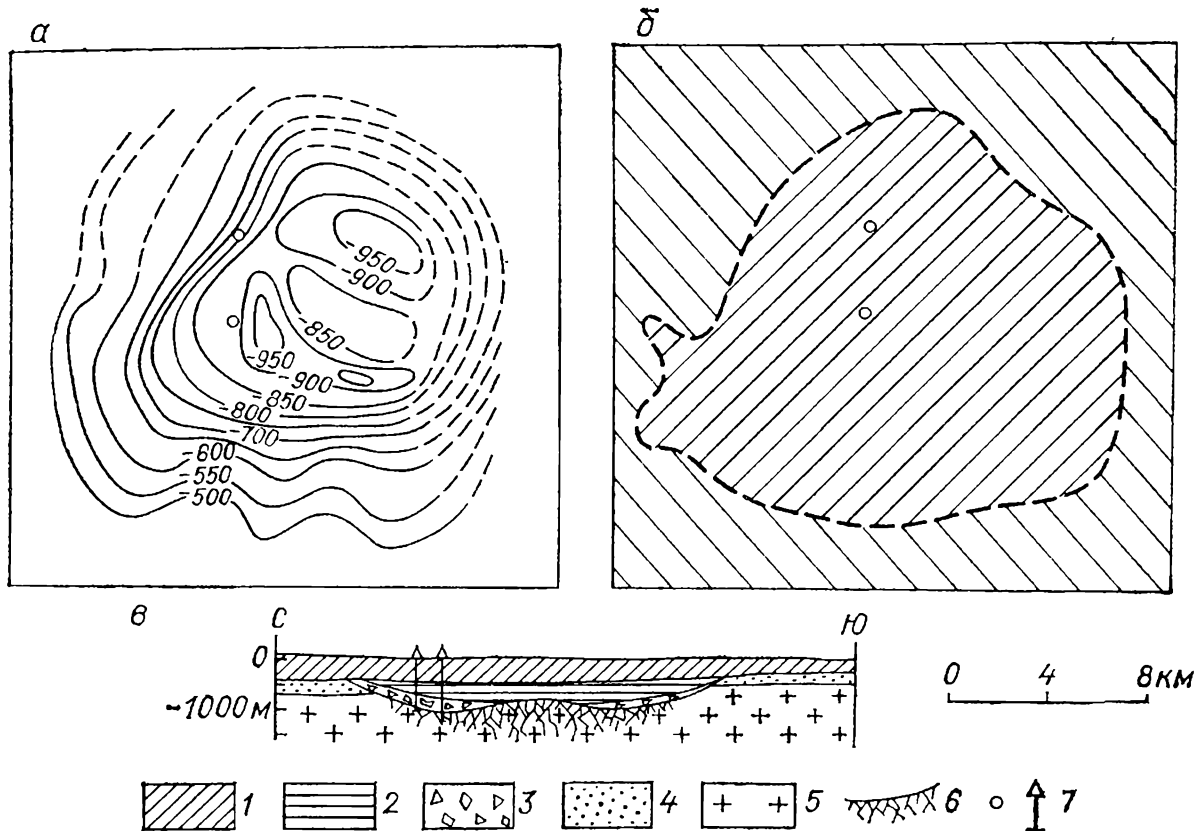


Рис. 21. Схема изогипс поверхности истинного дна Оболонской астроблемы по данным электроразведки (а); контур отрицательной изоаномалии силы тяжести, примерно совпадающий с контурами астроблемы (б) и ее схематический геологический разрез (в) (составлены по материалам А. С. Войновского и Л. П. Шаган).

1 — перекрывающий комплекс (пески, песчаники, алевролиты, глины, мергели от четвертичного до среднеюрского возраста); 2 — заполняющий комплекс (среднеюрские глины, глинистые сланцы, алевролиты, песчаники); 3 — копгогенный комплекс (аллогенная брекчия и зювиты); 4, 5 — цокольный комплекс; 4 — нижнетриасовые глины, песчаники и среднекарбоновые аргиллиты, песчаники, 5 — нижнепротерозойские биотитовые и амфибол-биотитовые гнейсы, гранитоиды; 6 — катаклиз и брекчирование в породах цоколя (аутигенная брекчия); 7 — скважины.

Поверхность кристаллического фундамента в рассматриваемом районе находится на глубине 500—900 м, полого погружаясь к северо-востоку. Опорный электропроводящий горизонт высокого сопротивления, залегающий в районе обычно на глубине 500—600 м, погружен во впадине до 900—1000 м, а в центральной ее части несколько приподнят. Данные электроразведки и распределение локальных гравитационных аномалий позволяют говорить о существовании во впадине центрального поднятия кристаллического основания с амплитудой до 200—300 м (рис. 21). Глубина истинного кратера достигает 700—800 м.

В районе Оболонской структуры на мигматизированных биотитовых и амфибол-биотитовых гнейсах ингульской серии и кировоградско-житомирских гранитоидах раннего протерозоя залегают аргиллиты, глины, известняки и песчаники среднего карбона, несогласно перекрытые толщей глин, песков и песчаников нижнего триаса. Общая мощность осадочных пород достигает 250—350 м. Кратер, образованный в породах фундамента и в карбоновой и три-

асовой толщах осадочного чехла (цокольный комплекс), заполнен аллогенной брекчией мощностью не менее 200—250 м. Изучение образцов из глубоких скважин, которые пересекли брекчию [67], показало, что подстилающие аллогенную брекчию катаклазированные биотит-гранатовые гнейсы подверглись ударному метаморфизму и плавлению. Гнейсы и граниты цоколя раздроблены с образованием крупноглыбовой мономиктовой аутигенной брекчии, сцементированной тонкоперетертым материалом того же состава, в котором присутствуют обломки стекол плавления, что приближает породу на отдельных участках к коптокатаклазитам со стеклом и смешанным брекчиям трения.

Во фрагментах кварца и полевых шпатов из коптокатаклазитов наблюдаются деформационные полосы, реже плапарные элементы, в биотите — полосы смятия; гранат раздроблен на мелкие фрагменты. В шлифах из брекчий трения наблюдаются ударные эффекты, присущие минералам, испытавшим более высокую степень ударного метаморфизма. В кварце отмечаются 2—3 системы планарных элементов, с преобладающей ориентировкой по  $\{1013\}$ ; в полевых шпатах наряду с деформационными полосами наблюдается частичная (пятнистая и полосчатая по одной системе двойников) изотропизация с образованием маскелинита. Присутствуют фрагменты мономинеральных и полиминеральных стекол плавления, измененных вторичными процессами [109]. В обломке гранитоида из аллогенной брекчии установлен коэзит [33].

Аллогенная брекчия в нижней части (960—975 м в одной из скважин) состоит преимущественно из раздробленных в той или иной степени обломков и глыб пород кристаллического основания (щебенчатая и дресвяная брекчии). В подчиненном количестве встречаются обломки осадочных пород карбона и триаса. Цементом является перетертый материал гнейсов и гранитов в виде осколков минералов и фрагментов полиминерального стекла.

В верхней части брекчия имеет полимиктовый состав. Здесь встречается большое количество обломков осадочных пород (известняков, песчаников, аргиллитов, алевролитов) и кристаллических (гнейсов, аплитов, гранитов и т. д.) Размеры обломков 0,4—0,5 м и менее, иногда они заключены в оболочку стекла. Изредка присутствуют обломки полиминеральных измененных стекол. Цемент мелкообломочный, состоит из частиц минеральных зерен и стекол. Эта порода соответствует щебенчатой аллогенной брекчии. С увеличением содержания стекол порода приближается по составу к витро-кристаллокластическим зювитам.

В обломках пород и слагающих их минералов отмечаются многочисленные признаки ударного метаморфизма [15]. В тяжелой фракции брекчий А. А. Вальтером и др. [17] установлены слабомагнитные металлические частицы, содержащие тэнит и камасит.

Аллогенная брекчия перекрывается породами заполняющего комплекса: глинами, глинистыми сланцами, алевролитами и песчаниками средней юры. Мощность их во впадине достигает 400—500 м, а за ее пределами — 90—150 м. В нижней части этой толщи



(интервал 500—600 м в одной из скважин) встречаются редкие включения обломков брекчированных известняков и кристаллических пород со следами ударного метаморфизма, что указывает на переув образований коптогенного комплекса.

Вышележащие осадочные толщи (пески, песчаники, алевролиты, глины, мергели) средней — верхней юры, нижнего и верхнего мела, олигоцена и миоцена, а также и четвертичные отложения, имеющие общую мощность 150—300 м, представляют собой отложения перекрывающего комплекса. Время образования кратера послераннестриасовое—досреднеюрское.

### Зеленогайская астроблема

В центральной части Украинского кристаллического щита в районе с. Зеленый Гай Криворожской области геолого-геофизическими работами была выявлена отрицательная аномалия силы тяжести. Она имеет изометричную форму и достигает в поперечнике 2,5 км. Буровыми работами, проведенными В. П. Брянским и Л. М. Фроловой [10], установлено существование круглой впадины диаметром 1,3—1,4 км в докембрийском кристаллическом фундаменте. Эти исследователи считают, что Зеленогайская котловина заложилась в мелу по субширотной зоне разлома.

Судя по разрезу скважины, приведенному А. А. Вальтером и др. [14], породы фундамента (цокольный комплекс) вскрыты в интервале 125—215 м. Они представлены интенсивно раздробленными биотитовыми порфиробластическими мигматитами и гнейсами кировоградского комплекса (средний протерозой).

Наибольший интерес представляют вышележащие (109,7—125 м) дресвяные и щебенчатые аллогенные брекчии мигматитов и гнейсов,\* относящиеся к коптогенному комплексу. Размер обломков от долей миллиметра до нескольких десятков сантиметров. По данным А. А. Вальтера, в брекчии присутствуют обломки гетерогенных пузырчатых стекол плавления. В кварце, полевых шпатах, биотите, слагающих гнейсы и мигматиты из брекчий, повсеместно обнаруживаются признаки ударного метаморфизма. В обломках калиевого полевого шпата и плагиоклаза наблюдаются деформационные полосы, осложненные 1—2 системами планарных элементов, изогнутые двойники, частичное понижение двупреломления, вплоть до образования диаплектовых стекол по этим минералам. В деформированных обломках кварца постоянно отмечается от 1 до 3—4 систем планарных элементов, ориентированных главным образом по  $\{10\bar{1}3\}$ , и пониженное двупреломление отдельных участков. В пластинках биотита обычно наблюдаются многочисленные полосы смятия. В обломках гнейса из брекчии, встреченной на глубине 114,5 м, А. А. Вальтером отмечено полное

————— |

\* Образец брекчии из скважины с глубины 116,5 м был предоставлен А. А. Вальтером.

превращение кварца и полевых шпатов в диаплектовые стекла, частично рекристаллизованные.

Выше полимиктовой аллогенной брекчии залегают образования заполняющего комплекса мощностью более 50 м (58,0—109,7 м). Они представлены песчано-глинистыми образованиями кратерного озера. В интервале 93,0—109,7 м скважиной пройден разнотекстурный полевошпатово-кварцевый песчаник светло-серой окраски с угловатыми зернами, содержащий валуны (до 0,5 м) нижележащих мигматитов и брекчий. Эти породы, особенно в нижней части разреза, представляют собой, по всей вероятности, перемытые отложения коптогенного комплекса. На глубине 58,0—93,0 м вскрыта пестрая комковатая глина с обломками мигматитов, гнейсов и нижележащих брекчий.

Кайнозойские отложения, широко развитые в этом районе и вскрытые скважиной в верхней части разреза (0—58 м), являются образованиями перекрывающего комплекса.

Таким образом, судя по разрезу скважины, глубина истинного кратера 67 м. А. А. Вальтер и др. [14] оценивают ее в 200 м, исходя из общей мощности аутигенной брекчии в цоколе, коптогенного, заполняющего и перекрывающего комплексов.

О возрасте структуры можно судить по косвенным признакам, так как возраст пород заполняющего комплекса неясен. А. А. Вальтер предполагает одновозрастность Зеленогайской астроблемы с Болтышской и Ротмистровской, с которыми она находится на одной линии. Названная группа кратеров, возможно, образовалась в меловое время в результате одновременного падения фрагментов распавшегося космического тела. Однако литологический состав и возраст пород заполняющего комплекса, весьма близкий в Болтышской и Ротмистровской астроблемах [5], в Зеленогайской структуре соответствует, вероятно, иному, более древнему уровню. Судя по более значительной степени эродированности, возраст Зеленогайской астроблемы древнее, чем Болтышской и Ротмистровской.

### Ротмистровская астроблема

Ротмистровская астроблема находится вблизи с. Ротмистровка Черкасской области (УССР) в 30 км к северо-северо-западу от Болтышской. Особенности ее глубинного строения выявлены работами Н. Ф. Поддубного, В. К. Рябчуна, В. К. Грабовского, В. А. Поповиченко и других геологов.

Кратер, имеющий более или менее изометричную форму, заложен в рапакивиподобных гранитах среднепротерозойского возраста. Эти породы цокольного комплекса (рис. 22) интенсивно раздроблены, особенно в центральной части структуры. Изучение образцов из скважины, пробуренной в центре астроблемы (интервал 295, 5—352 м) [67], показало присутствие в отдельных штуфах этих пород (с глубин 335,4 и 352 м) линзочек и неправильной формы участков плейчатых полиминеральных стекол, обычно ре-

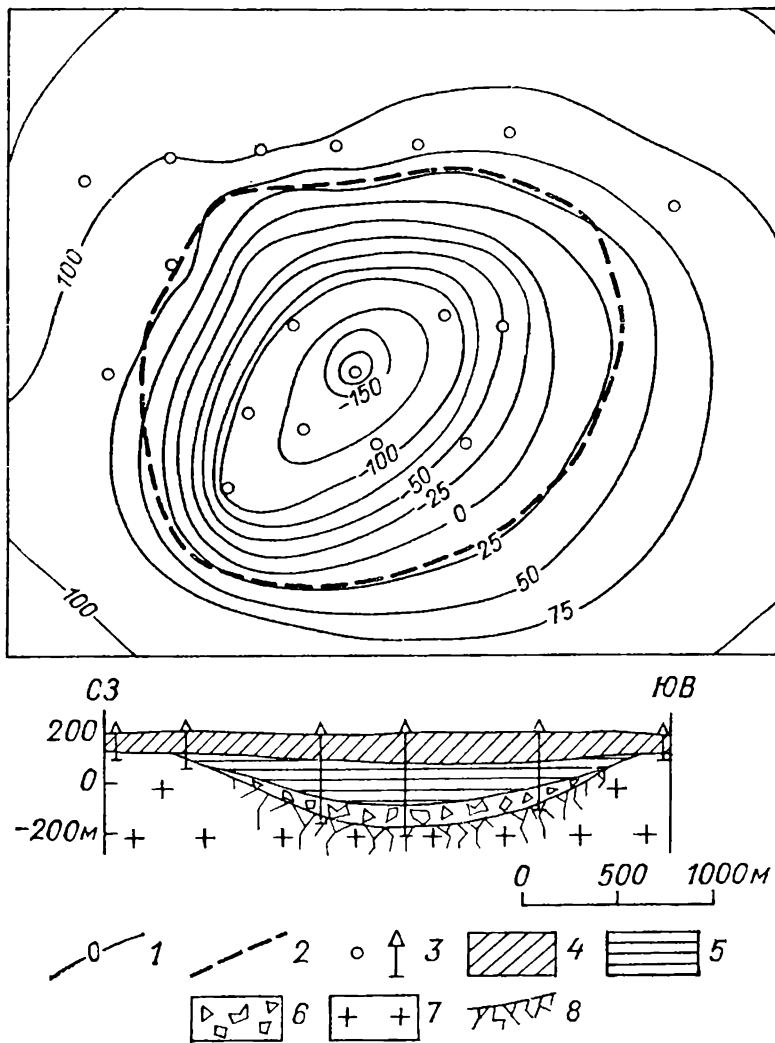


Рис. 22. Схема изогипс поверхности истинного дна Ротмистровской астроблемы и схематический геологический разрез (составлены по материалам В. К. Грабовского, В. А. Поповиченко, Н. Ф. Поддубного и других).

1 — изогипсы дна истинного кратера; 2 — контуры распространения меловых отложений (заполняющий комплекс); 3 — скважины; 4 — нерасчлененные четвертичные и верхнемеловые (сенон) глины, пески, мергели перекрывающего комплекса; 5 — верхнемеловые (сенонантурон) пески, глины и нижнемеловые известняки, горючие сланцы, окремненные породы заполняющего комплекса; 6 — аллогенная брекчия с участками зювитов (коптогенный комплекс); 7 — среднепротерозойские граниты докольного комплекса; 8 — катаклаз и брекчирование в породах доколя (аутигенная брекчия).

кристаллизованных и измененных вторичными процессами [109]. Это, по всей вероятности, псевдотахилитовые стекла, обычно встречающиеся в коптокатаклазитах. Изучение шлифов из коптокатаклазитов аутигенной брекчии (с глубины 352 м) позволило выявить многочисленные признаки ударного метаморфизма в главных породообразующих минералах. В кварце обычно отмечают 1—2 системы планарных элементов, ориентированных преимущественно по  $\{10\bar{1}3\}$ . В обломках плагиоклаза наблюдаются деформационные ламеллы, понижение двупреломления, изотропизация в виде пятен и полос. В биотите постоянно отмечают полосы смятия.

На коптокатаклазитах залегает дресвяная и щебенчатая аллогенная брекчия кристаллических пород мощностью  $\sim 60$  м. В ниж-

ней части брекчия сцементирована тонкоперетертым материалом местных пород с участием измененных полиминеральных стекол. В верхней части разреза увеличивается количество обломков и неправильной формы бомб (фледлей) флюидалных стекол бутылочно-зеленой окраски, достигающих 10 см по длинной оси. Наряду с массивными встречаются пористые стекла зеленовато-серой окраски, имеющие в поперечнике 1—2 см. Здесь породы приближаются к витро-кристаллокластическим зювитам. Мелкие фрагменты интенсивно ударнометаморфизованных гранитов иногда окаймлены полиминеральным стеклом. В обломках кристаллов, включенных в стекла и ассоциирующих со стеклами фрагментов минералов, наблюдаются ударные эффекты, аналогичные отмеченным в аутигенной брекчии (частичная изотропизация полевых шпатов, образование маскелинита по определенным системам двойников в плагиоклазе, планарные элементы в кварце и т. д.).

Аллогенные брекчии и зювиты перекрыты нижнемеловой толщей сланцев, известняков, кремнистых пород, песков нижнего мела мощностью до 120 м, содержащих материал перемытых брекчий, особенно в нижней части разреза, сложенного грубообломочными породами с глинистым и глинисто-кремнистым цементом. Здесь отмечаются включения обломков разложенного гранита размером до 1—2 см и слагающих его минералов. В верхней части разреза встречаются многочисленные прослои (0,2—0,8 м) зеленовато-серых горючих сланцев, аналогичных распространенным в Болтышской впадине [5].

Песчано-глинистые отложения нижнего мела совместно с вышележащей верхнемеловой (сеноман-турон) толщей писчего мела относятся к заполняющему комплексу, мощность которого  $\sim 180$  м (рис. 22). Таким образом, глубина истинного кратера достигает 240—250 м. На писчем мелу, а за пределами впадины на гранитах или на коре выветривания, залегает глинистая толща верхнего мела — палеоцена (?). Совместно с более молодыми (вплоть до четвертичных) песками, мергелями и глинами они относятся к перекрывающему комплексу мощностью  $\sim 80$  м.

Образование Ротмистровской астроблемы может быть отнесено к поздней юре или раннему мелу. Диаметр несколько вытянутой с ЮЗ на СВ впадины, охватывающей всю площадь распространения заполняющего комплекса (мел) и очерчиваемой по изогипсе 100 м поверхности цокольного комплекса (рис. 22), составляет  $\sim 2,5$  км.

Существует точка зрения [14], что образование Ротмистровской астроблемы произошло одновременно с Болтышской и Зеленогайской, поскольку все три астроблемы имеют близкий геологический возраст и располагаются на одной прямой линии с азимутом  $\sim 305^\circ$

Не исключено, что отмеченная билатеральная симметрия кратера (ось ее проходит в направлении СЗ—ЮВ) связана с косым ударом. Она отличается от билатеральной симметрии, устанавливаемой для Болтышской структуры, что может указывать на их образование в результате разновременных событий.

## Болтышская астроблема

Болтышская астроблема, расположенная в центральной части Украинского щита (Кировоградская область), представляет собой погребенную под мезозойско-кайнозойскими осадочными отложениями изометричную впадину в кристаллическом фундаменте диаметром  $\sim 25$  км. В пределах впадины, обнаруженной Л. Г. Ткачуком в 1933 г., в 50—70-х годах был выполнен большой объем буровых и геофизических работ с целью изучения находящегося здесь месторождения горючих сланцев [5 и др.]. Выявленные в основании толщи горючих сланцев породы вулканического облика связывались с кальдерой обрушения юрского вулкана [5, 85]. Считалось также, что формирование структуры обусловлено мезозойско-кайнозойскими движениями по разломам [96 и др.].

В. А. Голубев и др. [31] на основании анализа геологических данных высказали предположение о том, что впадина имеет космогенное происхождение. В. Л. Масайтис [59, 61] независимо указал на присутствие в шлифах из «эффузивных пород» диплектовых минералов и стекол, что однозначно определило ее принадлежность к астроблемам. К этому же выводу пришли и другие исследователи [17, 86, 127].

В 1975 г. в районе Болтышской астроблемы нами проводились полевые работы, ознакомление с керном скважин. Последующий анализ собранного материала и данных предыдущих исследований позволил уточнить строение астроблемы и состав заполняющих ее пород.

В районе Болтышской структуры исключительным распространением пользуются кристаллические породы архея, раннего и среднего протерозоя (цокольный комплекс) и рыхлые кайнозойские отложения (перекрывающий комплекс). Толщи меловых и палеогеновых горючих сланцев (заполняющий комплекс) развиты только в пределах впадины.

Цокольный комплекс Болтышской астроблемы в основном составляют порфирировидные граниты и их мигматиты ( $\sim 60\%$ ), аплитовидные граниты и их мигматиты ( $\sim 15\%$ ), граниты рапакиви ( $\sim 15\%$ ). В небольшом количестве (10%) развиты биотитовые гнейсы.

В пределах впадины на кристаллических породах, интенсивно катаклазированных в поверхностных частях, в виде кольцевой линзы залегают образования коптогенного комплекса — мощная (до 450 м) толща брекчий и импактитов.

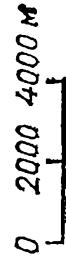
Возраст импактитов, определенный по трекам деления урана в полиминеральных стеклах, составляет  $96 \pm 10$  и  $105 \pm 13$  млн. лет [49], что отвечает геологическому возрасту образования структуры (ранний мел).

Образования заполняющего комплекса имеют следующий разрез [5, 31]. На импактитах и брекчиях залегает первый горизонт, представленный алевролитами, кремнистыми и глинистыми известняками, глинистыми сланцами с прослоями горючих сланцев. Мощ-

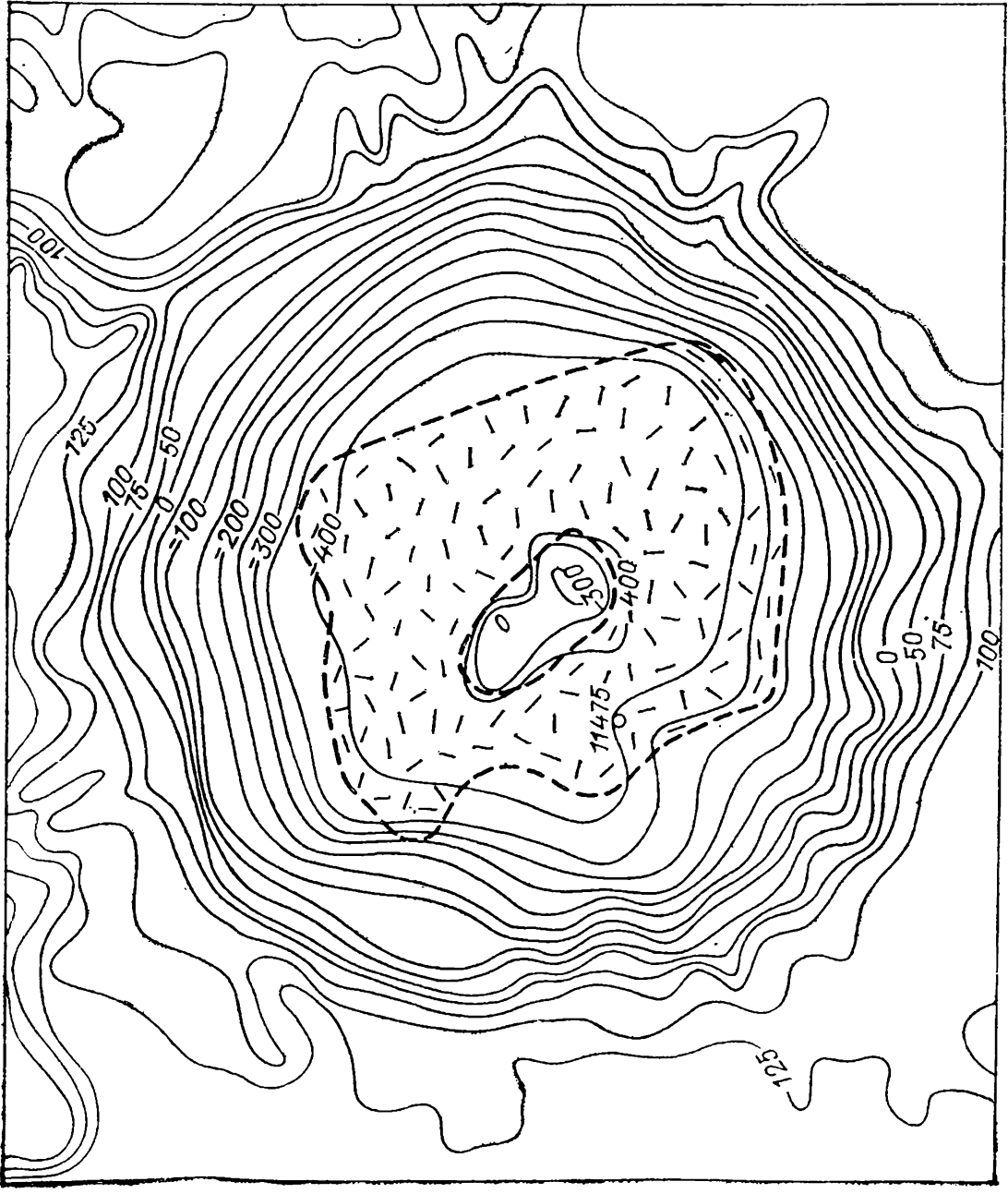
Рис. 23. Схема изогипс поверхности первичного видимого дна Болтышской астроблемы и геологический разрез (составлены по материалам Ю. Б. Басса, В. А. Голубева, В. К. Грабовского, Г. М. Карпова, Ю. Ю. Юрка и других).

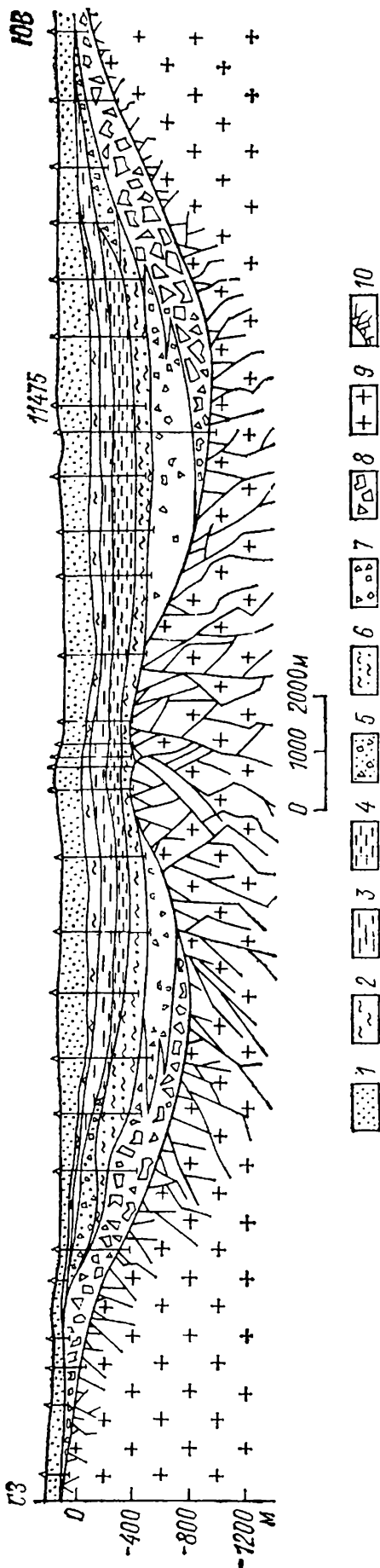
Схема изогипс: 1 — изогипсы дна кратера; 2 — скв. 11475; 3 — схематический контур площади распространения импактитов.

Разрез: 1 — четвертичные — эоценовые глины, пески, мергели перекрывающего комплекса; 2—6 — заполняющий комплекс (2 — эоценовые — палеоценовые глины, 3 — верхнемеловые — горючие сланцы, глины, алевролиты, 4 — нижнемеловые глины с прослоями алевролитов, 5 — нижнемеловые пески с глыбами кристаллических пород, 6 — нижнемеловые алевролиты, песчаники, прослой карбонатных пород); 7, 8 — колотеный комплекс (7 — тагамиты с редкими глыбами кристаллических пород, 8 — аллогенная брекчия); 9 — граниты и другие кристаллические породы цокольного комплекса; 10 — зоны трещиноватых пород (аутигенная брекчия).



о 11475 2





ность первого горизонта 210 м. Второй горизонт представлен горючими сланцами мощностью  $\sim 20$  м. Третий мощностью 35 м образован мергелистыми глинами с пластами горючих сланцев. Четвертый горизонт — это горючие сланцы, алевролиты, битуминозные глины, аргиллиты, мощность его 50 м. К пятому относятся однообразные глины и алевролиты мощностью до 80 м. Максимальная мощность нижнемеловой — эоценовой толщи, содержащей многочисленные остатки фауны и флоры, составляет  $\sim 360$ —400 м, по периферии впадины она резко уменьшается.

В районе центрального поднятия мощности нижних горизонтов уменьшаются благодаря известному эффекту облекания неровностей ложа, на котором накапливаются осадки. Частое чередование слоев различного состава в продуктивной толще связано скорее всего с периодически повторяющимися плювиальными процессами.

В краевых частях впадины, где в течение длительного времени накапливались озерные осадки, широко развиты присклоновые отложения, возникшие за счет перемива выбросов на валу кратера. Они, судя по данным В. К. Грабовского и других, залегают на кристаллическом основании (или на аллогенной брекчии) полосой шириною 3—5 км и представлены грубообломочными и песчано-глинистыми отложениями, замещающими глинисто-алевритистые отложения внутренней части водоема. Присутствие в их составе обломков осадочных пород может указывать на то, что цокольный комплекс включал и мало мощные осадочные толщи, местами покрывавшие фундамент.

К перекрывающему комплексу, образования которого широко распространены и за пределами котловины, относятся отложения, имеющие возраст от среднего эоцена до четвертич-

ного включительно; общая мощность их достигает 140 м; это пески, глины, мергели, суглинки.

Астроблема хорошо выражена в гравитационном поле в виде отрицательной аномалии силы тяжести, форма ее в плане округлая. По нулевой изолинии диаметр астроблемы 22—25 км. Центральное поднятие отмечено небольшим повышением значений силы тяжести.

Глубинная структура астроблемы с учетом данных многочисленных исследований и бурения (В. А. Голубев, Г. М. Карпов, А. И. Галака, В. К. Грабовский, Ю. Б. Басс и другие) выглядит следующим образом. Ископаемый кратер представляет собой почти круглую депрессию (рис. 23) с внешним диаметром 24—25 км (по дну — 20—22 км) и глубиной до 1 км. В центре структуры находится поднятие, имеющее в плане размер  $\sim 2 \times 4$  км, высота его над видимым первичным дном кратера  $\sim 150$  м, над истинным дном  $\sim 500$  м. Видимый первичный кратер характеризуется полого погружающейся к его центральной части поверхностью дна. Борта видимого первичного кратера более крутые ( $5\text{--}10^\circ$ , рис. 23); в них как бы врезаны радиальные долины глубиной 20—30 м, шириной до 1 км и длиной до 5 км. В этих долинах отложения заполняющего комплекса лежат на перемещенных брекчиях, что позволяет рассматривать их в значительной части как результат выпахивания цоколя при взрыве.

Породы цокольного комплекса интенсивно деформированы и частью расплавлены, особенно в пределах центрального поднятия. К периферии степень дробления и катаклаза затухает. Представление о характере преобразований пород под дном истинного кратера дают скважины, пробуренные в его центре.

Снизу вверх от забоя (778 м) здесь изучен следующий разрез.

В интервале 778—727 м наблюдаются осветленные ударнометаморфизованные (0—I ступень) лейкократовые граниты с биотитом и гранатом, содержащие ксенолиты биотитовых гнейсов. Нами обнаружены конусы разрушения, оси которых направлены под углом  $40^\circ$  к оси керна. На интервале 727—697 м степень ударного метаморфизма гранитов более высокая (II—IV), здесь наблюдается чередование участков интенсивно ударнометаморфизованных гранитов и продуктов кристаллизации этих пород, полностью витрифицированных в результате удара, местами возможно с образованием смешанных стекол. Можно видеть постепенные переходы между двумя типами пород. Граниты как бы вспенены на отдельных небольших участках, которые затем объединяются в сплошные массы (до 1—6 м по оси керна) пористой светлой среднезернистой породы гипабиссального интрузивного облика. Это рекристаллизованные импактиты I рода. В них местами сохраняются отдельные реликтовые зерна кварца. Стенки пор, размером до 2—5 мм, выстланы хлоритом.

В интервале 697—541 залегают те же граниты и биотитовые гнейсы (I—III ступени ударного метаморфизма), местами в них



видны конусы разрушения. Породы во многих случаях можно называть коптокатаклазитами, первичная структура их местами утрачена за счет интенсивного дробления и частичного плавления. В породах вверх по разрезу постепенно увеличивается содержание мелких линз и участков импактных стекол.

Несколько иное строение имеет зона разрушения в цоколе в 3,5 км от центра, как это можно судить по разрезу скв. 11 475 (рис. 24). Здесь нижний интервал (1143—1060 м) представлен биотит-роговообманковым гранитом, слаботрещиноватым и местами несколько катаклазированным в верхней части, хотя характерных микроскопических признаков ударного метаморфизма здесь не устанавливается. Вышележащие породы, по-видимому, представляют собой горную муку, так как керн от 1060 до 902 м не был поднят, исключая отдельные интервалы, встретившие более плотные глыбы. Здесь в породах обнаружен коэсит [33].

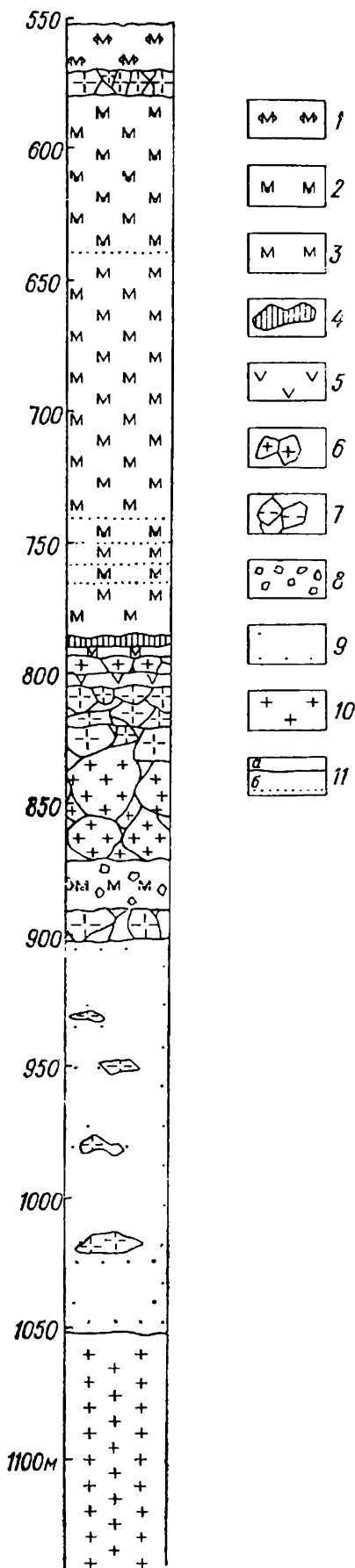
Как отмечалось выше, гнейсы и граниты цоколя испытали в различной степени ударный метаморфизм от 0 до IV ступени (особенно в центральном поднятии). В частности, в скважине в центральном поднятии по всему разрезу деформированного цоколя наблюдаются диаплектовые кварц, полевые шпаты, биотит и другие минералы.

Кварц кристаллических пород, имея диаплектовый характер, содержит до 4—5 систем планарных элементов; местами он переходит в диаплектовое стекло и кварцевое стекло плавления. В числе промежуточных продуктов фазовых переходов, видимо, присутствовали кристобалит и тридимит. В полевых шпатах наблюдаются 1—2 системы планарных элементов, частичная изотропизация. Диаплектовые стекла и стекла плавления по кварцу и полевым шпатам в большинстве случаев рекристаллизованы и раскристаллизованы в мелкозернистые агрегаты. В биотите помимо полос смятия наблюдаются системы планарных элементов; при более высокой степени ударного воздействия и послепударном нагреве биотит переходит в непрозрачную черную массу, насыщенную магнетитом.

В коптокатаклазитах, где все минералы интенсивно раздроблены, появляются неправильные участки бурых, непрозрачных стекол, включающих обломки диаплектовых минералов исходных пород. Местами возникают нераскристаллизованные слабоперемешанные пористые стекла, включающие реликтовые зерна рекристаллизованных диаплектовых стекол по кварцу, в свою очередь пересеченные тонкими жилками кварцевого агрегата, форма отдельных индивидов в которых указывает на то, что они являются параморфозами по тридимиту.

В центральном поднятии встречаются участки моно- и полиминеральных стекол, в том числе раскристаллизованные. Полностью раскристаллизованные импактиты I рода имеют призматически-зернистую структуру, в них присутствуют поры, заполненные гидрослюдистым агрегатом. В составе продуктов кристаллизации призмы слабозонального плагиоклаза (андезин-олигоклаз № 25—

Рис. 24. Разрез скв. 11475. Болтышская астро-  
блема (составлен с использованием материалов  
В. К. Грабовского, Ю. Ю. Юрка и других).



1 — тагамит пористый с криптокристаллической основной массой; 2 — тагамит с голокристаллической основной массой; 3 — тагамит с геммикристаллической основной массой; 4 — импактиты I рода (глыбы); 5 — зювнит витро-кристаллокластический; 6, 7 — аллогенная брекчия (6 — глыбы ударнометаморфизованных гранитов и др., 7 — глыбы коптокатаклазитов по гранитам); 8 — включения в тагамитах; 9 — аутигенная брекчия; 10 — граниты ударнометаморфизованные; 11 — геологические границы (а — резкие, б — постепенные).

30), местами обрастаемого тонкой каймой щелочного полевого шпата, редкие призмы измененного ромбического пироксена, промежуточная масса (до 15—20%), представленная ксеноморфными зернами кварца и тонкозернистым агрегатом кварца и полевого шпата с участием бурых выделений гидрослюд. В этих породах встречаются отдельные реликтовые участки рекристаллизованных диаплектовых стекол, чаще всего апокварцевых.

Образования коптогенного комплекса залегают на истинном дне кратера, во внутренней его части, а также встречаются за его пределами. Это сохранившиеся от размыва закратерные выбросы литоидных брекчий.

Внутри кратера различные типы импактитов (тагамиты, зювиты) и аллогенные брекчии залегают на раздробленном цокольном дне в виде кольцевой линзы мощностью до 350 м, причем значительную часть ее объема составляют тагамиты, ранее рассматривавшиеся как лавы, вулканитоподобные породы и др. [85, 86].

Тагамиты заполняют кольцевой желоб, занимая в плане площадь  $\sim 11 \times 14$  км (рис. 23) и имея максимальную мощность  $\sim 300$  м (их объем  $10 \text{ км}^3$ ). Они выклиниваются по направлению от центра. Зювиты занимают подчиненное положение среди пород коптогенного комплекса (не более 5%), образуя отдельные линзы среди тагамитов.

Литоидная брекчия по объему и площади распространения преобладает

среди других пород коптогенного комплекса ( $\sim 70\%$ ), залегает под тагамитами и прослеживается в виде плаща выбросов за пределами кратера на расстоянии до 21—29 км.

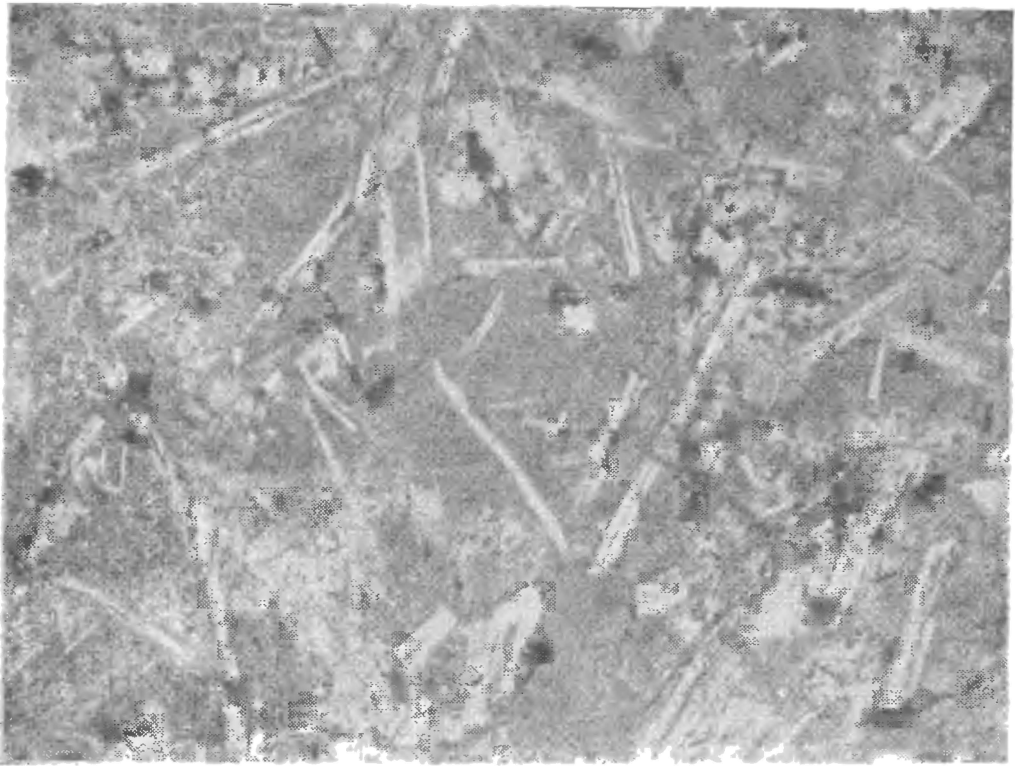
По данным А. А. Вальтера и В. А. Рябенко [17], закратерные выбросы имеют здесь местами двухчленное строение. Нижний горизонт мощностью до 8 м сложен осветленными интенсивно трещиноватыми обломками (размером 0,5 см и менее) кировоградских гранитов, мигматитов и гнейсов, сцементированных пылеватым материалом (дресвяная брекчия). Более широко распространен верхний слой мощностью до 10 м, сложенный обломками и глыбами различных пород, сцементированных пылевато-глинистым материалом. Особенностью его является наличие больших глыб (5×5 м) гранитоидов. Кроме обломков кристаллических пород отмечаются обломки пещего мела, импактных и выветрелых диаплектовых стекол. Брекчии верхнего горизонта образуют кластические дайки и жилы сложной ветвящейся формы мощностью до 0,4 м в нижележащем горизонте.

Аллогенная брекчия внутри кратера залегает непосредственно на цоколе под тагамитами и выстилает внешнюю часть круговой депрессии, распространяясь на ее склоны и как бы сливаясь с брекчией закратерных выбросов. Мощность кольцевой линзы брекчий, выклинивающейся как к центральному поднятию, так и на склонах впадины, достигает 350 м. В наиболее погруженной части кольцевого желоба аллогенная брекчия пересечена скважиной (интервал 784—902 м), где она имеет сложное строение. На этом промежутке брекчии и мегабрекчии, состоящие из обломков кристаллических пород (в поперечнике до 15 м), включают два небольших, по-видимому пластообразных, тела тагамитов (872—890 и 790—793 м) и один участок витро-кристаллокластических зювитов (800—805 м). Повсеместно в литоидной аллогенной брекчии отмечаются признаки ударного метаморфизма (от 0 до III степени). В интервале 785—790 м разбурена глыба импактита I рода (ударновитрифицированный биотитовый гранит), диаплектовые стекла и стекла плавления в котором полностью раскристаллизованы.

В центральных и местами краевых частях кратера аллогенные брекчии как бы замещают по простиранию выклинивающиеся тела тагамитов, причем здесь эти брекчии залегают местами и на импактитах, как это следует из материалов бурения (В. К. Грабовский и другие). Брекчии, включающие редкие обломки гранитоидных пород (до 2—3 м) в относительно мелкообломочном дресвяном и коптокластитовом цементе, содержат вблизи контакта с тагамитами заметное количество частиц стекла (до 25—30%) и местами переходят в витро-литокластические зювиты.

Как отмечалось выше, кольцевая линза тагамитов полностью пересечена всего двумя скважинами. Керн одной из них [17, 31] изучен нами наиболее подробно (рис. 24).

Мощность тагамитов в скважине в 3,5 км от центра — 230 м. Нижние 45 м (741—786 м) — это чередование переходящих друг



**Рис. 25.** Массивный тагамит с голокристаллической основной массой. Призматические и скелетные кристаллы плагиоклаза и пироксена, частично замещенного биотитом, участки кварц-полевошпатового агрегата в бурой псевдосферолитовой основной массе. Болтышская астроблема (без анализатора, увел.  $23\times$ ).

в друга тагамитов двух типов: с голокристаллической и с гемикристаллической основной массой [214]. Следующий интервал (645—741 м) представлен тагамитами с гемикристаллической основной массой. Переход к ниже- и вышележащей разновидностям постепенный, осуществляется на расстоянии в первые метры. Тагамиты с гемикристаллической основной массой мало отличаются от аналогичной породы нижнего интервала. Импаكتиты верхнего интервала (552—645 м) представлены несколькими разновидностями. Самые нижние 6 м сложены тагамитами с гемикристаллической основной массой (частью раскристаллизованное стекло с микролитами). Они являются переходными от нижележащих к тагамитам с голокристаллической основной массой. Последние прослеживаются в интервале 603—639 м и сменяются вновь тагамитами с частично раскристаллизованным стеклом основной массы. Эти породы содержат в верхней части крупную глыбу коптокатаклазита по биотитовому граниту (572—580 м). Самые верхние 20 м сложены пористым тагамитом. Количество пор 10—60%, размер их от 0,1 до 3—5 мм.

Пористые тагамиты с криптокристаллической (голокристаллической) основной массой содержат от 10—15 до 40% пор, чаще незаполненных или заполненных различными вторичными минералами (хлорит, гидрослюды, цеолиты и др.). Лишь в нижней части интервала (в базисе) можно различить отдельные кристал-

Средний состав пород цокольного комплекса и тагамитов  
Болтышской астроблемы

Компоненты	1		2	3
	$\bar{x}$	s	$\bar{x}$	$\bar{x}$
SiO <sub>2</sub>	69,40	2,30	67,30	67,00
TiO <sub>2</sub>	0,42	1,10	0,52	0,48
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,66	1,11	14,65	14,92
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,93	0,55	1,44	1,40
FeO	2,29	0,96	2,70	2,77
MnO	0,03	0,03	0,04	0,11
MgO	1,14	0,54	1,54	1,20
CaO	1,69	0,59	2,35	2,36
Na <sub>2</sub> O	3,30	0,68	3,35	3,16
K <sub>2</sub> O	4,48	0,71	4,27	3,98
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,23	0,20	0,27	0,18
П. п. п.	0,83	—	1,19	3,32
H <sub>2</sub> O	0,22	0,23	—	—
Сумма	99,62	—	99,85	100,85
Количество анализов	65	—	71	44

Примечание. 1 — кировоградские гранитоиды (по данным Н. П. Щербака [126]); 2 — породы цокольного комплекса (исходя из соотношения гранитов и гнейсов, как 5:1; по данным авторов и материалам Н. П. Щербака [126], В. А. Голубева и других); 3 — тагамиты (по данным авторов и материалам А. П. Никольского [86]).

литы и скелетные кристаллы. В тагамитах присутствует от 10 до 25—30% мелких включений минералов гранитов, обычно диаплектовых или продуктов их преобразований. Контакты с включениями резкие.

Массивные тагамиты с голокристаллической основной массой (рис. 25) также содержат обломки кристаллических пород и минералов в количестве, не превышающем 10%. Часто наблюдаются их реакционные взаимоотношения с базисом. Основная масса содержит микролиты гиперстена, местами замещенного биотитом, и плагиоклаза размером 0,1—2 мм. Зональный плагиоклаз образует футлярообразные формы кристаллов. Базис породы составляет 30—50% по объему, его структура метельчато-сферолитовая, микрокристаллическая, местами аллотриоморфнозернистая. Он сложен щелочным полевым шпатом (анортоклаз), кварцем с участками мелкочешуйчатых слюдястых минералов и мелких зерен рудных минералов. Последние чаще всего представлены ильменитом, затем магнетитом, пиритом, ильменомагнетитом.

В тагамитах с гемикристаллической основной массой значительная часть базиса представлена нераскристаллизованным остаточным стеклом (40—50%, иногда до 90%) и содержит микролиты пироксена и плагиоклаза размером 0,01—1,5 мм в количестве 15—60% от объема породы. Плагиоклаз зональный; от андезилабрадора до олигоклаза. Гиперстен слабозонален: от Fs<sub>25</sub> в центре до Fs<sub>43</sub> в краях кристаллов.

Самые верхние и нижние участки среднего горизонта тагамитов характеризуются очень мелкими (0,01—0,1 мм) размерами микролитов пироксена и плагиоклаза при их относительно повышенном содержании. Максимальных размеров (до 1—1,5 мм) микролиты достигают на уровне 770 м. Местами стекло, заключающее микролиты, раскристаллизовано с образованием сферолитов и мотельчатых кварцево-полевошпатовых агрегатов.

Различия в составе микролитов плагиоклаза и гиперстена и различия в составе остаточного стекла по разрезу тагамитового тела обусловлены рядом особенностей его охлаждения [214].

Химический состав импактитов Болтышской астроблемы однообразен и весьма близок к составу пород цоколя, что видно из табл. 9.

### Логойская астроблема

Логойская астроблема расположена в 8 км к северо-западу от г. Логойска, Белорусской ССР. Район принадлежит к восточному склону Белорусской антеклизы. На архейско-раннепротерозойском кристаллическом фундаменте (преимущественно биотитовые гнейсы) залегает осадочный чехол, в строении которого участвуют песчано-алеврито-глинистая толща вендских отложений — волынских и валдайских (200—300 м), глинисто-мергелево-доломитовая толща пярнуских и наровских среднедевонских отложений (80—120 м) и четвертичные песчано-глинистые и песчаные отложения (до 300 м и иногда более). Южнее распространены маломощные (1—10 м) сеноманские или альб-сеноманские глауконито-кварцевые пески. Общая мощность осадочного чехла 400—500 м.

Логойская астроблема охарактеризована по данным работы [22]; идея о ее космогенном происхождении была высказана Н. В. Веретенниковым, ознакомившим авторов с рядом материалов. Структура, судя по геофизическим данным, имеющая диаметр около 17 км и глубину 0,9—1,0 км, вскрыта рядом скважин (рис. 26). Характер гравитационного и магнитного (оба они отрицательные) полей указывает на возможное наличие центрального поднятия.

В состав цокольного комплекса входят упоминавшиеся выше породы фундамента, вендские и девонские отложения. Коптогенный комплекс представлен аллогенной брекчией (вскрытой, в частности, одной из скважин в интервале 257—438 м) и зювитами (в интервале 400—408 м в другой скважине). Зювиты иногда содержат бомбы массивных импактитов (десятки сантиметров в диаметре).

Аллогенная брекчия состоит из обломков аргиллитов, алевролитов, песчаников, мергелей, доломитов, входящих в состав цоколя. Встречаются и кварц-глауконитовые песчаники нижнего мела. Все эти обломки, имеющие разный размер, сцементированы тем же тонкораздробленным материалом. Отдельные обломки гнейсов и доломитов в брекчии обладают текстурой «грис», в них присутствуют конусы разрушения.

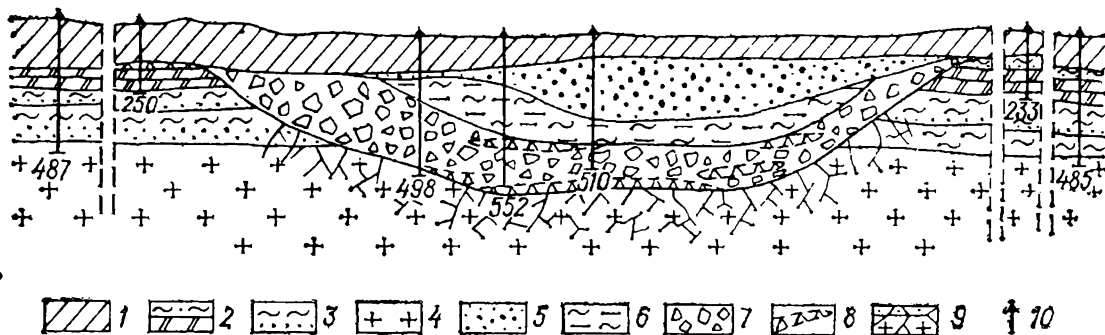


Рис. 26. Разрез Логойской астроблемы (составлен по материалам Н. В. Веретенникова и др. [22]).

1 — перекрывающий комплекс (позднечетвертичные — современные глины, суглинки, пески); 2—4 — цокольный комплекс (2 — глинисто-мергелисто-доломитовые отложения среднего девона, 3 — песчано-алеврито-глинистые отложения венда, 4 — биотитовые гнейсы и кристаллические сланцы нижнего протерозоя); 5, 6 — заполняющий комплекс (5 — ранне- и среднечетвертичные пески, 6 — алевролиты, глины олигоцена—миоцена); 7, 8 — коптогенный комплекс (7 — аллогенная брекчия, 8 — линзы зювитов); 9 — аутигенная брекчия; 10 — скважины.

В составе мелких (до 0,5 см) обломков в брекчии встречаются гнейсы, а также измененное стекло; по существу, в ряде случаев можно говорить о том, что аллогенная брекчия представлена дресвяной брекчией со стеклом или коптокластитом со стеклом.

Выделяются две разновидности зювитов: грано-витрокластические, залегающие под заполняющим комплексом, и кристалло-витрокластические, заключенные в толще аллогенной брекчии.

Грано-витрокластические и витро-гранокластические зювиты состоят из обломков зерен кварца, кальцита, глауконита (из меловых отложений), а также кристаллов микроклина, полевых шпатов, биотита и обломков и бомб стекла, количество которого колеблется от 10 до 50—60%. В виде незначительной примеси присутствуют обломки песчаников, известняков, аргиллитов и оолитоподобных фосфатных образований.

Обломки стекол имеют неправильную форму, часто растянуты. Встречаются буро-коричневые (почти непрозрачные) и зеленые стекла, насыщенные реликтами минералов и почти бесцветные, как правило лишенные обломков и содержащие микролиты пироксена. Иногда стекла имеют флюидальную текстуру, несут следы вторичных изменений (карбонатизированы, серицитизированы) и раскристаллизованы.

В обломках кварца из зювитов наблюдаются планарные элементы, в биотите — полосы смятия.

Кристалло-витрокластические зювиты состоят в основном из обломков кристаллов различных минералов биотитовых гнейсов и стекол, заключающих незначительное количество обломков кристаллических пород. По имеющимся немногочисленным данным они залегают ниже грано-витрокластических зювитов. В этой разновидности зювитов преобладают обломки светлых стекол, часто с перлитовой структурой, много диаплектовых стекол по кварцу,

которые в виде реликтов наблюдаются в лешательерите; встречается маскелинит. В диаплектовом кварцевом стекле наблюдались мельчайшие пальцеобразные и почковидные выделения, напоминающие по низкому двупреломлению и высокому показателю преломления ( $n \approx 1,600$ ) обособления коэсита. Установлено также наличие сплавленных железо-магнетитовых шариков и микрочешуек металла близкого к  $\alpha\text{Fe}$ . Присутствует значительное количество обломков кристаллов биотита, калиевых полевых шпатов и кварца. Встречаются обломки ударнометаморфизованных биотитовых гнейсов, в которых биотит превращен в черную бесструктурную массу, а лейкократовые минералы — в диаплектовые стекла. Эта разновидность зювитов образовалась в основном за счет биотитовых гнейсов фундамента.

Заполняющий комплекс представлен озерными алевролитами и темно-серыми глинами олигоцена—миоцена (?) мощностью до 200 м и асимметричной линзой ранне-среднечетвертичных песков и песчано-гравийных отложений, мощность которых достигает 242 м. В основании заполняющего комплекса скважиной вскрыта 20—30-м пачка разнотернистых песчаников и гравелитов, состоящая из мелких полуокатанных обломков различных пород и стекол. Позднечетвертичные — современные отложения принадлежат к перекрывающему комплексу мощностью до 80 м.

Таким образом, Логойская астроблема имеет скорее всего позднемеловой возраст.

## КАЙНОЗОЙСКИЕ АСТРОБЛЕМЫ

### Каменская астроблема

Каменская астроблема находится на северо-восточной окраине Донбасса на правом берегу р. Северский Донец. Развитые здесь брекчии впервые были выявлены в 1930 г. В. С. Поповым и затем неоднократно описывались многими исследователями (П. В. Кумпан, Я. П. Маловицкий, А. Я. Дубинский, Н. С. Морозов и другие). Бурение и геофизические исследования, проводившиеся в этом районе, позволили в последние годы выяснить распространение глыбово-брекчиевых образований на глубину и на площади и показать, что они перекрыты палеоценовой глубокинкой свитой, включающей продукты переотложения этих брекчий. Подробный анализ развития представлений о происхождении «северодонецкого агломерата» и новая интерпретация данных по глубинному строению района были сделаны Е. В. Мовшовичем и А. Е. Милявским [78], которые предложили рассматривать Каменскую структуру как древний метеоритный кратер — астроблему. Ознакомление с материалами названных исследователей, а также находки конусов разрушения и импактных стекол в образцах из керна скважин, представленных Е. В. Мовшовичем, подтвердили это предположение [63].



Проведенные в 1975 г. полевые исследования, а также выборочное описание сохранившегося керна некоторых скважин, позволили дать некоторые дополнительные обоснования космогенного происхождения Каменской структуры.

Цоколем астроблемы являются складчатые осадочные толщи среднего и верхнего карбона, нижней перми и несогласно налегающие на них толщи нижнего триаса и верхнего мела (Е. П. Новак и другие).

Среднекаменноугольные отложения представлены толщей переслаивающихся известняков, песчаников и сланцев, включающей пласты угля. Общая мощность среднего карбона 1,7—2,4 км. Верхнекаменноугольные отложения — это преимущественно пестроцветные алевролиты, аргиллиты, песчаники, известняки общей мощностью 1—1,5 км. Пермские отложения, согласно залегающие на каменноугольных, представлены медистыми песчаниками, алевролитами, аргиллитами, известняками общей мощностью ~ 630 м. Все эти породы смяты в пологие складки субширотного простирания, слабо метаморфизованы, рассечены многочисленными надвигами субширотного простирания и сбросами. На пермских и карбоновых отложениях несогласно залегают нижнетриасовые, развитые ограниченно; это однообразные серые и зеленовато-серые аргиллиты, алевролиты, их мощность ~ 150 м. Верхнемеловые отложения, плащом перекрывающие все перечисленные выше, представлены мергелями, песчаниками, глинами, писчим мелом, опоками, имеющими возраст от сеномана до маастрихта. Общая мощность их колеблется, достигая 300 м.

Палеоценовые (нижнепалеоценовые) отложения (глубокинская свита) принадлежат в основном к заполняющему комплексу, хотя развиты плащеобразно и за контурами кратера, являясь результатом перемыва брекчий. Мощность глубокинской свиты 200—300 м, она представлена главным образом мергелями с мелкими обломками пород верхнего мела и карбона. Палеоценовые, эоценовые, олигоценовые отложения, неогеновые и четвертичные отложения (перекрывающий комплекс) имеют общую максимальную мощность ~ 450 м. Это пески, песчаники, известняки, мергели, опоки, глины, суглинки.

По данным Е. В. Мовшовича и А. Е. Милявского [78], кратер, врезанный в дислоцированные толщи карбона, перми, триаса и покрывающие их маломощным плащом верхнемеловые отложения, имеет эллипсообразно-угловатые очертания, его поперечник ~ 25 км, общая площадь ~ 400 км<sup>2</sup> (рис. 27). Рельеф истинного дна кратера выявляется по положению подошвы так называемой глыбово-брекчиевой толщи, представляющей собой аллогенную глыбовую брекчию (коптогенный комплекс). Как отмечают Е. В. Мовшович и А. Е. Милявский, резкое уменьшение мощности брекчии в центральной части структуры указывает на существование центрального поднятия. В настоящее время истинная максимальная глубина сохранившейся впадины может быть оценена в 700—750 м, причем эта глубина приходится на кольцевой желоб,

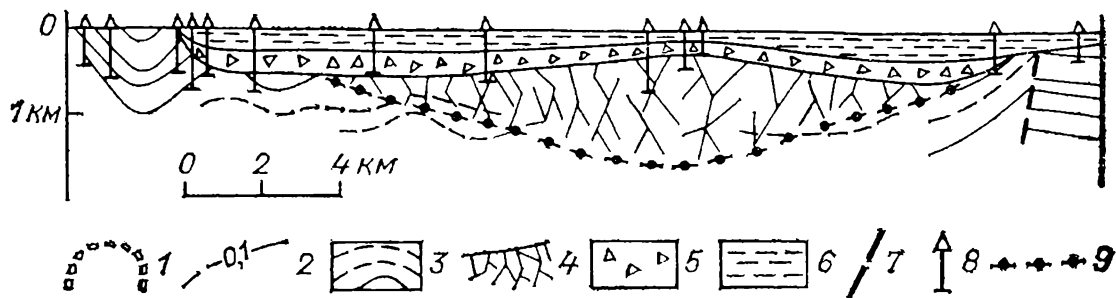
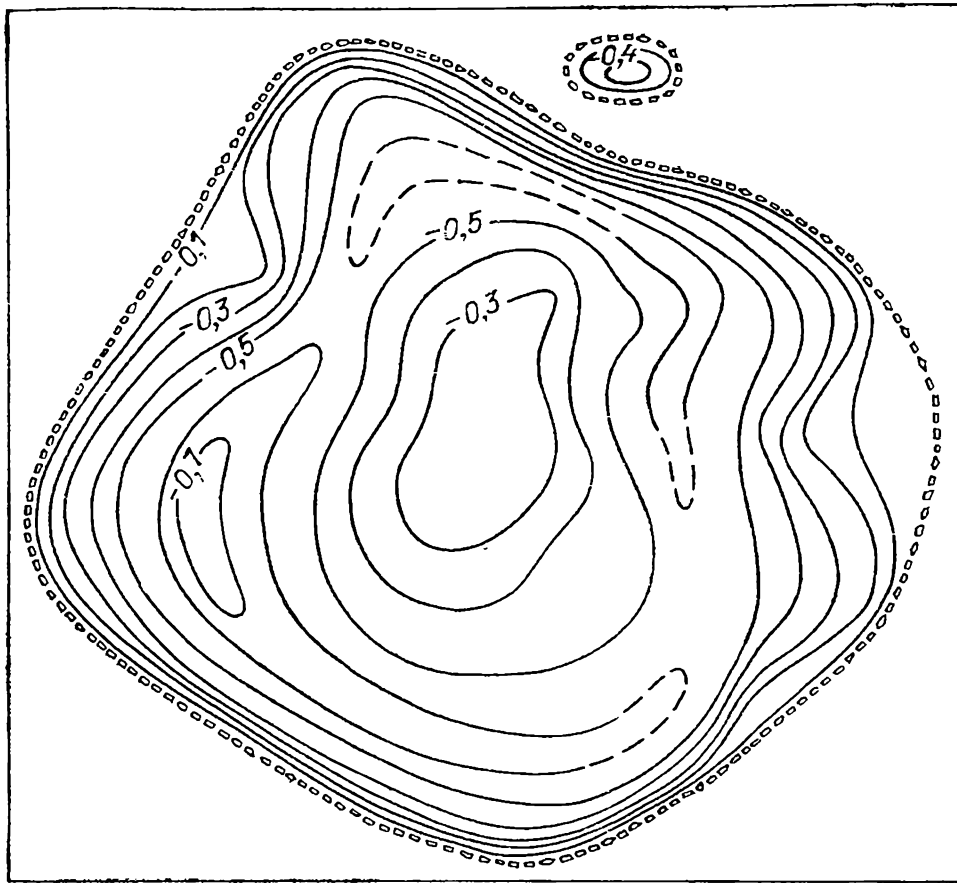


Рис. 27. Схема изогипс поверхности истинного дна Каменской и Гусевской астроблем и геологический разрез Каменской астроблемы (составлены по данным Е. В. Мовшовича и А. Е. Милявского [71]).

1 — контур распространения аллогенной глыбовой брекчии под отложениями заполняющего и перекрывающего комплексов; 2 — изогипсы поверхности истинного дна (подшвы аллогенной брекчии); 3 — складчатые каменноугольные и пермские отложения (на разрезе); 4 — раздробленные породы цокольного комплекса (аутигенная брекчия); 5 — аллогенная глыбовая брекчия; 6 — заполняющий и перекрывающий комплексы — кайнозойские отложения; 7 — разрывные нарушения; 8 — скважины; 9 — предполагаемый контур распространения аутигенной брекчии на глубине.

окружающий центральное поднятие, возвышающееся над его дном на 400 м. Центральное поднятие имеет вытянутую в плане с севера на юг форму (примерно  $2 \times 4$  км). Несоответствие между ориентировкой изогипс дна кратера и контурами распределения аллогенной брекчии может быть объяснено неравномерностью как предпалеоценового размыва, так и неотектоническими поднятиями.

Каменной астроблеме соответствует поле пониженных значений силы тяжести, связываемое с распространением малоплотных брекчий (1,5—2,6 г/см<sup>3</sup>, в среднем 2,0—2,2 г/см<sup>3</sup>) среди более плотных (2,3—2,6 г/см<sup>3</sup>) каменноугольных и пермских пород. Центральное поднятие также находит отражение в гравитационном поле.

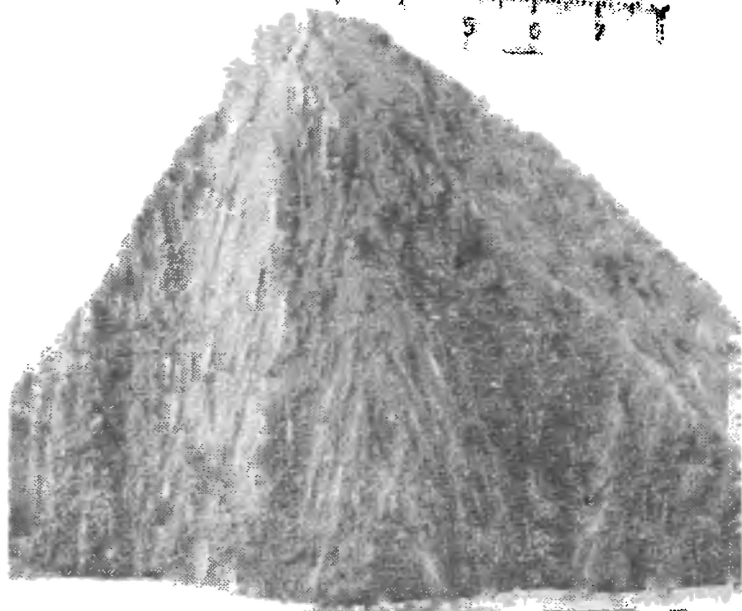
Аутигенная брекчия впервые выделена из состава «северодонецкой глыбовой брекчии» Е. В. Мовшовичем и А. Е. Милевским («смещенная толща»). Аутигенная брекчия представляет собой раздробленные и частично смещенные блоки местных карбонатных пород, причем вниз по разрезу степень раздробленности и трещиноватости их постепенно убывает. Размер этих блоков и глыб составляет от 10—20 до 50—100 м. Все скважины в пределах центрального поднятия не вышли из этой мегабрекчии, установленная мощность зоны дробления здесь ~ 500 м, скорее всего она достигает 1,5 км. В пределах кольцевого желоба мощность деформированной зоны под истинным дном кратера уменьшается до 100—150 м, затем она почти выклинивается к бортам кратера.

Аллогенная глыбовая брекчия выполняет кратер, а за его пределами полностью размыта. Перемытый материал вошел в состав глубокинской свиты, которая развита на площади 40×65 км. Мощность аллогенной брекчии максимальна в пределах кольцевого желоба (500—650 м) и минимальна в пределах центрального поднятия (~ 150 м). Аллогенная брекчия вскрыта на поверхности в небольшом числе обнажений (р. Калитвенец, р. Северский Донец у ст. Калитвенской), но главным образом описана по керну скважин.

Аллогенная глыбовая брекчия и мегабрекчия состоят из обломков и глыб пород каменноугольного (известняки, песчаники, сланцы), пермского и триасового (песчаники, алевролиты, аргиллиты, глины), мелового (мергели, писчий мел) возраста, сцементированных мелкообломочной брекчией — коптокластитом. Обломки и глыбы имеют размер от десятков сантиметров до первых метров и даже до нескольких десятков метров. Многие глыбы плотных пород трещиноваты, раздроблены и обладают текстурой «грис». В обломках известняков из аллогенной брекчии нами были обнаружены копусы разрушения, высота их составляет от долей сантиметра до 10 см (рис. 28). Количество коптокластитового цемента в породах различно, иногда мегабрекчии переходят в глыбовые и затем в щебенчатые и дресвяные брекчии, содержащие редкие крупные обломки пород.

Цемент брекчий имеет алевроито-пелитовый и алевроито-псаммитовый характер (размер обломков в среднем от 0,02—0,04 до 0,6—0,8 мм). Более крупные частицы кварцевого состава занимают от первых процентов до 25% объема породы. Они угловатые, нередко трещиноватые (ударный кливаж?), с волнистым угасанием; встречаются также обломки полевых шпатов, пелитоморфных и органических карбонатных пород, углистый детрит. В пелитовом материале, цементирующем более крупные частицы, много известко-

Рис. 28. Конусы разрушения в известняке. Каменская астроблема.



вистого вещества, встречаются сростки кристаллов цеолита, пирит.

Распределение обломочного материала по вертикали иллюстрируется наблюдениями по одной из скважин, пробуренной в северо-западной части структуры. Под мергелями глубокинской свиты в интервале 140—194 м вскрывается порода серой окраски, состоящая из угловатых обломков мергелей, окремненного мела, сланцев, песчаников, известняков (размер их обломков от нескольких миллиметров до 2—5 см), которая сцементирована алевроито-карбонатным цементом (коптокластиты), составляющим ~ 50% объема. Эту брекчию можно отнести к дресвяной и щебенчатой. В интервале 194—253 м в брекчии вниз по разрезу постепенно увеличивается размер (до 15—20 см) и количество более крупных обломков пород: мергелей, кремнистого мела, сланцев, песчаников и известняков; отмечено несколько крупных глыб известняка, мергеля и мела, имеющих поперечник до нескольких метров. Эти крупные глыбы и обломки трещиноваты, с зеркалами скольжения. Увеличение размера обломочного материала вниз по разрезу «брекчиевой толщи» отмечают все изучавшие ее исследователи.

В аллогенной брекчии очень редко встречаются обломки и частицы измененных импактных стекол. Впервые они были описаны В. А. Губиной как вулканические. Их импактная природа была установлена при просмотре шлифов из образцов предоставленных Е. В. Мовшовичем.

Размер частиц этих стекол составляет 4—6 см, они имеют пористое сложение, светлую зеленовато-серую окраску. Пустоты в породе до 2—4 мм составляют ~ 20% ее объема. Импактное стекло сильно изменено, структура его — гологиалиновая. Темно-бурое стекло изотропно, в значительной степени замещено кальцитом, который совместно с халцедоном заполняет и округлые поры в породе.

Присутствие импактных стекол указывает на проявление ударного плавления при кратерообразовании, хотя и в очень незначительных масштабах.

Время возникновения Каменской астроблемы определяется исходя из присутствия обломков верхнемеловых пород в аллогенной брекчии и возраста пород заполняющего комплекса, нижние горизонты которого датируются по остаткам фораминифер ранним палеоценом. Е. В. Мовшович и А. Е. Милявский [78] указывают, что образование кратера произошло на мелководье. Это существенным образом сказалось на условиях дробления пород мишени и особенностях заполнения возникшей впадины.

Можно предполагать, что образование глубокинской свиты (которую ранее не всегда отделяли от брекчии коптогенного комплекса) началось немедленно после взрыва и образования впадины. Таким образом, понятно, почему площадь ее распространения значительно превышает площадь самого кратера, она как бы «выплескивается» за его пределы, являясь результатом переотложения выбросов.

### Гусевская астроблема

Гусевская астроблема является как бы сателлитом Каменской, и находится в 1 км от ее северо-восточного борта (рис. 27). Эта астроблема полностью перекрыта палеоценовыми и более молодыми отложениями и изучена по данным бурения. Изолированное поле развития «северодонецкого агломерата» описывалось здесь уже давно. Е. В. Мовшович и А. Е. Милявский [78] подчеркнули существование такой небольшой заполненной глыбовой брекчией котловины, имеющей по длинной оси  $\sim 3,5$  км и по короткой  $\sim 2,5$  км, глубина ее составляет  $\sim 220$  м. В пределах Гусевской астроблемы пробурено около десятка глубоких скважин (Е. П. Новак и другие). Одна из них, пройденная в центре впадины ниже 220-м толщии аллогенной брекчии (аналогичной описанной при характеристике Каменской астроблемы), прошла затем еще 450 м по брекчированным породам цоколя, степень деформации которых убывает с глубиной. По направлению к бортам кратера мощности аутигенной брекчии и аллогенной брекчии уменьшаются.

Хотя в породах из Гусевской астроблемы не были задокументированы признаки ударного метаморфизма (керн бурившихся ранее скважин отсутствует), полная аналогия, судя по имеющимся описаниям, в составе брекчий и условиях их залегания с Каменской астроблемой не оставляют сомнения в том, что она также принадлежит к числу космогенных структур. По-видимому, обе эти астроблемы возникли одновременно при падении космического тела, распавшегося вблизи Земли на две неравные части [63]. Некоторая уплощенность Гусевского кратера в плане и вытянутость его параллельно борту Каменского кратера также как бы несколько «вдавленного» в этом месте в ее контур, может говорить об одновременном их возникновении и взаимодействии двух взрывных волн, при столкновении которых возник плоский фронт.

## Карская астроблема

Карская астроблема расположена на северо-восточном крыле Пай-Хойского антиклинория, в бассейнах рек Кара, Сибирчата-Яга, Саа-Яга и др., в 200 км к северу от г. Воркуты.

Необычное геологическое положение структуры и своеобразие выполняющих ее пород отмечалось многими исследователями. Так, О. О. Баклунд еще в 1904 г., наблюдавший выходы брекчий по р. Кара, отнес их к тиллитам. Последующие исследователи [110, 116 и др.] описывали их как вулканические брекчии, вулканические агломераты или как туфобрекчии, а образование самой структуры объясняли взрывоподобными извержениями «байдасанского типа» (фреатическими извержениями). В шестидесятых годах появилась точка зрения о вулкано-тектоническом происхождении Карской депрессии [39, 74, 90, 91]. В 1971 г. обнаружение в породах Карской структуры признаков ударного метаморфизма позволило обосновать ее метеоритно-взрывное происхождение [59, 61]. К этому же заключению пришли и исследователи, занимавшиеся глубинным изучением этой территории [75]. Дальнейшее развитие эти представления получили в работах, проводившихся авторами в течение 1976—1979 гг.

Карский кратер образован в породах палеозоя (рис. 29), смятых в мелкие складки северо-западного простирания ( $290\text{—}320^\circ$ ), совпадающего с простиранием Пай-Хойского антиклинория. Падение крыльев складок меняется от  $5\text{—}10$  до  $60\text{—}80^\circ$ . Более древние нерасчлененные верхнепротерозойские осадочно-вулканогенные образования вскрыты скважинами в пределах центрального поднятия астроблемы на глубине  $\sim 500$  м. Наиболее молодые отложения, входящие в состав цокольного комплекса — образования меловой системы, в настоящее время не сохранились в прилегающих к Карской депрессии районах. Судя по включениям в импактитах и брекчиях, они сложены полимиктовыми глинистыми песками, глинами, песчаниками, аргиллитами с прослоями бурых углей, опок, сидеритов.

Палеозойские отложения представлены всеми отделами от ордовика до перми включительно. Отложения ордовикской системы широко развиты в осевой части Пай-Хойского антиклинория и в центральном поднятии астроблемы. Это глинистые, глинисто-кремнистые, известково-глинистые сланцы, тонкослоистые известняки общей мощностью  $\sim 1,5$  км. Силурийская система и нижний отдел девонской системы сложены однородной толщей (мощностью  $450\text{—}600$  м) черных углисто-глинистых, кремнисто-глинистых и графитоидно-кремнистых сланцев с прослоями известняков. Средний и верхний отделы представлены кварцитовидными песчаниками и ленточно-слоистыми кремнисто-глинистыми сланцами и кремнистыми яшмовидными породами мощностью до 500 м. Отложения каменноугольной системы имеют мощность до 700 м и представлены главным образом углисто-глинистыми, углисто-кремнистыми сланцами и углисто-кремнисто-глинистыми известняками.

Нижнепермские породы широко распространены и развиты в окрестностях Карской депрессии. В их составе преобладают песчаники, алевролиты, аргиллиты и глинистые сланцы, встречаются прослойки песчаных известняков и конгломератов. Суммарная мощность отложений нижней перми составляет 2,0—2,1 км.

Интрузивные образования представлены дайками и пластообразными телами палеозойских диабазов и габбро-диабазов, залегающими в основном в ордовикских и силурийских отложениях осевой части Пай-Хойского антиклинория в породах центрального поднятия астроблемы. Мощность даек не превышает 10—20 м, а пластообразных тел достигает 100—150 м.

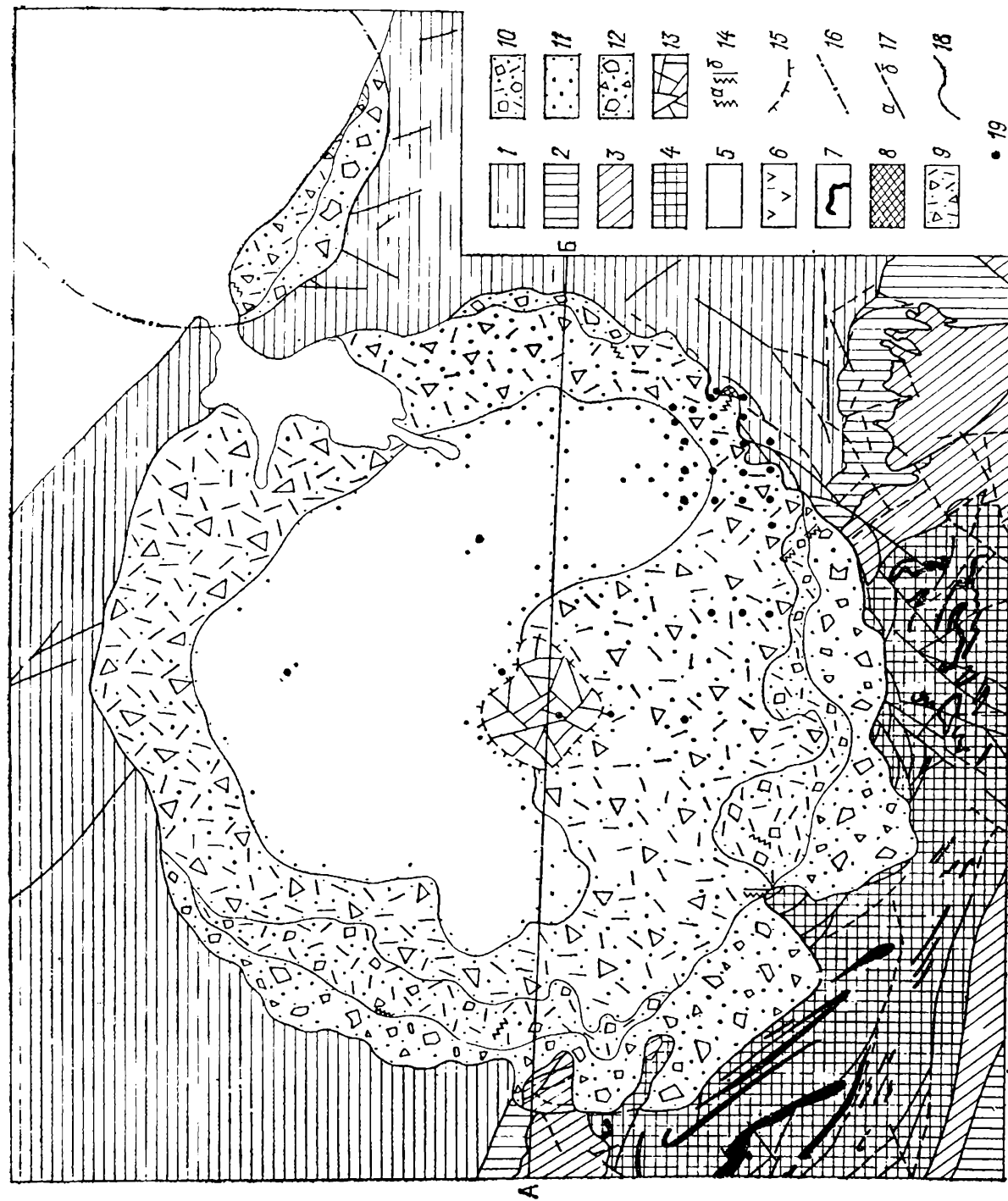
Образования цокольного комплекса перекрыты почти сплошным чехлом рыхлых плиоцен-четвертичных образований, мощность которых местами превышает 150 м. Представлены они суглинками, песками и оторфованными супесями морских террас четырех уровней: ледниково-морскими песчано-глинистыми образованиями с галькой и валунами, озерно-аллювиальными супесями и торфами, аллювиальными песчано-галечными образованиями пойм, террас и русел и озерно-болотными торфяно-глинистыми образованиями.

Карский кратер, совпадающий в целом в своих очертаниях с контурами депрессии, хорошо выделяется по характеру как магнитного, так и гравитационного полей. На фоне линейновытянутых аномалий северо-западного простирания, в целом совпадающих с простиранием Пай-Хойского антиклинория, он четко фиксируется отрицательным гравитационным полем округлой формы с ярко выраженной градиентной зоной вдоль бортов. Гравитационный минимум центральной части осложнен положительной аномалией, поперечник которой, совпадающий с контуром центрального поднятия под плиоцен-четвертичными отложениями, составляет ~ 10 км. В северо-восточной части кратера в виде подковы располагается гравитационный минимум. Мощность пород с уменьшенной плотностью (вероятно, коптогенный комплекс и раздробленный цокольный комплекс) оценивается в 3,5—3,8 км.

Магнитное поле, как и гравитационное, имеет концентрически-зональное строение. Внешний контур его, совпадающий в плане с градиентной зоной силы тяжести, выделяется изометричными, иногда знакопеременными аномалиями. Характерны аномалии 100—500 гамм. С положительным центральным максимумом в гравитационном поле совпадает отрицательный магнитный минимум интенсивностью 1600 гамм. Магнитный минимум окружен полосой положительных аномалий, которые в юго-западной части структуры соединяются с положительными аномалиями Пай-Хойского антиклинория. Амплитуда центрального поднятия, судя по данным сейсмического профилирования (Г. В. Цвилева и другие), ориентировочно 1,3 км. Гравитационный минимум в северо-восточной части депрессии и общее погружение на северо-восток отражающей поверхности дают основания предполагать, что истинное дно кратера значительно погружается на северо-восток.

Рис. 29. Схематическая геологическая карта Карской и южной части Усть-Карской астроблем (без кайнозойских отложений) (составлена с использованием материалов Ю. В. Жукова, О. В. Заборина, М. А. Маслова, А. Я. Микляева, Г. Я. Пономарева и других).

1-7 — докоольный комплекс (1 — аргиллиты, алевролиты, песчаники нижней перми; 2 — каменноугольные углисто-глинистые и углисто-кремнистые сланцы с прослоями известняков и линзами кремней; 3 — глинисто-кремнистые сланцы, кремни, известняки и кварцитовидные песчаники девона; 4 — глинисто-кремнистые, графитокремнистые и известковистые сланцы, известняки силура и ордовика; 5 — нерасчлененные отложения палеозоя, 6 — кремнистые сланцы, кварцевые порфиры, песчаники верхнего протерозоя, 7 — палеозойские диабазы и габро-диабазы); 8, 6 — толко на разрезе); 8-12 — коп-тогенный комплекс (8 — та-гамиты; 9 — лапиллево-аг-ломератовые зювиты; 10 — глыбовые зювиты; 11 — псам-мито-алевритовые аллоген-ные брекчи — коптокласти-ты; 12 — глыбовые брекчи, мегабрекчи и клипеновые брекчи); 13 — аутигенные брекчи — катаклазированные палеозойские породы докоольного комплекса; 14 — кластические дайки. (а —

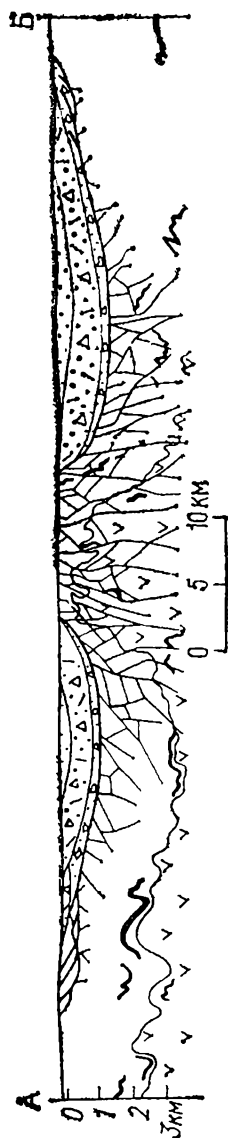




В рельефе Карская депрессия образует вытянутую и открытую к морю впадину шириной до 60 км. Днище впадины представляет собой плоскую равнину, слегка понижающуюся в северо-восточном направлении, с пологосклонными возвышенностями высотой 40—60 м. В юго-западной, более расчлененной части впадины отдельные возвышенности достигают 70 м. Впадина окружена сравнительно глубоко расчлененной мелкохолмистой равниной, на переходе к которой долины рек, меандрирующих в песчано-глинистых наносах, приобретают узкий каньонообразный профиль. Исходя из формы и характера магнитного и гравитационного полей и геоморфологических особенностей депрессии Карская астроблема имеет правильную округлую форму диаметром до 60 км. Эта оценка согласуется с размещением коренных выходов импактитов и аллогенных брекчий, вскрывающихся вдоль бортов структуры.

Глубина истинного дна кратера в южной части структуры составляет 0,6—0,8 км, в северной, судя по данным сейсмического профилирования, вероятно, превышает 2,2—2,5 км. В его центральной части находится поднятие раздробленных пород цоколя диаметром до 10 км. Примерно на  $\frac{1}{4}$  радиуса оно смещено к юго-западу, придавая структуре несколько асимметричное строение. Имеющиеся геофизические и другие материалы позволяют заключить, что структура денудирована в южной части не менее чем на 1,8 км. Разная степень денудации отдельных ее частей хорошо согласуется с представлениями о том, что в неогене и в раннечетвертичное время Пай-Хойский антиклинорий испытывал активное воздымание. Окружающий центральное поднятие кольцевой желоб имеет диаметр 22—25 км, широкое плоское днище и характерное асимметричное строение: внешний склон его обычно в 2—3 раза положе внутреннего и имеет в среднем 5—10°.

Истинное дно кратера весьма неровное. Наряду со ступенеобразными обрывами на склонах и отдельными нагромождениями глыб, поперечником в десятки метров, имеются гряды и неправильной формы возвышенности с перепадом высот в сотни метров. Отдельные гряды протягиваются на несколько километров. Особенно широко они развиты на внешних юго-восточном,



единичные тела, б — группы тел); 15 — границы центрального поднятия под плиоцено-четвертичными отложениями; 16 — предполагаемые границы Усть-Карской астроблемы на акватории; 17 — разрывные нарушения (а — достоверные, б — предполагаемые); 18 — геологические границы; 19 — скважины.

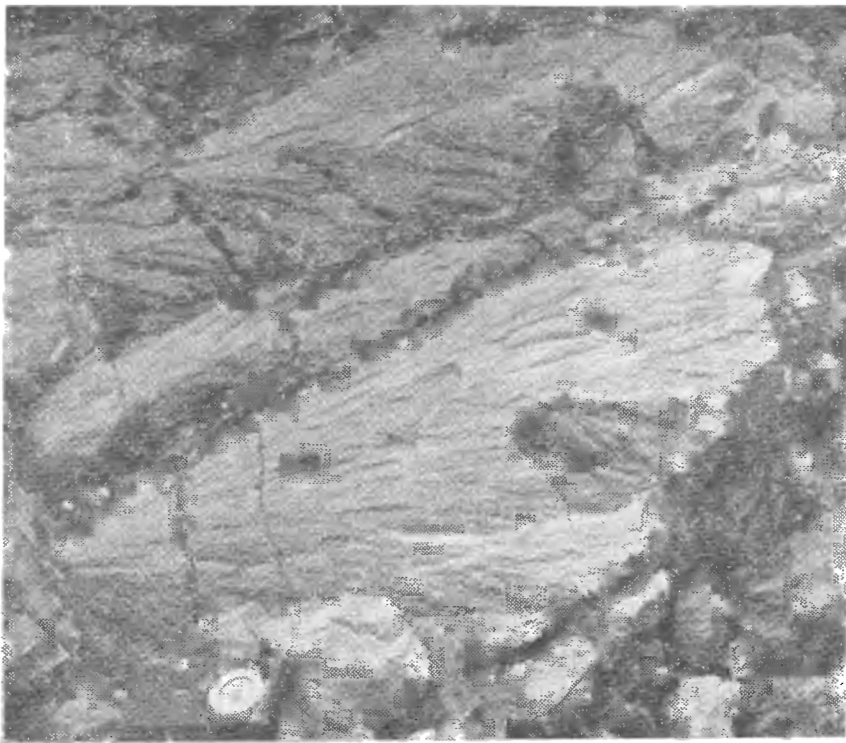
юго-западном и западном бортах кратера. Преобладающее простираение их по отношению к центру структуры близкое к радиальному. Породы цокольного комплекса раздроблены (аутигенная брекчия) и пластически деформированы. Степень раздробления и деформаций пород истинного дна кратера как в вертикальном разрезе, так и по латерали ослабевают в радиальном направлении от центра. Центральное поднятие разбито на отдельные блоки, пересеченные жилами псевдотахилитов. Ударный метаморфизм испытали все породы, но особенно четко он проявился в диабазах и кремнистых породах. Зерна кварца и плагиоклаза раздроблены, имеют облачное и мозаичное погасание, встречаются планарные элементы (до 3 систем) и диаплектовые стекла. Характерны текстуры «грис» и конусы разрушения высотой до 2 м (рис. 30). На бортах структуры деформации пород цокольного комплекса проявлены главным образом в образовании многочисленных разноориентированных трещин.

В западной, южной и юго-восточной частях структуры истинное дно кратера и его борта перекрыты аллогенными брекчиями, мощность которых местами измеряется первыми сотнями метров. В северной и северо-восточной частях непосредственно на деформированных породах цоколя на бортах кратера залегают зювиты. Основные массы зювитов, обогащенных обломками стекла, и тела тагамитов приурочены именно к этим секторам структуры. Такая асимметрия в распределении продуктов застывания импактного расплава и обломочных масс по отношению к центру кратера, по-видимому, обусловлена косым (под углом менее  $45^\circ$  к поверхности) ударом. Судя по характеру асимметрии, проекция траектории космического тела предположительно около  $40^\circ$ .

Породы коптогенного комплекса вскрываются лишь вдоль бортов структуры в глубоких долинах рек. В юго-восточной и центральной частях они прослежены скважинами. В состав коптогенного комплекса входят аллогенные брекчии и импактиты (зювиты и тагамиты). Максимальная мощность их в южной части по данным бурения составляет 0,5—0,7 км, в северной по геофизическим материалам — не менее 1,5 км.

Аллогенные брекчии представляют собой скопления несортированных остроугольных обломков разновозрастных пород (от ордовика до мела включительно) размером от миллиметров до нескольких сотен метров (клиппеновые брекчии, мегабрекчии, глыбовые брекчии и псаммито-алевритовые брекчии — коптокластиты).

Клиппеновые брекчии залегают непосредственно на деформированных породах цокольного комплекса вдоль борта кратера. В южной и юго-западной части они образуют сложно сочетающиеся надвиговые пластины (ширина полосы их до 5—6 км), перекрытые местами мегабрекчией и глыбовой брекчией. Размер отдельных клиппенов от первых сотен метров до нескольких километров. Породы здесь обычно деформированы и иногда с конусами разрушения или же с характерными текстурами «грис». В центробежном направлении клиппеновые брекчии переходят



**Рис. 30.** Конусы разрушения в известковистых песчаниках Карской астроблемы. Правый берег р. Кары ниже устья ручья Тогорей-Го.

в сложное сочетание надвиговых чешуй, которые прерывистым полукольцом с юго-запада и юга окружают выходы аллогенных брекчий. Амплитуда латеральных центробежных перемещений по надвигам иногда достигает нескольких километров.

Мегабрекчии заполняют все пониженные участки рельефа истинного дна кратера, перекрывают основание склонов центрального поднятия, а также западные, южные и частично восточные борта кратера, достигая по мощности первых сотен метров. На поверхности они прерывистым полукольцом шириной до 4—5 км с запада, юга и востока окружают поле распространения импактитов. Залегают мегабрекчии непосредственно на деформированных породах цоколя и лишь на восточном и южном бортах кратера местами перекрывают клиппеновые брекчии. Состоят они из глыб палеозойских пород размером до 100 м, сцементированных теми же раздробленными породами, коптокластитом или глыбовой брекчией. Большинство глыб с конусами разрушения, текстурой «грис» и иногда с жилами псевдотахилитов. В южном секторе кратера мегабрекчии цементируются зювитами (рис. 31). В обломках кварца из мегабрекчий встречен коэсит [25].

Глыбовые брекчии распространены локально. Обычно они образуют разрозненные поля в мегабрекчии и реже в клиппеновой брекчии, как бы являясь цементом мегаглыб или клиппенов, либо перекрывают их. Отдельные линзы глыбовых брекчий иногда встречаются в толще зювитов. От мегабрекчий они отличаются более пестрым составом и меньшим размером обломочного материала, лучшей его сортировкой.

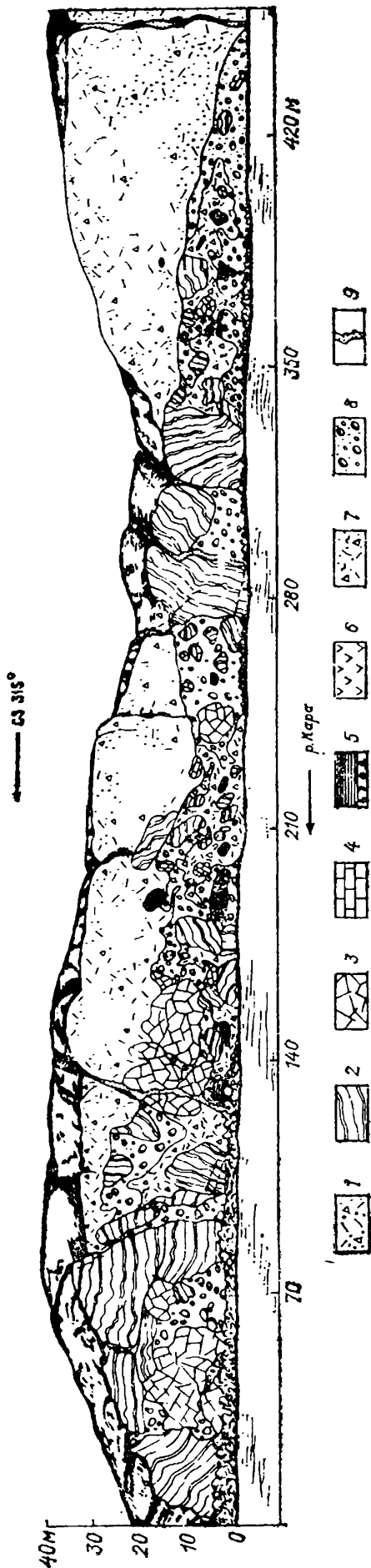


Рис. 31. Соотношение мегабрекчий и лапиллиево-агломератовых зювитов Карской астроблемы.

1 — лапиллиево-агломератовые зювиты; 2—6 — глыбы палеозойских пород (2 — пермские песчаники и алевролиты, 3 — каменноугольные известняки с текстурой «грис», 4 — девонские известняки и мраморы, 5 — каменноугольные черные сланцы и угли, 6 — диабазы и габбро-диабазы); 7, 8 — цемент мегабрекчий (7 — глыбово-агломератовые зювиты, 8 — глыбовые зювиты); 9 — кластические дайки.

Псаммито-алевроитовые брекчии (коптокластиты) слагают верхние части разреза коптогенного комплекса. В современном срезе они сохранились лишь в пределах кольцевого желоба в северном и восточном секторах астроблемы, где их мощность достигает 0,4—0,5 км. Иногда псаммито-алевроитовые брекчии входят в состав цемента мегабрекчий и глыбовых брекчий. В целом это слабосцементированная порода, в которой очень мало (2—10%) литоидных включений (обычно размером до 2—3 см), встречаются обломки стекла и до 20% составляют обломки кварца и полевых шпатов. Более половины объема занимает алевроитоглинистая масса, переполненная органическими остатками, угольной пылью, т. е. дезинтегрированным материалом, происходящим из меловых толщ.

Импактиты являются преобладающей частью разреза коптогенного комплекса и представлены зювитами и тагамитами, из которых последние имеют ограниченное распространение. Зювиты состоят из обломков пород цокольного комплекса и импактных стекол, сцементированных тонкораздробленной массой того же состава (рис. 32).

Лапиллиево-агломератовые зювиты составляют основную часть разреза зювитовой толщи. Они образуют покров мощностью до километра, перекрывающий другие типы зювитов, различ-



**Рис. 32.** Витро-литокластические зювиты с крупными включениями флюидальных стекол и песчаников (светлые). Карская астроблема; керн скважины (среди мелких обломков преобладают углисто-глинистые сланцы и карбонатные породы — светлые).

ные типы грубообломочных аллогенных брекчий и местами верхнюю часть склонов центрального поднятия, а также основание истинного дна кратера. Общей характерной чертой их является сравнительно низкое содержание продуктов плавления, увеличение вниз по разрезу крупности обломков пород и импактных стекол. Все лапиллиево-агломератовые зювиты представлены в основном витро-литокластическими разновидностями и лишь изредка встречаются грано-витро-литокластические и лито-витрокластические. В целом в их составе содержание стекол 3—31%, обломков пород 12—53%, обломков минералов 1—18% и цементирующей основной массы 27—64%. Литоидные включения представлены породами из разновозрастных толщ от ордовика до мела включительно, главным образом девона, карбона, перми и мела. Характерно преобладание на одних участках пермских пород, на других — меловых и т. д., при постоянном присутствии обломков пород из отложений девонской и каменноугольной систем. Это различные углисто-глинистые, углисто-кремнистые и глинисто-известковистые сланцы, известняки, песчаники, алевролиты, аргиллиты и др. Преобладающий размер обломков от 2—5 мм до 3—5 см, но наряду с ними встречаются обломки, размер которых измеряется десятками долями миллиметра и десятками сантиметров, а в нижних частях разреза единичные глыбы достигают 1—2 м. Обломки пород нередко раздроблены и перемяты, встречаются цементные текстуры и конусы разрушения. В кварце и полевых шпатах отмечены планарные элементы, характерны диаплектовые стекла по этим минералам.

Импактные полиминеральные стекла плавления образуют в зювитах обломки, лапилли и бомбы до 0,8—1,2 м. Лапилли и бомбы

составляют не более 15—20% и встречаются чаще всего в основании толщи. Обломки имеют весьма разнообразные формы и размеры (обычно до 3—5 см). Бомбы и лапилли имеют неправильно-изометрические и уплощенные (лепешковидные) формы. Все стекла непрозрачные темноокрашенные: зеленовато-желтые и вишнево-черные различных оттенков. Резко преобладают зеленовато-желтые, вишнево-черные встречаются лишь в зювитах северо-восточного сектора, где составляют не более 10—20% от общего объема фрагментов стекол. Все без исключения стекла флюидалные, в большинстве пористые, обычно они монтмориллонитизированы, хлоритизированы и карбонатизированы. Показатель преломления стекол 1,508—1,556.

Цементированы зювиты слабодвупреломляющей глинисто-кремнистой массой, являющейся продуктом преобразования мельчайших частиц стекол и пород цокольного комплекса, главным образом глинистого состава. Наиболее богатый стеклом цемент имеют зювиты в северо-восточном секторе. Основная масса в той или иной степени преобразована последующими низкотемпературными гидротермальными процессами. Трещины и поры нередко выполнены кальцитом, пиритом и цеолитами. В основной массе в количестве от 3—5 до 30—40% содержатся мельчайшие (до 0,1 мм) остроугольные обломки пород и минералов.

Глыбовые зювиты слагают линзовидные тела в основании перекрывающих их лапиллиево-агломератовых зювитов, достигая мощности до 40—60 м. Они развиты локально, перекрывают глыбовые аллогенные брекчии, мегабрекчии или образуют в них неправильной формы участки размером в первые метры, реже в десятки метров. Они вскрываются вдоль западного и южного бортов кратера. Литоидные включения размером 0,1—0,2 м и более составляют до 30—40% объема. Преобладающий размер глыб 0,3—0,5 м. Характерны бомбы изометричных и уплощенных форм до 0,8—1,2 м. Более половины глыб представлены диабазами, габбро-диабазами, мраморами и известняками, остальная часть — различными кремнистыми породами. Глыбы песчаников, алевролитов и аргиллитов встречаются редко. Большинство глыб с конусами разрушения или же с цементными текстурами. Зювиты, цементирующие глыбы, очень плотные, преимущественно витро-литокластические, местами лито-витрокластические. В целом содержание литокластов 27—47%, витрокластов 13—55%, гранокластов 1—5% и основной цементирующей массы 34—56%.

Петрографический состав литокластов весьма пестрый. Наряду с обломками, характерными для вышележащих лапиллиево-агломератовых зювитов, значительный процент составляют различные кремнистые породы; встречаются мраморы, диабазы и габбро-диабазы, чаще встречаются обломки диаплектовых кварца и плагиоклаза и диаплектовые стекла по этим минералам.

Лапилли и бомбы импактных стекол имеют размер до 1,5 м, коричневую или вишневую окраску. Обломки стекол до 5—10 см представлены в основном зеленовато-желтыми интенсивно изме-

ненными разновидностями. Цементирующая масса зювитов глинисто-кремнистая слабодвупреломляющая, отличается отсутствием тонкораздробленного материала и более широко проявившимися гидротермальными изменениями.

Глыбово-агломератовые зювиты развиты локально и преобладают в северо-западном, южном и юго-восточном секторах кратера. Они являются цементом мегабрекчий или образуют в них неправильной формы линзовидные или пластообразные тела протяженностью до нескольких сотен метров. Максимальная мощность их, вскрытая скважинами, 125 м. В зависимости от соотношения расплавленного и обломочного материала, а также степени его дезинтеграции они весьма разнообразны как по содержанию импактных стекол, обломков пород, размерам и формам их нахождения, содержанию и составу основной массы, так и по степени цементации — от почти рыхлых до плотноцементированных и спекшихся. Общей характерной чертой их является относительно низкое содержание цементирующей массы и высокое — обломков пород, а также плохое перемешивание обломочного материала и низкая степень его сортировки. Какой-либо закономерности в распределении материала по размеру, несмотря на значительные мощности, не отмечается; содержание обломков пород 15—65%, импактных стекол 13—72%, минералов от десятых долей до 17% и основной массы 15—46%. Заметна связь состава обломков с составом пород участка, где они развиты. Там, где цокольным основанием являются породы перми, до 90% обломков пород составляют пермские песчаники, алевролиты, аргиллиты; там же, где кратер врезан в породы Пай-Хойского антиклинория, — девонские и каменноугольные породы и т. д. Обломки не сортированы, иногда они обладают флюидальной текстурой, указывая на разогрев и течение под воздействием движущихся масс расплава. Более крупные обломки нередко инъецированы импактным расплавом или зювитом. Среди обломков минералов встречаются диаплектовый кварц, диаплектовое стекло по кварцу и лешательерит ( $n=1,459 \div 1,461$ ).

Включения импактных стекол обычно имеют извилистые контуры, часто они тесно переплетаются с основной массой и обломками пород. Встречаются также обломки до 10—15 см зеленовато-желтой и вишнево-черной окраски. В северном и северо-восточном секторах преобладают вишнево-черные, в юго-западном — зеленовато-желтые стекла.

Характер цемента глыбово-агломератовых зювитов весьма изменчив: от алевроито-глинистого или кремнисто-глинистого до стекловатого. Местами топкоперетертый материал карбонатных пород составляет до 30% объема основной массы.

Химический состав зювитов в ряде случаев отражает средний состав пород цокольного комплекса конкретного участка (табл. 10). Вниз по разрезу от лапиллиево-агломератовых до глыбово-агломератовых в составе зювитов уменьшается содержание кремнекислоты, извести, летучих и увеличивается — титана, глинозема, магния, щелочей и более чем в 2 раза отношение окисного железа



Средний химический состав пород цокольного комплекса  
и импактитов Карской и Усть-Карской астроблем

Оксиды	Карская				Усть-Карская				
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO <sub>2</sub>	57,91 19,16	58,26 7,67	58,25 1,69	60,06 0,64	64,25 4,00	56,69 2,18	56,91 1,68	58,88 1,59	59,21 1,56
TiO <sub>2</sub>	0,62 0,37	0,70 0,23	0,96 0,17	1,09 0,09	0,77 0,12	0,93 0,10	0,95 0,11	1,01 0,12	1,08 0,11
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10,49 6,09	12,37 3,11	15,46 1,39	16,38 0,29	13,07 1,24	15,43 1,07	15,83 1,21	15,56 0,91	16,72 1,07
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,38 1,47	2,13 1,25	3,75 1,47	0,56 0,71	2,66 1,34	1,65 1,98	2,68 1,03	3,60 1,02	0,95 1,02
FeO	4,73 2,62	3,33 1,58	2,77 1,65	6,80 1,39	3,18 1,83	6,72 2,06	5,02 1,18	3,12 1,06	6,25 2,74
MnO	0,21 0,38	0,17 0,17	0,16 0,29	0,11 0,01	0,10 0,06	0,15 0,05	0,10 0,03	0,07 0,03	0,09 0,03
MgO	2,88 1,90	3,78 1,15	4,51 0,82	4,62 0,40	3,41 1,25	4,92 1,27	5,45 0,58	4,43 1,76	4,51 1,18
CaO	8,48 14,10	5,85 3,64	3,73 0,98	3,70 0,14	2,22 1,24	2,64 1,36	2,86 0,90	3,39 1,35	4,55 0,46
Na <sub>2</sub> O	2,08 1,53	1,91 0,80	2,85 0,66	2,82 0,27	1,79 0,83	2,09 0,88	2,14 0,42	2,78 0,51	3,04 0,25
K <sub>2</sub> O	1,51 1,05	1,93 0,54	2,75 0,56	2,23 0,23	2,19 0,46	1,51 0,63	2,00 0,40	2,72 0,80	1,93 0,61
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,24 0,37	0,21 0,05	0,19 0,08	0,22 0,08	0,16 0,07	0,14 0,03	0,19 0,05	0,17 0,04	0,23 0,12
П. п. п.	9,23 10,68	8,27 3,01	4,66 2,12	1,60 0,50	6,53 1,53	7,42 2,64	7,30 0,91	4,70 1,86	2,22 0,72
Количество анализов	51	91	25	11	20	14	9	9	7

Примечание Первая строка — средние значения, вторая — стандартные отклонения. 1, 6 — песчаники, алевролиты, аргиллиты, сланцы, известняки цокольного комплекса; 2, 7 — зювиты; 3, 8 — атакситовые тагамиты; 4, 9 — массивные тагамиты; 5 — коптомиктовая песчаная глина из кластических даек.

к закисному, что может быть объяснено уменьшением вниз по разрезу примеси литоидного материала и увеличением содержания импактных стекол.

Тагамиты имеют ограниченное распространение и составляют лишь доли процента от общего объема импактитов. Выходы тагамитов встречены в юго-восточном и северном секторах кратера. По текстурно-структурным особенностям и составу выделяются два типа: атакситовые — с гологиалиновой структурой основной массы и массивные — с гемикристаллической структурой основной массы.



Атакситовые тагамиты образуют пластообразные, линзовидные и неправильной формы тела мощностью до 10—15 м и протяженностью до 0,3 км, залегающие в глыбово-агломератовых зювитах (рис. 33). Породы содержат до 30% включений обломков пород от долей миллиметра до 3—5 м. По текстурным особенностям матрицы среди них выделяются флюидалные, собственно атакситовые (пятнистые), брекчиевидные и агглютинативные. Выделенные типы слагают отдельные тела или находятся в различных соотношениях друг с другом в пределах одного тела. Матрица атакситовых флюидалных и собственно атакситовых тагамитов отличается наименьшей гетерогенностью и состоит из параллельно чередующихся или переплетающихся участков неправильной формы, выделений и каплеобразных взаимных включений различно окрашенных импактных стекол. Брекчиевидные и агглютинативные тагамиты состоят из фрагментов импактных стекол, сцементированных стекловатым материалом, обычно переполненным обломками пород (брекчиевидные) или спекшихся между собой (агглютинативные). Включения пород и минералов большей частью имеют четкие контуры. Обломки пород представлены песчаниками, алевролитами, различными углисто-глинистыми и углисто-кремнистыми сланцами и известняками. Песчаники нередко частично переплавлены и ударнометаморфизованы. Среди обломков минералов преобладают кварц и полевые шпаты, нередко диаплектовые, встречаются также диаплектовые стекла по этим минералам.

Массивные тагамиты обнаружены лишь в юго-восточном секторе структуры. Они образуют каплевидные, линзовидные и неправильной формы пластообразные тела мощностью до 2—3 м и протяженностью до нескольких десятков метров в атакситовых тагамитах и реже в глыбово-агломератовых зювитах. Породы имеют стекловатый облик с небольшим (до 10—15%) количеством обломков пород. Они характеризуются массивной текстурой и гемикристаллической структурой матрицы. Основная масса состоит из флюидалного стекла, иногда с микролитами плагиоклаза. Включения минералов и пород (песчаники и алевролиты) имеют резкие контуры, реже они оплавлены или окружены каймой черного непрозрачного стекла, некоторые имеют расплывчатые очертания. Включения минералов представлены обломками кварца и полевых шпатов, иногда диаплектовыми, а также диаплектовыми стеклами по ним.

Химический состав тагамитов (табл. 10) в отличие от пород цокольного комплекса более выдержан и в целом отличается более высоким содержанием кремнекислоты, глинозема, щелочей, магния. Атакситовые и массивные тагамиты различаются между собой по содержанию ряда компонентов. Массивные тагамиты богаче кремнекислотой, титаном, глиноземом и беднее летучими. Отношение окисного железа к закисному более чем в 10 раз ниже, чем в атакситовых тагамитах. Различия между составами атакситовых и массивных тагамитов могут быть объяснены различиями в температурных режимах импактных расплавов, при застывании кото-

350°

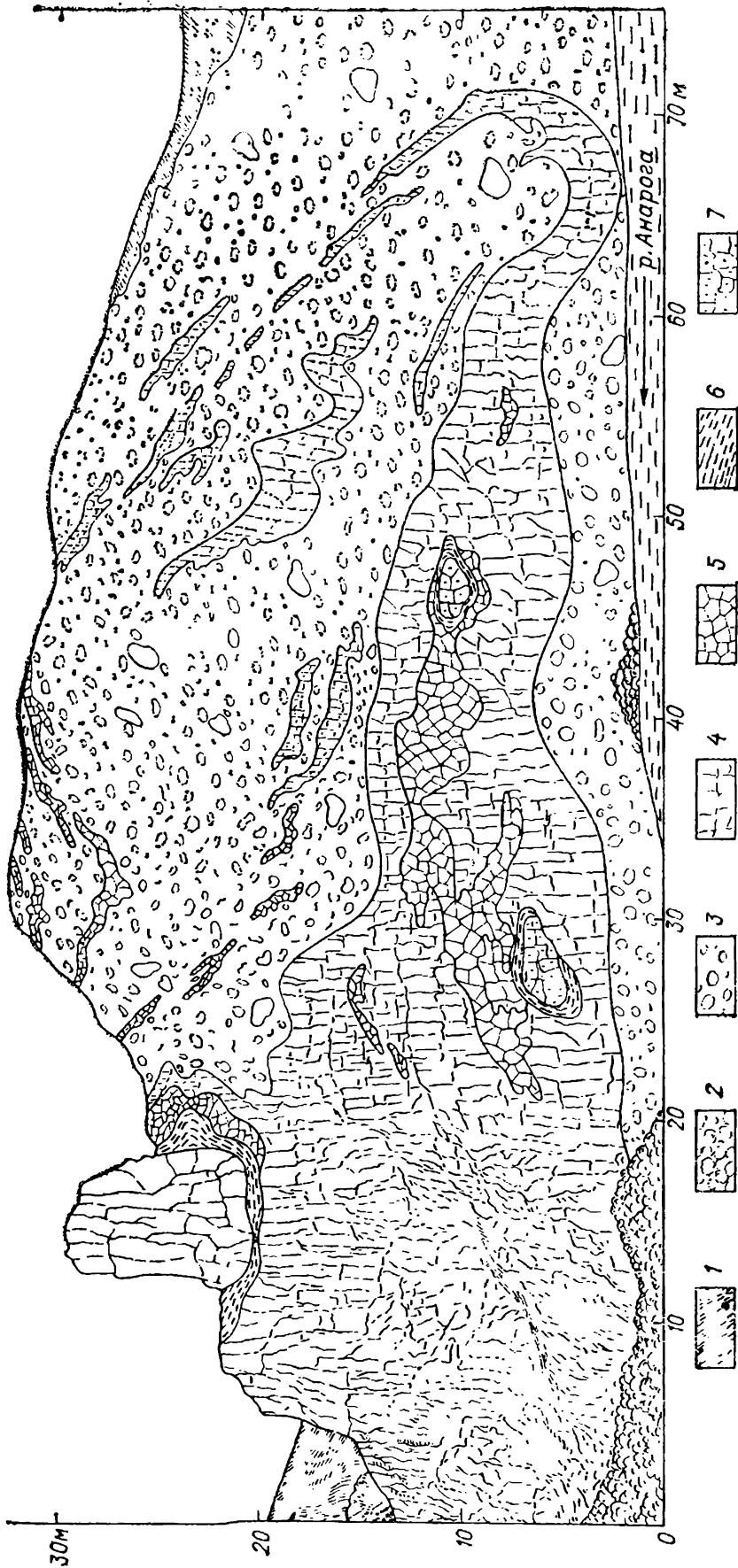


Рис. 33. Формы залегания тагамитов в зювитах. Карская астроблема.

1 — почвенно-растительный покров, 2 — коллювий тагамитов, 3 — глыбово-агломератные зювиты, 4 — атакситовые тагамиты, 5 — массивные тагамиты, 6 — каймы импактных стекол, 7 — глыбы пермских алевролитов.

рых они образовались. Атакситовые тагамиты, по-видимому, возникли за счет фракций импактного расплава, имевших более низкую начальную температуру, массивные образовались при охлаждении и кристаллизации сильно перегретых расплавов, часть которых подверглась селективному испарению.

Содержание элементов-примесей в тагамитах также близко к содержанию их в породах цокольного комплекса. Устанавливается лишь относительный избыток в тагамитах никеля и хрома (превышают содержания в породах цокольного комплекса более чем в 3 раза) — элементов, весьма характерных для каменных метеоритов. Такое относительно высокое содержание этих элементов в тагамитах позволяет предположить, что оно отражает частичную конденсацию испарившегося при взрыве вещества ударившего тела, имевшего хондритовый состав, который вошел в тонкодисперсном состоянии в состав импактного расплава.

В зювитах и аллогенных брекчиях широко развиты кластические дайки. Они обычно встречаются группами по 3—5, а в отдельных случаях до 15 тел. Часть даек пересекает одновременно зювиты и подстилающие их брекчии. За пределами распространения зювитов и брекчий дайки не встречены. Всего выявлено 42 тела мощностью 0,1—7,0 м. Более половины из них имеет мощность менее 1 м и только  $\sim 10\%$  — более 5 м. Глубина проникновения даек, судя по глубине эрозионного среза, видимо, достигает 1,5 км. В скважинах они прослежены до глубины 350 м. Дайки крутопадающие, чаще вертикальные, с отходящими вниз апофизами. Часть таких апофиз имеет слепое окончание, что указывает на развитие и заполнение трещин сверху вниз. Встречаются дайки двукратного заполнения. Зальбанды даек неровные с точным повторением конфигурации противоположных стенок. По отношению к центру кратера выделяются радиальные и концентрические, что может быть объяснено образованием трещин в процессе релаксации истинного дна кратера.

Заполнены дайки песчаными глинами с обломками пород и импактных стекол. Петрографический состав и содержание обломков весьма разные и находятся в зависимости от состава вмещающих пород. Большей частью это угловатые и совершенно несортированные обломки пород цоколя размером до 10 см, нередко с хорошо выраженными конусами разрушения. Обычно дайки, расположенные в слабосцементированных зювитах и брекчиях, содержащих кластический материал из ныне размытых меловых толщ, переполнены происходящими из этих толщ опоками и обломками лигнитов. Напротив, дайки, залегающие в плотных зювитах, заполнены песчаной глиной, почти не содержащей обломков.

Химический состав пород, заполняющих кластические дайки (табл. 10) в целом заметно отличается от состава пород цокольного и коптогенного комплексов. Высокие содержания в обломочном материале кварца, а в основной массе гидрослюд, обусловили сравнительно высокие содержания кремнекислоты, калия и летучих и низкие — глинозема, извести и натрия. Низкие содержания

глинозема, извести и натрия также обусловлены незначительным содержанием обломков пород, в которых обычно существенная часть принадлежит полевым шпатам.

Состав даек, плохая сортировка и окатанность обломочного материала при повышении его содержания (главным образом обломков минералов) в сравнении с зювитами, а также распространение даек в пределах полей развития зювитов и брекчий дают основание предположить, что их формирование происходило на дне закрытого мелководного бассейна за счет разрушения брекчий и зювитов путем пассивного заполнения открытых трещин, возникших в еще не остывших породах.

Наиболее вероятным временем образования кратера является интервал между поздним эоценом и ранним олигоценом. Радиологические калий-аргоновые датировки тагамитов и стекол определяются в 48—65 млн. лет (материалы авторов работы [114], А. А. Межвилка и А. И. Трухалева). К моменту возникновения кратера складчатые палеозойские образования и перекрывающие их платформенные отложения мела и частично палеогена, мощность которых, по-видимому, не превышала первых сотен метров, были затоплены мелководным морем. Образование кратера в мелководном бассейне подтверждается относительно хорошо выраженной градационной макрослоистостью коптогенного комплекса, выражающейся в увеличении вниз по разрезу крупности обломков пород и импактных стекол, интенсивными процессами изменения стекол, преобладанием стекол в виде обломков, условиями залегания и характером распределения импактитов и брекчий, наличием кластических даек и др.

В современном эрозионном срезе облик структуры и характер распределения брекчий и импактитов сильно искажен процессами дифференцированных неотектонических движений, обусловивших разную денудацию отдельных частей астроблемы и в целом глубокую денудацию ее юго-западной части, а также в результате размыва и захоронения этих пород на участках погружений. Объем импактного расплава в составе сохранившихся тел тагамитов и зювитов можно оценить примерно в  $100 \text{ км}^3$ , причем на долю тагамитов приходится не более  $0,2 \text{ км}^3$ .

### **Усть-Карская астроблема**

Усть-Карская астроблема впервые была выделена в 1975 г. М. А. Масловым и Г. Я. Пономаревым на побережье Байдарацкой губы в числе ряда других структур предполагаемого метеоритно-взрывного происхождения в этом районе. Это обосновывалось изолированным характером полосы выходов импактитов и брекчий в цоколе морской террасы от фактории Усть-Кара до устья р. Люби-Яга. Поскольку импактиты и брекчии Байдарацкой губы расположены всего в 5—15 км от борта Карской астроблемы, оставалось неясным, являются ли они выбросами из этой структуры или заполняют отдельный кратер. В 1976—1979 гг. авторами в резуль-

тате изучения состава и условий залегания импактитов и брекчий Байдарацкой губы и сравнения их с импактитами и брекчиями Карской астроблемы были получены убедительные данные в пользу самостоятельности Усть-Карской астроблемы. Наряду с этим близость геологических условий залегания и характера распределения импактитов Байдарацкой губы с условиями, установленными для Карского кратера (их состав, время образования и нахождение в непосредственной близости), позволили заключить, что Карская и Усть-Карская астроблемы являются двойным кратером, вероятно возникшим одновременно при падении двух космических тел или одного тела, распавшегося вблизи Земли. При этом центр Усть-Карского кратера располагается на продолжении проекции траектории ударившего тела, реконструируемой для Карского кратера (с юго-запада на северо-восток).

На побережье Байдарацкой губы выходы импактитов и брекчий образуют в плане сегмент с дугой радиусом  $\sim 12$  км, вдающийся в глубь суши до 5 км и как бы составляющий южную часть круговой структуры, северная часть которой скрыта под акваторией (рис. 29). Обнажающаяся на берегу часть Усть-Карской астроблемы характеризуется равнинным слегка понижающимся к морю рельефом с абсолютными отметками 0—20 м. Ширина этой полосы до 5 км и длина (по берегу моря) более 20 км. Равнина сильно заболочена, с многочисленными прибрежно-лагуновыми озерами. Со стороны суши она окружена пологоувалистым рельефом с абсолютными отметками в днищах рек 25—40 м, а на водоразделах до 100 м. Реки при входе в плоскую равнину образуют ущелья глубиной до 40 м.

Принимая во внимание особенности залегания и распространения пород коптогенного комплекса и морфологию впадины, можно заключить, что Усть-Карский кратер имеет диаметр  $\sim 25$  км. В пределах суши он образован в породах перми (сакмарский, артинский и кунгурский ярусы), смятых в мелкие симметричные складки с углами падения крыльев  $40$ — $65^\circ$  преобладающего субширотного простирания (А. М. Иванова, В. Н. Войцеховский). Они представлены переслаивающимися полимиктовыми песчаниками, углисто-глинистыми сланцами и алевролитами общей мощностью более 1000 м. В зоне, прилегающей к бортам структуры, породы перми, обнажающиеся в глубоких каньонообразных долинах рек, отличаются повышенной трещиноватостью. В состав цокольного комплекса, по-видимому, также входили образования мела, представленные, судя по включениям в импактитах и брекчиях, полимиктовыми песчаниками, алевролитами, глинами с прослоями бурых углей, опок, сидеритов.

Современные морские отложения, слагающие береговую осушь и пляж, а также верхнечетвертичные морские отложения, которые образуют морские террасы первого и второго уровней, перекрывающие образования как цокольного, так и коптогенного комплексов, принадлежат к заполняющему комплексу. Мощность пе-

сков и супесей этого комплекса измеряется первыми десятками метров.

Породы коптогенного комплекса — аллогенные брекчии и импактиты (зювиты и тагамиты) — обнажаются в цоколе морской террасы.

Аллогенные мегабрекчии залегают на слабдеформированных породах перми. В современном срезе их выходы полукольцом шириной 0,5—3,0 км окружают поле распространения импактитов. За контурами кратера мегабрекчии не встречены. Состоят они из глыб размером до 30—40 м, сцементированных тонкораздробленным материалом, в котором преобладает материал дезинтегрированных меловых пород. Брекчии нередко цементируются зювитами. Основной объем мегабрекчии составляют крупные глыбы, поперечник которых превышает первые метры. Они представлены алевролитами, аргиллитами, глинистыми сланцами и песчаниками перми и очень редко бурыми углями и слабосцементированными песчаниками мела. Большинство из них сильно деформированы, часто раздроблены до состояния горной муки или же с текстурами «грис», иногда с мелкими (до 5 см) конусами разрушения. Обломки размером до 3—5 см имеют более пестрый состав. Среди них часто встречаются опоки, сидериты, желваки фосфоритов, ожелезненные песчаники, глины, т. е. преобладает материал, происходящий из меловых толщ.

Импактиты в пределах суши занимают около половины объема пород коптогенного комплекса. Повсеместно они залегают на мегабрекчиях. Наблюдаемые контакты крутые (30—50°) с падением на северо-запад (315—355°).

Зювиты представляют собой большей частью плотносцементированные брекчии с остроугольно-оскольчатой формой отдельности. Они характеризуются весьма низким содержанием цементирующей массы, высоким — обломков пород, субгоризонтальной ориентировкой обломков пород и стекол, плохим перемешиванием материала и низкой степенью сортировки. По преобладающим в объеме зювитов размерам обломочного материала все они принадлежат к глыбово-агломератовым разновидностям. Они являются составной частью мегабрекчии: цементируют крупные глыбы или образуют в мегабрекчиях гнезда, линзовидные или пластообразные тела протяженностью до нескольких сотен метров. По количественным соотношениям обломков пород и импактных стекол зювиты относятся к витро-литокластическим, лишь местами вблизи тел тагамитов развиты лито-витрокластические и иногда витрокластические (спекшиеся). Обычно обломки стекол составляют 25—35% объема пород, примерно столько же — цементирующая масса и около половины объема — литоидные включения. Наряду с этим локально развиты слабосцементированные зювиты, в которых содержание основной массы достигает 60%, а стекло не превышает 15%. Этот тип зювитов имеет ограниченное распространение и преобладает в восточной части сегмента кратера.

Петрографический состав обломков пород довольно однообразный; основную массу их составляют породы перми: алевролиты, аргиллиты, глинистые сланцы, реже встречаются песчаники, бурые угли, опоки и сидериты мела. Преобладающий размер обломков 0,5—10 см, отдельные достигают 6—8 м. Независимо от состава и размера обломки угловатые или угловато-сглаженные, встречаются с цементными текстурами, иногда с конусами разрушения. Обломки кварца и полевых шпатов остроугольные, часто трещиноватые, побуревшие и иногда с планарными элементами.

Импактные стекла представлены обломками, лапиллями и бомбами, в том числе деформированными. Преобладающий размер обломков 0,5—2,0 см, отдельные бомбы достигают в поперечнике 0,8—1,2 м. Среди весьма разнообразных форм бомб и лапиллей можно выделить неправильно-изометричные, веретенообразные и лентовидные деформированные. Практически все бомбы и более крупные лапилли в той или иной степени пористые. Обычно в их поперечном разрезе выделяются концентрические зоны, характеризующиеся различной степенью пузырчатости: от массивных (в периферической части) до почти полых в центре. Большой частью поры заполнены светло-зеленым хлорофеем ( $n=1,541 \pm \pm 0,002$ ). По текстурным особенностям, составу и окраске все стекла, как и в Карской астроблеме, можно объединить в две группы: зеленовато-желтые и вишнево-черные. Первые — более пористые и флюидальные и помимо обломков слагают неправильно-изометричные бомбы, вторые — более массивные и чаще образуют лентовидные деформированные бомбы. В общем объеме зювитов несколько преобладают (особенно в виде обломков) зеленовато-желтые стекла, но распределение их весьма неравномерное. Характерно, что в местах преобладания вишнево-черных стекол зювиты более плотные, местами спекшиеся. Показатель преломления стекол 1,510—1,549.

Цементирующая масса зювитов стекловато-глинистая, почти изотропная, светло-коричневая практически без гранокластов. При высоком содержании обломков пород из меловых толщ цемент приобретает глинистый характер. Для витрокластических зювитов характерен стекловатый цемент с флюидальной текстурой. Нередко цементирующая масса хлоритизирована и карбонатизирована, трещины и поры выполнены пиритом и цеолитами.

Химический состав зювитов (табл. 10) отвечает усредненному химическому составу пород перми, развитых в районе Усть-Карской астроблемы. Основное отличие — значительно более высокое отношение окисного железа к закисному.

Тагамиты по сравнению с аналогичными породами Карской астроблемы имеют более широкое распространение и занимают ~3—5% общего объема импактитов. Обнажаются они в районе м. Полковник и в цоколе морской террасы примерно в 18 км восточнее пос. Усть-Кара. По текстурно-структурным особенностям и составу выделяются атакситовые и массивные тагамиты.

Атакситовые тагамиты образуют пластообразные и неправильной формы тела мощностью до 10—12 м и протяженностью до 100 м, залегающие в приподошвенной части толщи зювитов. Переходы к зювитам постепенные, нередко основное тело сопровождается шлировидными ответвлениями. Тагамиты насыщены обломками пород (до 35%), содержат включения импактных стекол лентовидных и лепешковидных форм размером до 1,5—2,0 м. Текстура их брекчиевидная, брекчиевидно-такситовая, участками флюидальная, структура матрицы гологиалиновая. Гетерогенная тонкоструктурная стекловато-обломочная матрица, содержание которой не превышает 20—30%, цементирует обломки пород, минералов и импактных стекол. Среди включений также встречаются диаплектовые стекла и лешательерит. Импактные стекла обычно монтмориллонитизированы и хлоритизированы, бурые, часто флюидальные и пористые. Среди обломков пород преобладают алевролиты и аргиллиты, иногда со следами пластического течения.

Массивные тагамиты встречены в виде линз (до 1,5 м) в атакситовых тагамитах, обнажающихся в цоколе морской террасы в 18 км восточнее пос. Усть-Кара. Линзы атакситовых тагамитов ориентированы субгоризонтально, согласно с общей ориентировкой включений, и имеют четкие контакты с атакситовыми тагамитами. Содержание обломков пород и минералов в них невелико (до 20%). Основная масса их имеет гемикристаллическую структуру и мелкопористую, пятнистую, иногда флюидальную текстуру. Включения представлены в основном алевролитами, аргиллитами, кварцем и полевыми шпатами и нередко характеризуются расплывчатыми очертаниями, часто с каймами плавления. Они распределены в породе неравномерно, отдельные участки матрицы совсем лишены включений.

Средний химический состав тагамитов приближается к составу пород цокольного комплекса (табл. 10), отличаясь главным образом меньшим содержанием летучих. В тагамитах также несколько выше содержание кремнекислоты, глинозема и щелочей. Атакситовые и массивные тагамиты в целом соответствуют аналогичным породам Карской астроблемы и четко различаются между собой по содержанию ряда компонентов. В массивных тагамитах в 6 раз ниже отношение окисного железа к закисному и более чем в 2 раза ниже содержание летучих, главным образом воды.

### Попигайская астроблема

На севере Среднесибирского плоскогорья в бассейне среднего течения р. Попигай, правого притока р. Хатанга, в 1946 г. Д. В. Кожевиным была выявлена округлой формы котловина; она в разное время рассматривалась как грабен, вулканотектоническая кальдера, эрозионная впадина, кратер оседания, наложенная синеклиза и т. д. Эти представления отражены в ряде работ [27, 48, 95, 104 и др.]. Заполняющие котловину породы относились при этом к осадочно-вулканогенным образованиям преимущественно мело-



вого возраста. В 1970 г. в результате полевых исследований и анализа всех имеющихся материалов В. Л. Масайтисом, М. В. Михайловым и Т. В. Селивановской впервые была обоснована точка зрения о том, что Попигайская котловина — один из крупнейших на Земле метеоритных кратеров [68, 69 и др.]. Многочисленные последующие геологические и другие работы подтвердили эти данные и позволили получить обширные материалы, значительно уточняющие первоначальные представления о строении кратера и составе заполняющих его пород (В. В. Гирн, М. М. Гончаров, А. Н. Данилин, Н. А. Донов, В. Т. Кириченко, Г. М. Лопатин, Л. А. Лопатина, Л. А. Маркович, В. Л. Масайтис, М. С. Мащак, М. В. Михайлов, В. Г. Межубовский, А. И. Райхлин, Т. В. Селивановская, Ю. М. Шульгин и другие), хотя отдельные исследователи еще придерживаются прежних точек зрения [95 и др.].

Современная морфология Попигайской котловины в известной мере наследует первичную морфологию взрывного кратера, которая существенно модифицирована длительной эрозией и накоплением рыхлых плиоцен-четвертичных и четвертичных отложений. Она имеет округлую форму диаметром  $\sim 75$  км с абсолютными отметками днища 20—80 м, окруженную плато, возвышающимся над днищем котловины до 200 м и более. В северо-восточной и восточной частях днище котловины представляет собой сравнительно плоскую сильно заболоченную равнину. В западной и юго-западной частях днище приподнято и характеризуется более расчлененным рельефом. Здесь развиты плоские возвышенности и полукольцевые гряды высотой до 280 м, расположенные параллельно западному борту котловины. Вдоль западного и северного борта котловины примерно в 45—50 км от ее центра, на фоне окружающего плато выделяются прерывистые цепи отдельных возвышенностей и протяженных гряд размером от первых километров до  $5 \times 20$  км. Они возвышаются на 100—150 м над окружающей местностью, ориентированы параллельно бортам кратера. Обнажающиеся в них породы обычно древнее окружающих и разбиты густой сетью разломов. Большей частью, особенно вдоль северного борта котловины, они выступают среди аллогенных брекчий, сохранившихся в пониженных участках рельефа. Эти приподнятые участки можно рассматривать как реликты цокольного вала.

Попигайский кратер образован в кристаллических породах раннедокембрийского фундамента (северная часть Анабарского щита) и перекрывающих их пород платформенного чехла.

Архейские образования фундамента представлены двумя сериями: верхнеанабарской и хапчанской. В составе верхнеанабарской серии преобладают гиперстеновые, двупироксеновые и амфибол-двупироксеновые гнейсы и плагиогнейсы с прослоями биотит-гранатовых и гиперстен-гранатовых гнейсов, пироксеновых кристаллических сланцев. Мощность серии 5—7 км. Породы хапчанской серии обнажаются в северо-западной части котловины среди полей импактитов в виде полукольца шириной до 5—6 км и протяженностью до 40 км, а также вдоль юго-западного борта кра-

тера. В разрезе серии чередуются гранатовые, биотит-гранатовые, графит-гранатовые, гранат-пироксеновые и амфибол-биотитовые гнейсы и плагиогнейсы с линзами силлиманитовых, кордиеритовых и пироксеновых кристаллических сланцев, мраморов, кальцифиров и салит-скаполитовых пород. Все породы интенсивно гранитизированы. Мощность серии не превышает 3—5 км.

Верхнепротерозойские отложения мукунской и билляхской серии и старореченская свита развиты вдоль западного, южного и юго-восточного бортов кратера. Мукунская серия сложена в основном кварцевыми и кварц-полевошпатовыми песчаниками и кварцито-песчаниками буровато-красной и розовато-серой окраски мощностью от 60 (к юго-востоку от борта кратера) до 500 м (к западу от его борта). Разрез билляхской серии представлен переслаивающимися пестроокрашенными строматолитовыми доломитами, глинистыми доломитами, кварцевыми песчаниками с прослоями гравелитов и конгломератов. Максимальная мощность отложений 350 м. Старореченская свита сложена однообразной 120—140-м толщей светло-серых и коричневатых строматолитовых, песчаных и глинистых, часто битуминозных доломитов с прослоями песчаников и внутриформационных конгломератов.

Отложения кембрийской системы развиты вдоль восточного, юго-восточного и северо-западного бортов котловины. Отложения нижнего отдела имеют максимальную мощность 110 м и представлены доломитами, глинистыми известняками с прослоями мергелей и алевролитов. Средний и верхний отделы сложены однообразной толщей мощностью ~400 м светло-серых доломитов с редкими прослоями известняков и мергелей.

Отложения пермской системы (нижний и верхний отделы) имеют широкое распространение к северу и северо-востоку от бортов котловины. Это серые полимиктовые и кварцевые песчаники, чередующиеся с редкими прослоями алевролитов, аргиллитов, песков, песчано-глинистых и углито-глинистых сланцев общей мощностью 120—230 м. К образованиям триасовой системы отнесены туфы базальтов с прослоями алевролитов и песчаников мощностью не более 20—30 м, развитые севернее котловины в виде небольших полей.

Отложения меловой системы общей мощностью 30—45 м сохранились лишь участками в понижениях рельефа. К нижнему отделу относятся бурые и коричневатые слюдястые и углестые пески, чередующиеся с глинистыми песками и глинами с прослоями кварц-полевошпатовых песчаников и аргиллитов. Желтовато-серые кварц-полевошпатовые пески и песчаники с прослоями зеленоватых глин, лигнитовых углей и линз гравелитов и конгломератов принадлежат к верхнему отделу системы.

Изверженные породы представлены архейскими амфиболитизированными и серпентинизированными перидотитами и пироксенидами, метагаббро и метагаббро-норитами, образующими редкие мелкие линзовидные тела, а также порфиробластическими гиперстеновыми гранитами, составляющими не менее 10% объема гней-

совой толщи. К раннепротерозойским образованиям отнесены порфиробластические биотит-амфиболовые граниты, а также лейкократовые биотитовые граниты и аляскиты, которые пронизывают вмещающие гнейсы и сопровождаются полями послынных мигматитов. Позднепротерозойские интрузии представлены дайками диабазов и габбро-диабазов. К раннему триасу относятся пластовые и неправильные секущие интрузии и дайки долеритов, габбро-долеритов и трахидолеритов, залегающие преимущественно в терригенно-осадочных породах перми.

Породы цокольного комплекса по периферии котловины, а также взрывные брекчии и импактиты коптогенного комплекса, развитые в ее внутренней части, перекрыты плиоцен-четвертичными и четвертичными образованиями заполняющего комплекса мощностью до нескольких десятков метров. Это в основном озерно-аллювиальные, аллювиальные, а также ледниковые и водноледниковые гравийно-галечные и песчано-суглинистые образования, золотые пески и озерно-болотные суглинки.

По́пигайский кратер четко фиксируется как в гравитационном, так и магнитном полях. Гравитационное поле кратера отрицательное, имеет округлую форму, которая хорошо выделяется на общем фоне линейновытянутых положительных аномалий северо-западного простирания, совпадающих с общим простиранием пород кристаллического фундамента. В пределах котловины гравитационное поле имеет концентрическизональное строение, обусловленное главным образом рельефом истинного дна кратера. Вдоль борта котловины выделяется кольцевая зона пониженных значений силы тяжести с абсолютным минимумом в юго-восточной части. К центру котловины она сменяется кольцом повышенных значений силы тяжести с максимумом в западной части, где на дневную поверхность выходят породы кристаллического фундамента. Затем напряженность поля постепенно снижается к центру котловины.

Магнитное поле в пределах котловины в целом отрицательное. На фоне интенсивных линейных положительных и отрицательных аномалий северо-западного простирания, обусловленных составом и строением кристаллического фундамента, оно выделяется изометричными, большей частью отрицательными, иногда знакопеременными аномалиями со средними значениями 200—600 гамм.

Основные элементы внутренней структуры кратера изображены на схеме (рис. 34). Из нее следует, что поверхность истинного дна кратера срезает породы кристаллического фундамента во внутренней части кратера (внутренней воронке диаметром  $\sim 75$  км) и породы осадочного чехла во внешней части кратера (внешней воронке диаметром  $\sim 100$  км). Условная граница внешней и как бы вложенной в нее внутренней воронки проходит по нулевой изогипсе или несколько ниже. В рельефе этой поверхности намечаются элементы центральной и осевой билатеральной симметрии (ось которой имеет северо-восточное простирание). К числу первых относятся предполагаемое центральное поднятие и окружающий его малый кольцевой желоб, кольцевое поднятие и большой кольце-

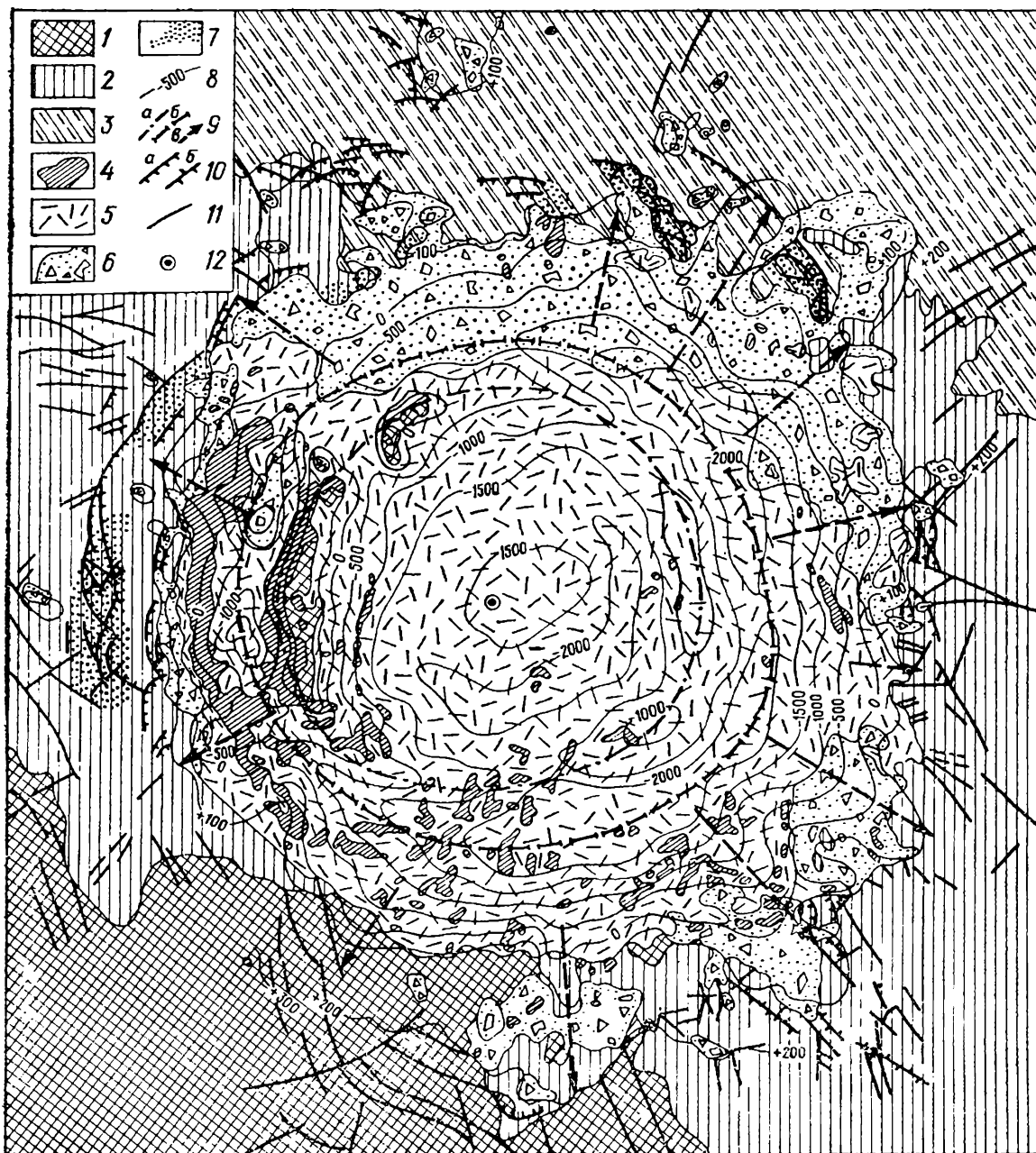


Рис. 34. Глубинное строение Попигайской астроблемы.

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—6 — коптогский комплекс (4 — тагамиты, 5 — зювиты, 6 — аллогенная брекчия); 7—9 — морфоструктурные элементы кратера: 7 — реликты цокольного вала, 8 — изогипсы поверхности истинного дна кратера — установленные и предполагаемые, 9 — оси кольцевого поднятия (а), кольцевого желоба (б), радиальных желобов (в); 10—11 — разрывные нарушения: 10 — надвиги (а), сбросы (б); 11 — разломы неустановленной морфологии; 12 — геометрический центр кратера.

вой желоб. Все эти элементы рельефа располагаются в пределах внутренней воронки. Внешняя воронка, кольцом охватывающая внутреннюю, ограничивается хорошо выраженными в рельефе в северо-западной и западной частях кратера реликтами цокольного вала.

Предполагаемое центральное поднятие имеет диаметр 10—15 км и амплитуду над окружающим его кольцевым желобом 0,4—0,8 км. Диаметр малого кольцевого желоба 20—25 км. Минимальные отметки в пределах этого желоба могут быть оценены в 2000 м, что отражает одновременно и предполагаемую суммарную мощность коптогенного комплекса в этой части кратера.

Наиболее четко выраженным элементом рельефа истинного дна является кольцевое поднятие, диаметр которого  $\sim 45$  км. В северо-западной части кратера поднятие в пределах дуги с углом  $\sim 120^\circ$  выступает на поверхность, а в юго-восточной скрыто под более чем километровой толщей импактитов (рис. 35). Внутренние склоны кольцевого поднятия положе внешних: крутизна внутренних склонов 3—20°, внешних 5—30°, местами до 40—45°.

Окружающий кольцевое поднятие желоб имеет диаметр 55—60 км. Глубина кольцевого желоба по отношению к кольцевому поднятию в северо-западной части структуры составляет 1,7—2,0 км, в юго-восточной — 1,2—1,5 км. Рельеф поверхности цоколя в пределах желоба весьма неровный с резкими перепадами высот в несколько десятков и сотен метров. Внешние склоны кольцевого желоба сравнительно крутые (10—20°) и лишь там, где располагаются радиальные желобы, они выполаживаются до 3—5°.

По отдельным радиусам в направлении от центра примерно от оси кольцевого желоба и до границ внешней воронки прослеживаются радиальные желобы. Максимальная протяженность их 20—25 км. В пределах внутренней воронки кратера они узкие — первые километры, во внешней резко расширяются. Судя по характеру деформаций цоколя и реликтам заполняющих их аллогенных брекчий и импактитов, наблюдаемым в пределах внешней воронки кратера, радиальные желобы имеют здесь ширину до 10—15 км и протяженность от 1—3 до 10 км (языки выпахивания). Языки выпахивания придают контурам кратера фестончатый вид в плане.

В пределах внешней воронки в радиусе до 50 км от центра широко развиты в весьма сложных сочетаниях центробежные надвиги, взбросо-надвиги, клиппены, различные складки и разрывные нарушения, которые постепенно затухают в радиальном направлении. Они окружают прерывистым полукольцом северную половину структуры, охватывая  $\frac{2}{3}$  периметра кратера. Амплитуда латерального перемещения по надвигам от сотен метров до нескольких километров. Помимо нарушений, в целом параллельных границам кратера, отмечаются и радиальные разломы длиной от 1—5 до 10—15 км.

Исходя из анализа гидрографической сети и материалов космических съемок, слабопроявленные деформации горных пород в окружении кратера могут быть прослежены в радиусе до 70 км.

Породы, образующие истинное дно кратера в пределах как внутренней, так и внешней воронки, в той или иной степени деформированы. Кристаллические породы фундамента, обнажающиеся в пределах кольцевого поднятия в западной части кратера, катак-

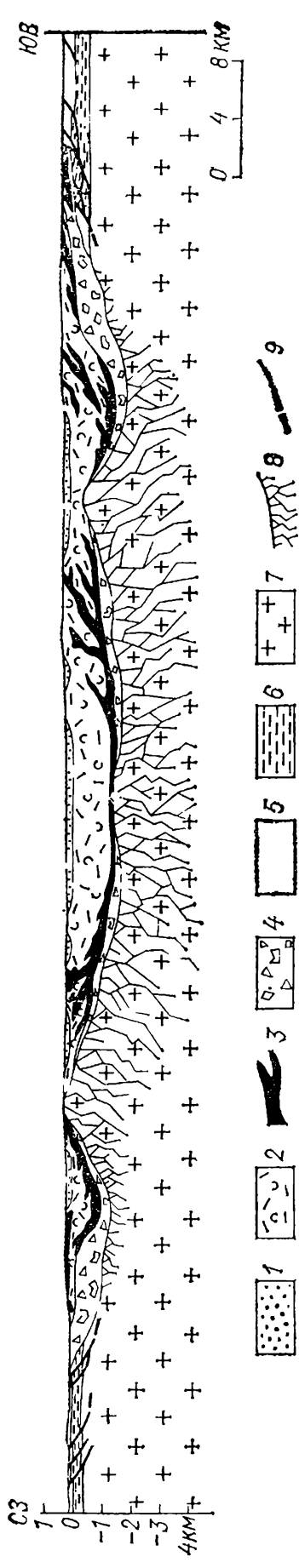


Рис. 35. Разрез Полигайской астролемы.

1—4 — коптогенный комплекс (1 — коптокластны, 2 — зювиты, 3 — тагаиты, 4 — аллогенная брекчия); 5—7 — цокольный комплекс (5 — осадочные, вулканогенно-осадочные и изверженные породы палеозоя и мезозоя, 6 — осадочные породы верхнего кристаллические породы архея); 8 — аутигенная брекчия; 9 — разрывные нарушения (надвиги).

лазированы (аутигенная брекчия). В них отмечаются различные проявления ударного метаморфизма 0—I степени, отдельные жилы инъекционных брекчий и импактитов. Судя по данным бурения, степень катаклаза пород постепенно ослабевает на глубину. Можно предполагать, что мощность раздробленных и частично переплавленных кристаллических пород в центре структуры измеряется несколькими километрами.

Все пониженные участки рельефа истинного дна кратера, по-видимому, заполнены аллогенными брекчиями значительной мощности [129]. Можно предполагать, что центральное поднятие полностью перекрыто аллогенными брекчиями. Только верхние части склонов кольцевого поднятия в северо-западной и юго-восточной частях кратера, как это наблюдается на поверхности, выступают из-под аллогенных брекчий и перекрываются непосредственно импактитами. Особенно мощные скопления аллогенных брекчий приурочены к внешним склонам кольцевого желоба (к борту кратера) в западном, северном, восточном и юго-восточном секторах. Лишь на юго-западном борту кратера в верхней части его склона импактиты залегают на деформированных кристаллических породах фундамента. В целом мощность аллогенных брекчий в кольцевом желобе может быть оценена от 0,5—0,7 км в западной части кратера до 1,5 км в восточной и северной. Сохранившиеся от размыва реликты дальних выбросов аллогенных брекчий в виде небольших пятен (2×3 км и менее) находятся за пределами внешней воронки в 15—25 км от ее границ. Мощность таких останцов составляет первые десятки метров,

а размеры отдельных глыб в брекчиях достигают в поперечнике также десятков метров.

В отдельных случаях удается установить, что на внешнем склоне кольцевого желоба микрорельеф подошвы импактитов, образованный аллогенной глыбовой брекчией, имеет гребневидный характер, причем эти гребни (высота первые десятки метров, ширина 100—200 м) имеют радиальное по отношению к центру кратера простирание.

Перекрывающие аллогенные брекчии импактиты (тагамиты и зювиты) образуют линзовидное тело с максимальной мощностью, определяемой в 1,6—1,7 км. Это тело в целом вытянуто перпендикулярно к оси симметрии кратера, центр тяжести его смещен к юго-западу от геометрического центра структуры. В юго-западном секторе внешний край линзы импактитов залегает непосредственно на породах цоколя. Выбросы тагамитов встречены в пределах сектора далеко за границами внутренней воронки непосредственно на архейском цоколе. В западном, юго-западном и южном секторах также сосредоточены основные массы тагамитов, мощность пластовых тел которых местами достигает нескольких сотен метров. В пределах северо-восточного сектора с углом в  $60^\circ$  импактиты подстилаются мощной толщей аллогенной брекчии, внешние контуры распространения которой уходят здесь наиболее далеко на северо-восток от границ распространения импактитов на поверхности (рис. 34). Характерно также, что в пределах этого сектора тагамиты на поверхности практически отсутствуют, а зювиты развиты ограниченно. Здесь и почти везде по остальной части периметра кратера (исключая юго-западный сектор) импактиты подстилаются мощными толщами аллогенной брекчии, выступающими на поверхности.

Охарактеризованные черты билатеральной симметрии кратера, в том числе проявляющиеся в особенностях распределения аллогенных брекчий и импактитов, обусловлены скорее всего косым ударом космического тела, которое двигалось, судя по характеру симметрии, с северо-востока по азимуту  $210\text{—}220^\circ$

Аллогенные брекчии состоят из раздробленного и смешанного в различных соотношениях материала пород осадочного чехла и кристаллического фундамента. Они подразделяются на крупноблоковые (мегабрекчия и клиппеновая брекчия), грубообломочные (дресвяная, щебенчатая, глыбовая брекчия) и коптокластиты (псаммито-алевритовая брекчия).

Крупноблоковые брекчии образованы отторженцами и глыбами пород различного состава размером от первых метров до нескольких сотен метров и даже до 1,0—1,5 км. Мегабрекчии почти лишены цемента, или он представлен раздробленным и перетертым материалом тех же пород. Клиппеновые брекчии чаще всего имеют мономиктовый состав и нередко переходят вниз по вертикали в слабонарушенные породы цокольного комплекса. Эти типы брекчий широко распространены на поверхности во внешней воронке кратера, а также на глубине в нижней части разреза коптоген-

ного комплекса. Мегабрекчии совместно с грубообломочными брекциями прерывистым кольцом с запада, севера и востока шириной до нескольких километров окружают поля развития импактитов во внутренней части кратера, залегая на частично деформированных породах цокольного комплекса. Особой разновидностью являются мегабрекчии кристаллических пород, сцементированные импактитами. Они залегают в нижней части разреза коптогенного комплекса в северо-западном и юго-западном секторах кратера. Мощность ее превышает 100 м (рис. 36). Эти брекции развиты в основании мощных тел тагамитов, выполняющих радиальные желоба.

Грубообломочные брекции состоят из обломков и глыб размером от долей метра до первых метров, иногда округленных и сцементированных мелкообломочным материалом. Эти брекции обычно полимиктовые, они широко распространены как во внешней, так и во внутренней воронке. Как и крупноблоковые, они развиты преимущественно в основании коптогенного комплекса, однако отдельные линзы таких брекчий иногда встречаются среди зювитов, грубообломочные брекции также частично перекрывают импактиты в периферической части поля их развития. Мощность грубообломочных брекчий может достигать нескольких сотен метров.

Коптокластиты состоят в основном из распыленного материала малоплотных осадочных пород перми и мезозоя. Это зеленовато-серые и светло-серые слабосцементированные породы, включающие мелкие (до 1—2 см) обломки угля, песчаников, алевролитов, глин, сидеритов, реже обломки и мелкие линзы импактных стекол и нередко отдельные глыбы гнейсов, долеритов, доломитов, кварцитов и других пород. Иногда наблюдаются переходы к витрогранокластическим зювитам. Коптокластиты с многочисленными участками и линзами зювитов (между которыми наблюдаются нередко резкие контакты) распространены во внутренней части кратера, где они развиты в верхних частях разреза коптогенного комплекса. Мощность коптокластитов в центральной части структуры, видимо, составляет первые сотни метров. Коптокластиты входят также в состав мегабрекчий и глыбовых брекчий, образуя их цемент.

Общими особенностями состава и структуры всех видов аллогенных брекчий являются отсутствие каких-либо перерывов, сортировки обломочного материала (отдельные глыбы до десятков или первых сотен метров в поперечнике могут присутствовать, например, среди коптокластитов), отсутствие слоистости, взаимные переходы отдельных типов пород, присутствие импактных стекол в виде мелких частиц и бомб и т. д. Обломки и глыбы в брекциях нередко несут признаки интенсивного дробления в результате ударного сжатия, что особенно характерно для кристаллических пород. Отмечаются породы с цементной текстурой и конусами разрушения высотой до 10—15 см. Минералы обломков пород из брекчий характеризуются многочисленными признаками ударного





**Рис. 36. Пластообразное тело тагамитов. Попигайская астроблема (в основании тела мегабрекчия кристаллических пород, сцементированная тагамитами).**

метаморфизма, в частности различного рода ударными деформациями (диаплектовые минералы). В ряде случаев встречаются диаплектовые стекла, коэсит [52], стишовит [24], а также мономинеральные стекла плавления по кварцу (лешательерит), полевым шпатам и пироксенам и смешанные полиминеральные стекла различного состава и т. д. [69, 71 и др.].

Попигайская астроблема отличается весьма широким распространением импактитов (тагамитов и зювитов). Зювиты составляют примерно  $\frac{3}{4}$  объема импактитов [69, 101]. Залегают они в основном на аллогенной брекчии, но в пределах приподнятых участков истинного дна кратера (кольцевое поднятие) и местами на его юго-западном борту непосредственно на породах цокольного комплекса. Суммарная мощность покрова зювитов в центре структуры, возможно, превышает 1000 м. Кроме того, зювиты образуют мелкие линзы и участки (до десятков метров) в толще аллогенных брекчий. Для зювитов характерно присутствие несортированных по размеру, составу и степени ударного преобразования глыб и обломков различных пород, а также наличие бомб

стекла и обломков гнейсов, окаймленных стеклом. Иногда в аллогенной брекчии среди линз зювитов наблюдаются лентовидные деформированные бомбы.

Исходя из соотношений литокластов, кристаллокластов (или гранокластов) и витрокластов выделяются витро-гранокластические, grano-витрокластические, витро-кристаллокластические, кристалло-витрокластические, витро-литокластические, лито-витрокластические и витрокластические зювиты. По преобладающим размерам обломков первые четыре разновидности могут быть отнесены преимущественно к крупногубообломочным, остальные — к лапиллиево-агломератовым. В основании зювитовой толщи ограниченно развиты глыбовые, обычно витро-литокластические зювиты.

Витро-гранокластические и grano-витрокластические зювиты состоят из дезинтегрированного материала слабосцементированных осадочных пород (10—75%), главным образом перми и мела, импактных стекол и примеси обломков плотных пород (до 10%). Витро-гранокластические зювиты развиты обычно среди коптокластитов в виде линз и неправильных участков до 5—10 м в поперечнике; иногда образуют линзовидные тела мощностью до нескольких десятков метров в верхней части толщи зювитов во внутренней воронке кратера; нередко переходят в коптокластиты со стеклом. В отдельных случаях в верхней части толщи наблюдается слабовыраженная сортировка обломочного материала зювитов, линзовидная слоистость, обусловленная отложением его из базисной волны. Grano-витрокластические зювиты содержат большее количество стекла и отличаются большей плотностью. Они образуют сплошные поля во внутренней воронке кратера.

Кристалло-витрокластические зювиты, так же как и витро-кристаллокластические, являются результатом тонкого измельчения и перемешивания материала кристаллических пород фундамента с частицами импактных стекол. Содержание обломков пород, размер которых не превышает первые сантиметры, не более 10%. Остальная часть зювитов состоит в разных соотношениях из мелких кристаллокластов и витрокластов. Они залегают во внутренней воронке кратера непосредственно на кристаллических породах кольцевого поднятия.

Лито-витрокластические и витро-литокластические зювиты отличаются повышенным содержанием обломков различных пород, как метаморфических, так и осадочных; содержание кристаллокластов и гранокластов в сумме не превышает 10%. Эти породы широко развиты на внутреннем склоне кольцевого поднятия кратера в северо-восточном секторе кратера, а также в южном, юго-восточном и восточном секторах.

Витрокластические зювиты сложены в основном обломками и бомбами импактного стекла, обломки пород и минералов составляют по объему не более 20%. Они широко распространены в северо-западном, южном и юго-восточном секторах в виде пластообразных тел и залегают совместно с тагамитами на аллогенной брекчии. Среди витрокластических зювитов выделяются две раз-

новидности. Первая — витрокластические «спекшиеся» зювиты. Это плотные породы, в которых более светлые различной формы лепешки и обломки массивного стекла сцементированы более темным стекловатым материалом (рис. 37). Они характерны для северо-западного, западного секторов кратера. Вторая разновидность — собственно витрокластические зювиты, содержащие обломки и бомбы разноокрашенных (обычно светлоокрашенных), часто пористых стекол. По сравнению с первой разновидностью в них наблюдается большее количество гранокластов. Характерно присутствие зональных массивных или пемзовидных бомб стекла до 10—20 см в поперечнике, иногда с признаками аэродинамической обработки. Они широко развиты в южном, юго-западном и юго-восточном секторах астроблемы.

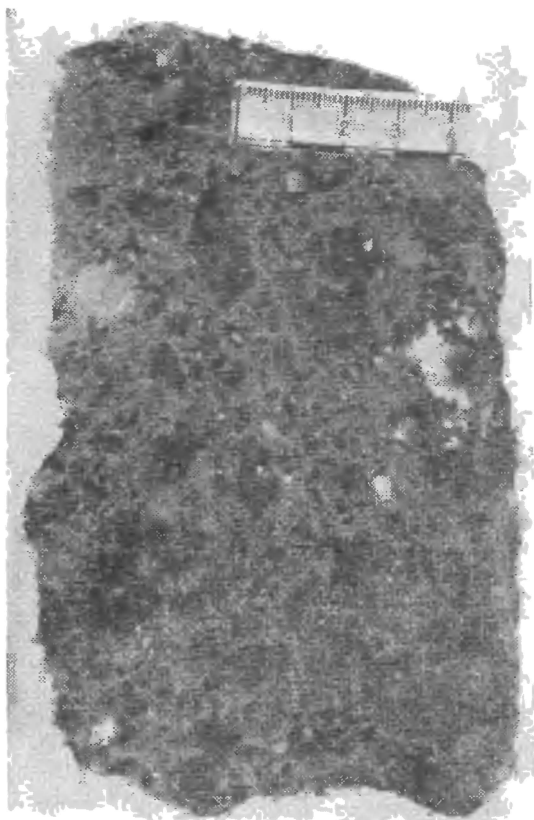
Литоидные обломки во всех разновидностях зювитов представлены главным образом кристаллическими породами архея и в меньшей степени верхнепротерозойскими, палеозойскими и мезозойскими терригенно-карбонатными и основными изверженными породами. Обломки пород и слагающие их минералы обычно несут признаки ударного метаморфизма I—III ступени. Первичные минералы нередко превращены в диаплектовые стекла и стекла плавления, частью девитрифицированные. В обломках диаплектового кварца встречен коэсит.

Стекла, входящие в состав зювитов в виде фледлей (фигурных плоских бомб) и обломков, разнообразны по окраске, текстуре и структуре; различаются также насыщенностью обломками минералов и пород. Они нередко девитрифицированы и в той или иной степени претерпели вторичные изменения, в частности по ним развиваются агрегаты хлорита, монтмориллонита, цеолитов, кальцита. Мономинеральные стекла по кварцу и полевым шпатам бесцветны или буроватой окраски, имеют мелкопористую текстуру, флюидальны, с показателем преломления 1,461—1,551. Полиминеральные стекла широко варьируют по окраске: от непрозрачных темноокрашенных до светлоокрашенных и полосчатых разноокрашенных; обладают как пористой, так и массивной текстурой; их показатели преломления 1,542—1,600. В стеклах и обломках минералов обнаружены сферулы высоконикелистого троилита с включениями тэнита, а также самородный никель [73].

Кристаллокласты и гранокласты (кластические зерна дезинтегрированных осадочных пород) имеют размер 0,1—0,3 см, нередко обладают признаками ударного метаморфизма I—III ступени, иногда оплавлены. Тонкодисперсный цемент зювитов (0,01—0,1 мм) сложен частицами минералов и стекол, он обычно литифицирован и вторично изменен.

Тагамиты (получившие свое название по горе Тагамы в восточной части кратера) широко развиты на поверхности в западном секторе, обнажаясь в пределах плоских возвышенностей и в меньшей степени в южном, юго-восточном и восточном секторах. Они совместно с другими породами коптогенного комплекса заполняют внутреннюю воронку кратера, а в пределах языков выпавивания

Рис. 37. Витрокластический зювит (черное — обломки импактных стекол). Попигайская астроблема.



встречаются и во внешней воронке. Наиболее удаленный выброс импактного расплава отмечен на породах архея к юго-западу от границ кратера, в 15 км от поля сплошного распространения импактитов.

По форме и условиям залегания, а также по размерам выделяются следующие тела тагамитов.

1. Субгоризонтальные обычно пластообразные тела (в плане радиальные или рукавообразные) мощностью от десятков до первых сотен метров и протяженностью во многие километры. Они залегают на аутигенной брекчии на истинном дне кратера

и во внешней воронке среди зювитов или над подстилающими их зювитами и аллогенной брекчией.

2. Линзовидные, неправильно-каплевидные, чечевицеобразные, подковообразные или ветвящиеся бескорневые тела мощностью в первые метры или десятки метров и протяженностью до сотен метров или первых километров. Они встречаются чаще всего внутри мощных толщ зювитов и мегабрекчий и весьма характерны для юго-западного, южного и юго-восточного секторов.

3. Дайки, жилы и другие секущие тела мощностью до первых сотен метров и протяженностью до нескольких километров. Распространены во внутренней воронке в аллогенной и аутигенной брекчиях и в зювитах.

Тагамиты представляют собой массивные или пористые породы афанитового облика серой, темно-серой, черной окраски. Они включают в среднем 10—30% обломков пород и минералов размером от долей миллиметра до нескольких сантиметров, а также отдельные разрозненные глыбы до 3—5 м и более. Особенно часто такие скопления глыб встречаются в нижних частях мощных пластообразных тел на участках погружения их подошвы.

Среди тагамитов выделяются две группы: миогиалиновые и плюгиалиновые, т. е. относительно бедные и богатые свежим стеклом. Плюгиалиновые тагамиты имеют характерный стекловатый облик и распространены на поверхности ограниченно. Их соотношения (сферотакситовые текстуры, каплевидные обособления и жилки одних в других и т. д.) указывают на взаимопроникновение и несмесимость расплавов, из которых застыли эти две

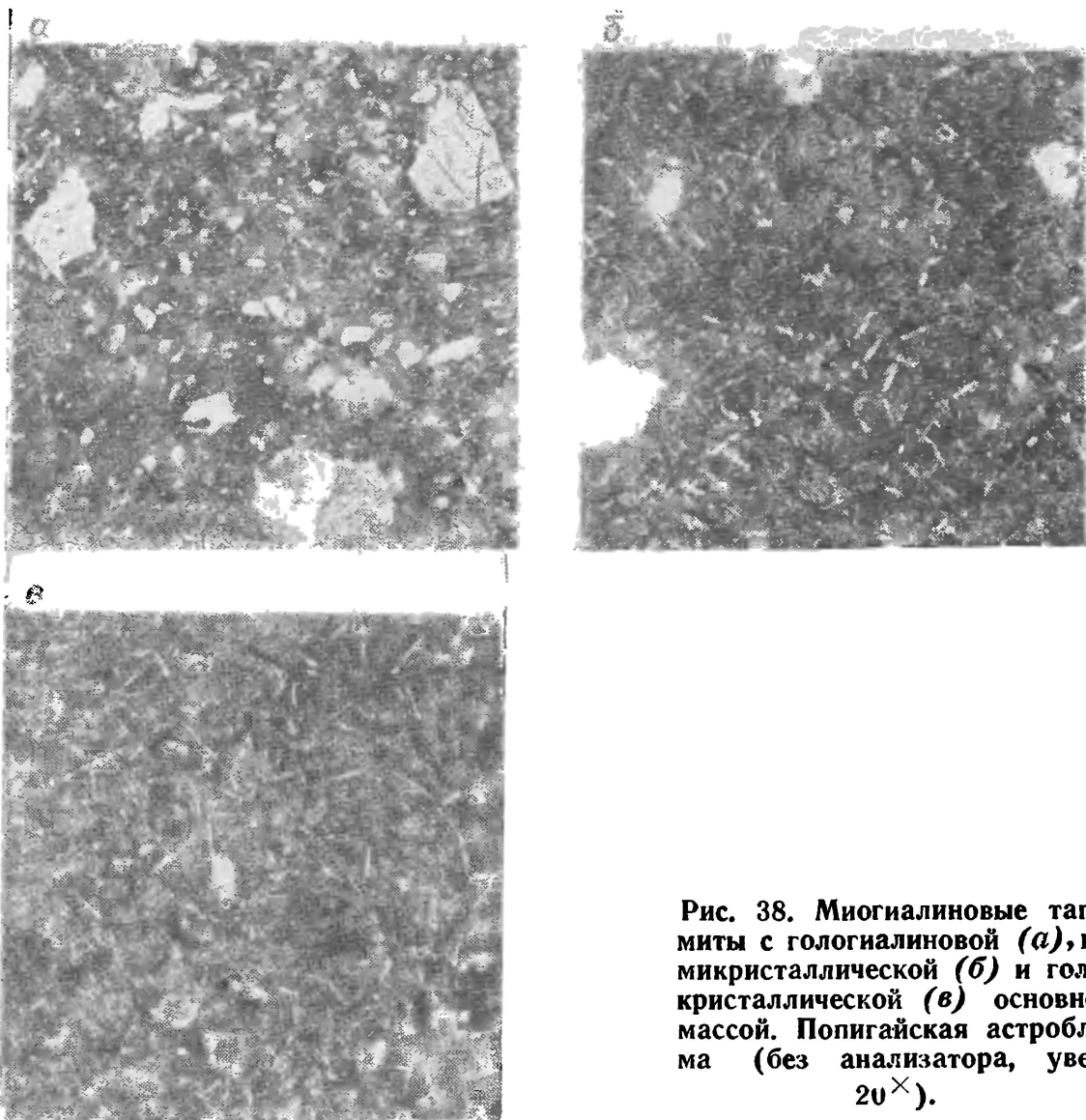
группы пород. Так как химический состав тагамитов обеих групп практически тождествен, объяснение этому можно искать в разной структуре импактных расплавов, нагретых до разных температур и частично перемешивающихся в процессе растекания.

По степени раскристаллизации базиса и по соотношению с ним мелких включений, тагамиты каждой группы подразделяются на три типа (рис. 38) [69, 102].

Первый тип тагамитов — гологиалиновый — характеризуется наличием нераскристаллизованного стекла в основной массе (до 50—90%) и значительного количества включений (до 30—50%), не испытавших, как правило, взаимодействия с цементирующим его расплавом вследствие быстрого застывания последнего, что проявляется в резких контактах включений обломков со стеклом. Тагамиты этого типа слагают эндоконтактовые части крупных субгоризонтальных пластовых и дайкообразных секущих тел. Ими сложены также мелкие бескорневые тела в южном секторе астроблемы, неправильные участки в цементе аллогенной брекчии, а также каймы вокруг отдельных крупных глыб гнейсов и мелкие бомбы в зювитах. В краевых частях крупных тел нередко встречаются брекчиевидные (атакситовые) тагамиты, они переходят в витрокластические зювиты через так называемый фледлевый горизонт — горизонт пористой брекчиевидной породы, состоящей как бы из сваренных кусков и бомб стекла.

Второй тип тагамитов — гемикристаллический — отличается частичной раскристаллизацией основной массы и меньшим по сравнению с первым типом количеством включений (в среднем 10—15%). При этом отмечаются реакционные соотношения стекла и мелких обломков пород и минералов, появление кайм плавления, а также расплывчатых, нечетких контактов этих включений с основной массой. По характеру раскристаллизации основной массы и ее составу в этом типе тагамитов выделяются две разновидности. Для первой характерна микролитовая структура и плагиоклазовый (№ 55—65) и пироксеновый (гиперстен  $Fs_{40-60}$ ) состав микролитов, для второй — криптокристаллическая структура с преобладанием минералов из группы кремнезема (кварц, кристобалит и др.). Состав остаточного стекла (~45% объема) является весьма кислым (72%  $SiO_2$ ), обогащенным калием. В целом тагамиты второго типа распространены в центральных частях тех же пластовых, рукавообразных, дайкообразных секущих тел, что и тагамиты первого типа, а также слагают жилы, дайки и неправильные тела в толщах зювитов в южной части структуры.

Третий тип — голокристаллический — отличается полной раскристаллизацией стекла матрицы с признаками значительного взаимодействия последней с мелкими обломками, обычно утратившими первоначальные очертания. Такие породы принадлежат к наиболее медленно остывавшим частям тагамитовых тел на большой глубине от поверхности. Тагамиты этого типа иногда обогащены новообразованными кристаллами пироксена. Они имеют на поверхности резко подчиненное развитие.



**Рис. 38.** Миогиалиновые тагамиты с гологиалиновой (*а*), гемикристаллической (*б*) и голокристаллической (*в*) основной массой. Полигайская астроблема (без анализатора, увел.  $20\times$ ).

Все описанные выше типы тагамитов относятся к импактитам II рода, полностью утратившим текстурный облик первичных пород в результате перемешивания расплава. Они содержат обломки пород и минералов как реликтовых, так и захваченных при перемещении. Массивные импактиты, сохранившие текстурные особенности исходных пород и состоящие из участков мономинеральных стекол и реликтов интенсивно ударнометаморфизованных минералов, относятся к импактитам I рода, по существу представляющим собой ударновитрифицированные кристаллические породы (гнейсы, гранитоиды, пегматиты и др.).

Включения литокластов и кристаллокластов в тагамитах аналогичны таковым в зювитах, но многие из включений гнейсов частично расплавлены в результате пирометаморфизма в перегретом расплаве. В них нередко наблюдается вторичная раскристаллизация, выражающаяся в развитии по стеклам плавления микролитов плагиоклаза, пироксена, кордиерита и др.

Химический состав импактитов изучен по 163 полным силикатным анализам тагамитов и 58 анализам зювитов (табл. 12). Сред-

Средний химический состав зювитов, тагамитов и гнейсов [97]

Окислы	1		2		3
	$x$	$\sigma$	$x$	$\sigma$	$x$
SiO <sub>2</sub>	65,41	6,58	63,17	2,58	63,14
TiO <sub>2</sub>	0,63	0,07	0,73	0,003	0,59
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,11	3,14	14,54	0,37	15,02
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,34	2,84	2,29	2,11	2,20
FeO	2,75	4,95	4,68	3,87	4,29
MnO	0,08	0,01	0,06	0,90	0,08
MgO	2,77	0,44	3,38	0,26	3,06
CaO	2,60	0,93	3,70	0,53	3,77
Na <sub>2</sub> O	1,88	0,25	2,29	0,10	3,02
K <sub>2</sub> O	2,73	0,09	2,71	0,04	2,39
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,07	0,01	0,08	0,003	—
Кол-во анализов	58		163		122

Примечание. 1 — зювиты, 2 — тагамиты, 3 — средневзвешенный состав гнейсов хапчанской серии.

ние составы тагамитов и зювитов близки между собой, однако в зювитах наблюдается значительно больший разброс содержаний ряда компонентов, в частности SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и FeO. По химическому составу породы, особенно тагамиты, близки к средневзвешенному составу пород хапчанской серии архея [97, 102]. Спектральные анализы импактитов обнаруживают повышенные (в 2—3 раза) содержания в них никеля по сравнению с гнейсами (соответственно 0,012—0,013 и 0,006%), что может быть объяснено присутствием распыленного вещества ударившего космического тела [73].

Вариации содержания основных петрогенных компонентов в тагамитах в пределах всей площади кратера были выявлены с помощью неполиномиального тренд-анализа. Тренд-поверхности для большинства окислов характеризуются наличием двух типов элементов симметрии: центральной и полосовой. Центральная симметрия характеризуется центральными минимумом или максимумом, совпадающими примерно с геометрическим центром структуры и сочетающимися с расположенными по окружности областями максимумов или минимумов. Наиболее четко центральный минимум и кольцевой максимум выявляются для Na<sub>2</sub>O и MgO, а центральный максимум и кольцевой минимум — для SiO<sub>2</sub>. Полосовая симметрия определяется наличием чередующихся полос максимумов и минимумов (FeO, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и др.).

Эти особенности распределения породообразующих компонентов в тагамитах могут рассматриваться как результат взаимодействия ряда факторов, влиявших на состав и размещение тагамитов на площади кратера. К этим факторам относятся: 1) неоднородности толщ пород, испытавших плавление; 2) радиальный разброс



и перемешивание расплавленного материала при взрыве; 3) различия в температурном режиме возникновения и застывания отдельных струй импактного расплава.

Возможно, что полосовые элементы тренд-поверхностей северо-западного простирания являются унаследованными, так как они совпадают с простиранием исходных кристаллических пород в зоне плавления и характеризуют области минимального смещения расплавов различного состава, возникающих за счет параллельно залегающих толщ. Центральная симметрия тренд-поверхности для ряда компонентов обусловлена сочетанием процессов радиального растекания и выброса расплава в условиях некоторой неоднородности плавящегося материала на глубину (увеличение относительного количества гранитоидов).

Исходя из геологической модели кратера объем импактного расплава в составе сохранившихся от эрозии тел зювитов и тагамитов (за вычетом входящих в их состав обломков пород) может быть определен примерно в  $1750 \text{ км}^3$ , причем на долю тагамитов приходится  $950 \text{ км}^3$ .

Момент ударного события по геологическим данным находится в интервале между поздним мелом и плиоценом. Радиологические калий-аргоновые датировки тагамитов и стекол, а также датировки по стеклам методом треков деления урана позволяют датировать попигайское событие в 38,9 млн. лет [49].

### **Беенчиме-Салаатинская астроблема**

Беенчиме-Салаатинская астроблема расположена на северо-восточном склоне Оленёкского поднятия на Сибирской платформе, в бассейне левого притока р. Оленёк — р. Беенчиме. Впервые как самостоятельная структура, близкая по морфологии к метеоритному кратеру, она была выделена по данным аэрофотогеоморфологического анализа Л. Я. Пинчук, однако было высказано мнение о тектоно-магматической природе впадины [94]. В 1973 г. с целью установления ее происхождения М. В. Михайловым и другими были проведены полевые исследования. Собранный материал не оставил сомнения в том, что Беенчиме-Салаатинская структура представляет собой астроблему [77]. Дополнительные данные в пользу этой точки зрения были получены Л. И. Николаевым и Э. А. Алексеевым в 1976 г.

Астроблема расположена в поле развития пород кембрия (рис. 39), полого погружающихся в северо-западном направлении. Наиболее древними образованиями, вскрывающимися на поверхности в районе структуры, являются отложения кессюсинской и еркекетской свит нижнего кембрия. Блоки пород кессюсинской свиты слагают центробежные клиппены и надвиговые чешуи в северо-восточной части структуры. Они представлены алевролитами, песчаниками, доломитами и конгломератами. Мощность их 140 м. Еркекетская свита имеет мощность 160 м и состоит главным образом из глинистых известняков. На водораздельных участках раз-



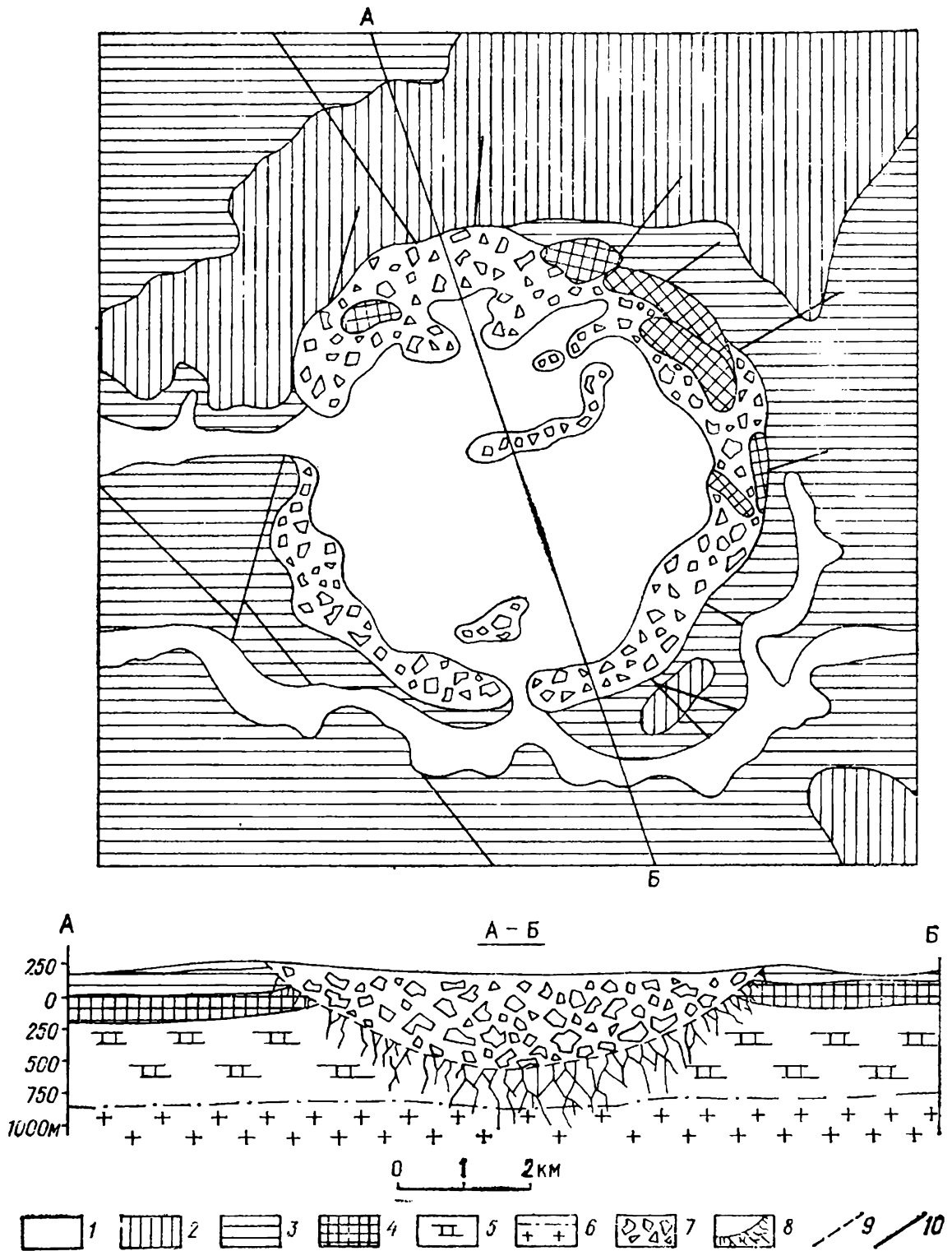


Рис. 39. Геологическая карта и разрез Беечмиме-Салаатинской астроблемы (составлены по материалам М. В. Михайлова и др. [77]).

1 — озерно-аллювиальные четвертичные образования; 2 — битуминозные кремнеземные известняки и горючие сланцы (нижний и средний отделы кембрия нерасчлененные); 3 — глинистые известняки еркекетской свиты нижнего кембрия; 4 — алевролиты, песчаники, доломиты кессюсинской свиты нижнего кембрия; 5 — нерасчлененные образования вендского комплекса; 6 — раннекембрийские кристаллические породы фундамента и их предполагаемая граница (по геофизическим данным) с осадочным чехлом; 7 — аллогенная брекчия; 8 — аутигенная брекчия; 9 — предполагаемое истинное дно астроблемы; 10 — линии разломов.

виты переслаивающиеся пестроцветные битуминозные и окремненные известняки и горючие сланцы куонамской свиты (нерасчлененные отложения нижнего и среднего кембрия). Общая мощность осадочного чехла по геофизическим данным (материалы Д. А. Гуторовича и других) составляет 1000—1200 м.

В рельефе астроблема выражена в виде впадины округлой формы, окаймленной четко очерченным цокольным валом. Диаметр впадины по ее дну 6,0—6,5 км, по гребню вала 7,5—8,0 км. На общем равнинном фоне дна впадины выделяются отдельные возвышенности высотой до 150 м. Вал, окаймляющий котловину, возвышается над ее дном на 50—70 м. Внутренние склоны вала обычно хорошо выражены и имеют крутизну в среднем 5—7°. На общем фоне регионально вытянутых положительных аномалий северо-восточного простирания магнитное поле астроблемы выделяется концентрически зональным строением. Внешний контур его шириной 1,5—2,0 км, совпадающий в плане с кольцевым валом, характеризуется переменными небольшими размерами округлыми или слегка удлиненными аномалиями интенсивностью 20—30 гамм. Переменное магнитное поле внешнего контура, совпадающее с кольцевым валом, обусловлено реликтовым развитием здесь аллогенных брекчий и пород цокольного комплекса, отпрепарированных в этой части структуры.

Породы цокольного комплекса в зоне, прилегающей к бортам структуры, деформированы в пределах полосы шириной 0,5—1,0 км. Повсеместно встречаются породы с текстурой «грис». В юго-восточной части кратера в пределах вала в известняках куонамской свиты установлено присутствие конусов разрушения высотой до 10 см [77]. Характерны разрывные нарушения, смещающие породы цоколя на десятки метров. В северо-восточной части кратера, в пределах внутреннего склона вала, развиты центробежные надвиги. Пласты пород кессюсинской свиты, возможно вендского комплекса, нередко надвинуты друг на друга и иногда повернуты вокруг своей оси почти на 90°. Размеры надвиговых чешуй от сотен метров до 2—3 км по длинной оси. Выраженный в современном рельефе цокольный вал образован проявившимся по бортам кратера подъемом пластов пород цокольного комплекса.

Аллогенные брекчии исходя из размера структуры и характера пород цоколя имеют, вероятно, мощность ~ 600 м. В пределах котловины они перекрыты четвертичными образованиями мощностью 10—15 м и вскрываются только на ограниченных по площади несколько возвышенных участках и вдоль бортов структуры в виде полосы шириной 0,2—2,0 км. В состав аллогенных брекчий в виде обломков входят окремненные водорослевые, а также песчанистые и битуминозные доломиты вендского комплекса (не обнажающиеся на поверхности), алевролиты и песчаники кессюсинской свиты, глинистые известняки еркекетской свиты, глауконитовые и битуминозные известняки и кремни куонамской свиты, песчаники перми, т. е. породы почти всего осадочного платформенного чехла. Размер обломков не превышает первых десятков сантимет-

ров, часть обладает текстурой «грис». Цементирующая масса иногда пропитана пиритом, содержание которого нередко составляет 20—30% объема породы. Это вызвано, вероятно, тем, что после образования кратера богатые сероводородом подземные воды из нижних горизонтов чехла, поднимаясь вверх, пропитывали толщу брекчий и отлагали пирит. Весьма характерны трещины и гнезда, выполненные кварцем.

М. В. Михайлов и другие, принимая во внимание состав аллогенных брекчий (среди обломков которых находятся породы перми) и хорошую сохранность структуры, предполагают, что кратер возник в неогене.

### Карлинская астроблема

Карлинская астроблема находится на востоке Восточно-Европейской платформы, в бассейне р. Свяги (левый приток р. Волги).

Впервые о дислокациях в этом районе упоминается в работах А. Н. Мазаровича в 1911—1912 гг. Мнение об их тектоническом происхождении высказывалось впоследствии рядом исследователей [12, 58 и др.].

Полевые работы, проведенные нами в 1975 г. в пределах центральной части структуры, а также анализ результатов бурения (А. П. Капустин и др., 1950—1952 гг.) и опубликованных материалов позволили сделать вывод о космогенной природе Карлинских «дислокаций» [67].

В районе Карлинской астроблемы распространены лежащие субгоризонтально осадочные породы среднего и верхнего карбона, перми, средней и верхней юры, нижнего мела (цокольный комплекс), плиоцена (заполняющий комплекс), четвертичной системы (перекрывающий комплекс).

Московский ярус среднего карбона по данным бурения представлен крупнокристаллическими известняками мощностью не менее 200 м. Верхнекаменноугольные толщи, вскрытые только скважинами, представлены фаунистически охарактеризованными доломитами и известняками общей мощностью 190 м. Выше лежат белые гипсы и светло-серые доломиты нижней перми мощностью 20 м. Верхнепермские отложения бассейна р. Карлы представлены известняками и доломитами казанского яруса и пестроцветными глинами, мергелями, песчаниками и песками татарского яруса общей мощностью ~ 300 м. Средне-верхнеюрские нерасчлененные отложения представлены глинами, песками с прослоями битуминозных пород общей мощностью ~ 100 м. Они перекрываются глинами нижнемелового возраста. Плиоценовые известковистые глины с максимальной мощностью 100 м образуют округлое поле диаметром ~ 7 км в пределах Карлинской структуры. Песчано-суглинистые отложения четвертичной системы с максимальной мощностью до 25 м развиты повсеместно.

Карлинская астроблема представляет собой округлую в плане воронку диаметром ~ 12 км, глубиной до 500 м, врезанную в породы от карбона до нижнего мела включительно и выполненную

брекчиями (рис. 40). От этого кругового в плане поля брекчий в северо-восточном направлении отходит своеобразный маломощный «рукав» протяженностью ~ 9 км.

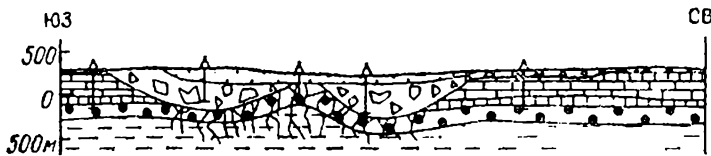
В центре структуры имеется поднятие («Лысая гора»), сложенное раздробленными породами среднего карбона, выступающими среди аллогенной брекчии. В плане это поднятие имеет на дневной поверхности размер 600×800 м, относительно поверхности истинного дна его амплитуда может быть оценена в 350 м. Оно окружено кольцевым желобом.

Среднекаменноугольные породы цокольного комплекса обнажаются на небольшой площади в пределах центрального поднятия, где они представляют собой рыхлую доломитово-известковистую массу, содержащую трещиноватые глыбы более прочных известняков и доломитов размером до 20 м. Судя по данным бурения, эти раздробленные породы среднего карбона здесь имеют увеличенную мощность (более 300 м), что является результатом подъема слоев за фронтом волны, а также их разуплотнения в результате дробления.

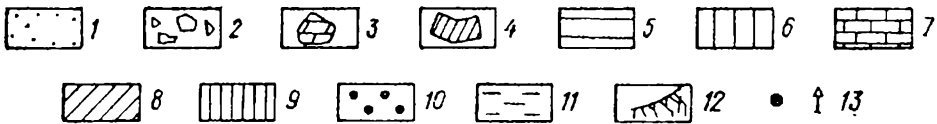
Аллогенная брекчия («перемятая толща» по данным предыдущих исследований) залегает на раздробленных породах разного возраста: вблизи центрального поднятия на каменноугольных, а на периферии на породах перми, юры и мела. По данным бурения она имеет мощность до 500 м и образована глыбами, блоками, отторженцами всех пород наблюдаемого здесь разреза: от среднего карбона до нижнего мела включительно. Отдельные глыбы смяты, раздроблены, трещиноваты. Крупные по размерам (до 1 км) отторженцы казанских и татарских слоев, как бы «плавают» в глыбовой и щебенчатой брекчии, располагаясь гипсометрически выше первоначального залегания слоев соответствующих горизонтов.

Преобладающие размеры обломков цементирующей щебенчатой брекчии — от долей миллиметра до 5—10 см. Ее скрепляет тонкораздробленная масса того же состава. Степень цементации различна: от рыхлых, почти не сцементированных масс до плотной брекчии. Среди обломков преобладают известняки, доломиты, реже встречаются глины, песчаники, гипсы. По данным А. П. Капустина и других, в составе брекчий встречаются обломки сызранских опок, что определяет время ударного события как послемiocеновое. В отдельных глыбах плотных палеозойских пород в брекчии отмечаются цементные текстуры. В карьере на левом берегу р. Карлы в обломках известняка нами были обнаружены конусы разрушения. Судя по данным А. П. Капустина, «елковидные поверхности излома», т. е. конусы разрушения, наблюдались и раньше в известняках московского яруса и центральном поднятии.

Геологические соотношения и возраст пород цокольного комплекса, а также коптогенного и заполняющего комплексов позволяют отнести время образования Карлинской астроблемы к концу миоцена или началу плиоцена. Хотя структура имеет сравнительно очень молодой возраст, никаких реликтов насыпного вала не сохранилось.



0 2000 4000 м



**Рис. 40. Геологическая карта Карлинской астроблемы (составлена по материалам А. П. Капустина, с изменениями).**

1 — плиоценовые известковистые глины; 2 — аллогенная брекчия; 3 — отторженцы известняков и доломитов казанского яруса верхней перми; 4 — отторженцы терригенных пород татарского яруса (3, 4 — только на карте); 5 — нижнемеловые глины; 6 — средне-верхнеюрские терригенно-карбонатные отложения; 7 — нерасчлененные пермские терригенно-карбонатные отложения; 8 — терригенные толщи татарского яруса верхней перми (только на карте); 9 — верхнекаменноугольные доломиты и известняки; 10 — среднекаменноугольные известняки; 11 — нижнекаменноугольные карбонатные толщи — предполагаемые (7, 9, 11 — только на разрезе); 12 — аутигенная брекчия; 13 — скважины.

## Кратер Шунак

Импактный кратер Шунак находится в Центральном Казахстане (Северное Прибалхашье). В каталоге И. Т. Зоткина и В. И. Цветкова [44] он фигурирует под названием «Балхаш» и отнесен к сомнительным объектам. Морфологически кратерообразная форма очень четко выражена в рельефе, отчетливо видна на аэрофотоснимках и на космических снимках (рис. 41). В последнее время было вновь обращено внимание на ряд особенностей структуры [8, 43], не согласующихся с представлениями об ее эндогенном происхождении, высказывавшимся ранее.

Проведенные нами в 1976 г. полевые исследования и анализ имеющихся материалов показали, что структурные особенности не противоречат отнесению кратера к числу космогенных, однако на поверхности никаких петрографических признаков удара выявлено не было. Пробуренная в 1977 г. дополнительная скважина позволила Б. С. Зейлику обнаружить на глубине ударнометаморфизованные породы. Заключение о импактном происхождении кратера было сделано также А. И. Дабижей [35], В. И. Фельдманом и Л. Б. Грановским [166].

В морфологическом отношении кратер представляет собой круглую впадину в области расчлененного мелкогорного рельефа с абсолютными отметками днищ долин  $\sim 600$  м и превышением над ними водоразделов до 300—400 м. Диаметр круглого цирка по гребню цокольного вала  $\sim 3,1$  км, диаметр плоского дна впадины 2 км. Превышение цокольного вала над ее дном до 400 м. Кратер как бы наложен на моноклинально залегающие толщи девонских игнимбритов и липаритов, прорванных экстрезивными липаритами. Эти толщи мощностью  $\sim 500$  м имеют северо-западное простирание и погружаются полого к северо-востоку (рис. 42).

Важной структурной особенностью северо-восточного борта кратера является резкое изменение простирания и падения вулканогенных пород при приближении к округлой внутренней впадине. На местности, и особенно на аэрофотоснимках, отчетливо видно, что в северо-восточном и восточном секторах по дуге, равной  $\sim 120^\circ$ , геологические границы, приближаясь к кратеру, повторяют его контуры, как бы окаймляя округлую впадину. Более того, в пределах этой дуги на внутреннем склоне вала вулканические породы приобретают обратное падение: они падают по направлению к центру впадины, на запад и юго-запад, в то время как за пределами круговой структуры по простиранию те же толщи имеют, как указывалось, восточное и северо-восточное падение с углами  $30\text{—}60^\circ$ .

Внутренние склоны кольцевого вала, сложенного кислыми эффузивами, рассечены многочисленными параллельными и радиальными ложками и долинами, иногда прослеживаемыми в соответствующих направлениях и на внешних склонах вала. Длина таких долин, вероятно отвечающих системе радиальных трещин, доходит до 600—800 м.



Рис. 41. Кратер Шунак (аэрофотоснимок; по Б. С. Зейлику и В. С. Сушкову [43]).

На внутреннем склоне вала в рассматриваемом секторе неоднократно наблюдались брекчированные породы, местами обладающие цементной текстурой.

Обратные падения слоев в зоне, примыкающей к округлой впадине, повторение ее контуров геологическими границами и отдельными горизонтами пород, а также радиальные трещины являются результатом деформаций и перемещения толщ или блоков пород в радиальном направлении от центра. Амплитуда такого суммарного максимального перемещения может быть оценена примерно в 400 м.

В эффузивных породах наблюдаются несколько изогнутые трещины с грубой ребристой поверхностью, которые иногда отождествляют с конусами разрушения [166]. Во вкрапленниках кварца из кварц-полевошпатовых липаритовых порфиров иногда встречается система редких параллельных трещин, как правило прерывистых, распространяющихся в краевых частях кристаллов. Оптическое исследование этих трещин, проведенное нами в ряде шлифов, показало, что большая их часть ориентирована параллельно плоскости  $\{10\bar{1}1\}$ .

По материалам бурения мощность рыхлых пород заполняющего комплекса, развитых в кратере, превышает 200 м. Одна из сква-

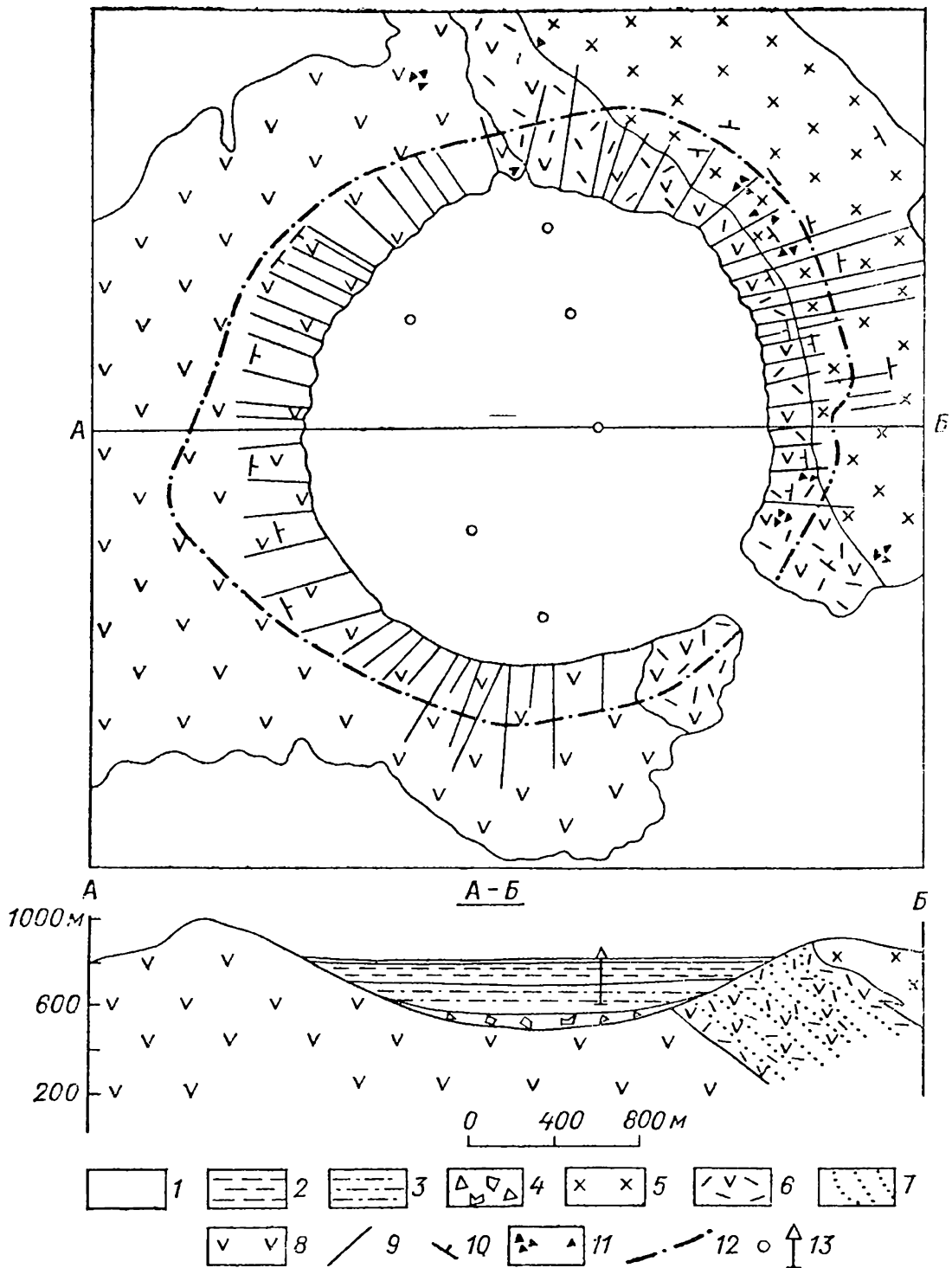


Рис. 42. Схема и разрез кратера Шунак (составлена с использованием материалов Т. А. Беляковой, А. В. Авдеева и других).

1 — четвертичные суглинки, супеси, пески, галечники; 2 — плиоценовые пестроцветные глины; 3 — миоценовые зеленоцветные глины; 4 — полимиктовая аллогенная брекчия — предполагаемая (2, 3, 4 — только на разрезе); 5 — экструзивные липаритовые порфиры (поздний девон); 6 — позднедевонские липаритовые порфиры, прослои туфопесчанков, туфогравелитов, туфобрекчий; 7 — слоистость в толще липаритовых порфиров (только на разрезе); 8 — средне-позднедевонские липаритовые порфиры с прослоями кремнистых туфов; 9 — радиальные трещины; 10 — элементы залегания эффузивных и вулканогенно-осадочных пород по данным дешифрирования аэрофотоснимков; 11 — брекчированные породы; 12 — ось морфологически выраженного цокольного вала; 13 — скважины.



жин на забое встретила раздробленные экстрезивные липаритовые порфиры, возможно принадлежащие к материалу перемещенных выбросов, поскольку экстрезия этих пород находится в стороне от точки заложения скважины. По данным Б. С. Зейлика, в брекчированных эффузивах на глубинах 194—214 м встречены обломки диаплектового кварца с характерными планарными элементами.

В нижней части разреза заполняющего комплекса выделяются зеленоцветные глины и известковистые глины олигоцена — миоцена мощностью более 80 м, в верхней части — плиоценовые пестроцветные глины, частью загипсованные, с глыбами, щебнем, галькой мощностью ~ 100 м, они перекрыты четвертичными суглинками, супесями, песками, галечниками мощностью 10—20 м.

Соотношение возраста пород цоколя эффузивов и заполняющих округлую впадину сравнительно мощных толщ рыхлых осадков указывает на то, что импактный кратер образовался в конце мезозоя или в палеогене, т. е. длительное время спустя после возникновения эффузивных толщ девона, к тому времени деформированных складчатостью.

### Кратер Эльгыгытгын

Впадина озера Эльгыгытгын на Чукотке длительное время рассматривалась как подозреваемая метеоритная структура [44, 82]. В последнее время на нее вновь было обращено внимание [157]. Район озера был исследован в 1977 г. Е. П. Гуровым и др. [34], что позволило однозначно диагностировать впадину как молодой морфологически выраженный взрывной импактный кратер. Описание структуры приводится в основном по данным работы [41].

Импактный кратер Эльгыгытгын расположен во внешней зоне Центральнoчукотского сектора Охотско-Чукотского пояса и представляет собой как бы наложенную на среднегорный рельеф изолированную впадину (рис. 43). Здесь развиты полого залегающие толщи игнимбритов и пирокластических пород поздне мелового возраста. Озерная впадина имеет правильную округлую форму с диаметром по гребню вала 17—18 км. Диаметр озера 14—15 км, глубина его ~ 170 м. Кольцевое поднятие коренных пород (цокoльный вал?), обрамляющее кратерную воронку, возвышается над уровнем озера на 200—400 м. По наблюдениям А. И. Дабижи, площади озерной впадины отвечают округлые отрицательные гравитационная и магнитная аномалии.

Обломки ударнометаморфизованных пород и импактных стекол встречаются лишь в составе озерных террасовых отложений, причем высота террас составляет 5—20 и 70—80 м над уровнем воды. Это в основном ударнометаморфизованные андезиты, игнимбриты и предположительно гнейсы кристаллического основания.

---

\* Образцы импактных стекол и ударнометаморфизованных пород представлены А. И. Дабижей.

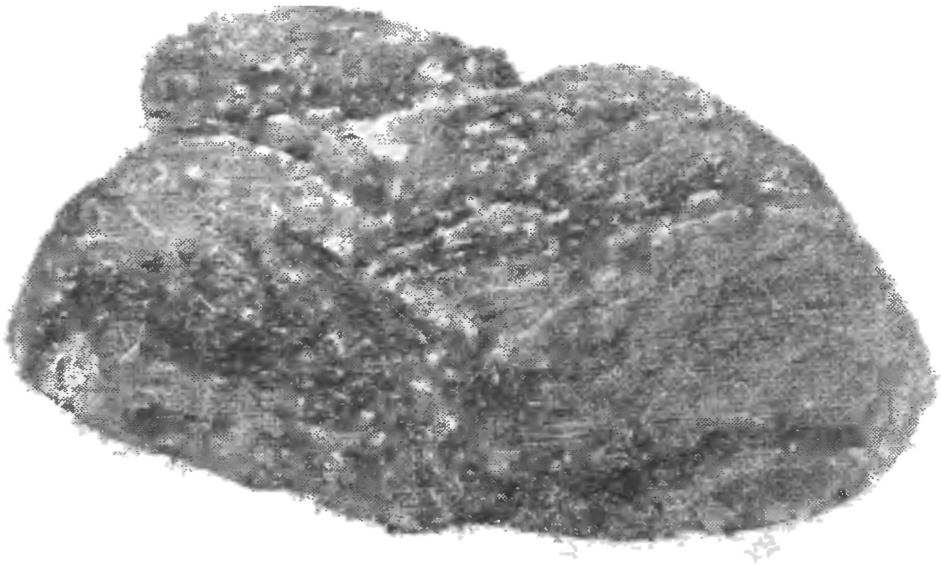


Рис. 43. Фигурная бомба импактного стекла со струйчатой скульптурой поверхности. Кратер Эльгыгытгын. (Натур. величина.)

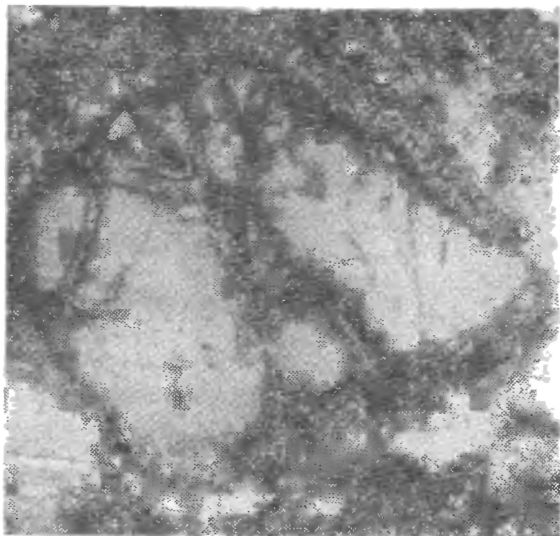
Признаки ударного метаморфизма наиболее четко проявлены во вкрапленниках эффузивных пород\* Это кварц с планарными элементами, диаплектовые стекла по полевым шпатам и кварцу, а также мономинеральные стекла плавления. Встречаются ударновитрифицированные пористые эффузивные породы, целиком превращенные в тонкопенистое стекло, которые можно отнести к импактитам I рода. В ударнометаморфизованных липаритах рентгенографическим методом диагностирован коэсит (рис. 44).

Каплеобразные, лепешковидные и жгутообразные бомбы стекла со следами аэродинамической обработки имеют от 1 до 10—15 см в диаметре. Их химический состав:  $\text{SiO}_2$  — 69,3%;  $\text{TiO}_2$  — 0,1;  $\text{Al}_2\text{O}_3$  — 13,6;  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  — 1,5;  $\text{FeO}$  — 2,6;  $\text{MgO}$  — 1,5;  $\text{CaO}$  — 4,0;  $\text{Na}_2\text{O}$  — 3,2;  $\text{K}_2\text{O}$  — 4,0 (среднее из 2 анализов). Встречаются также неправильной формы обломки и глыбы пористых серых и черных стекол плавления с многочисленными включениями обломков ударнометаморфизованных и частично переплавленных пород и минералов (в частности, кварца). Калий-аргоновое датирование стекол указывает на позднеплиоценовый возраст кратера (3,5 млн. лет). Кратер Эльгыгытгын значительно модифицирован последующим ледниковым процессом, видимо уничтожившим основную часть выбросов.

### Кратер Жаманшин

Рассматриваемая морфоструктура расположена в 180 км севернее Аральского моря и известна в геологической литературе как «урочище Жаманшин». Обнаружение и первое описание «выступа» палеозойских пород среди сплошного поля развития мезозойско-кайнозойских отложений было сделано еще сорок лет назад

Рис. 44. Козсит (прожилковидные обособления) в обломке диаплектового кварцевого стекла, заключенного в полиминеральном импактном стекле. Кратер Эльгыгытгын (без анализатора, увел.  $50\times$ ).



В. А. Вахромеевым и А. Л. Яншиным. В последующие годы рядом исследователей были рассмотрены различные вопросы геологического строения этого участка, описанного как антиклиналь. Б. В. Пилия в 1961 г. нашел здесь своеобразные стекла, которые отнес к продуктам извержения вулкана. В 1969 г. П. В. Флоренским на основании изучения этих стекол было высказано предположение об ударном происхождении структуры [47]. В последующее время это предположение было им обосновано фактическими данными [115]. Приводимое ниже описание импактного кратера Жаманшин основано на ряде публикаций П. В. Флоренского [115 и др.] и его личных сообщений.

Северное Приаралье, в пределах которого расположен кратер, представляет собой равнинно-всхолмленную полупустыню, а в геологическом отношении принадлежит к эпипалеозойской Туранской платформе с двухъярусным строением. Метаморфизованные и дислоцированные породы фундамента, образующие систему сложных складок северо-восточного простирания, представлены кварц-хлоритовыми, хлорит-эпидот-кварцевыми, актинолит-альбит-эпидотовыми сланцами венда — нижнего кембрия, кварцит-филлитовыми и кварцит-серицитовыми сланцами нижнего кембрия, а также верхнепалеозойскими слабометаморфизованными эффузивами, туфопесчаниками, туфоконгломератами с прослоями известняков и др. Породы насыщены большим количеством кварцевых прожилков. Платформенный покров образован 200-м толщей мезозойско-кайнозойских отложений. Это песчаники, глины, мергели и известняки мела ( $\sim 50$  м) и песчано-глинистые осадки палеогена (эоцена и олигоцена,  $\sim 150$  м). Мощность осадочного чехла в районе, окружающем урочище, по геофизическим данным составляет не более 150—200 м.

Кратер Жаманшин (рис. 45) хорошо выражен в рельефе в виде округлой впадины диаметром 5,5 км. В центре структуры пробурена скважина глубиной 250 м. Она вскрывает толщу глинисто-песчаных отложений с осколками палеозойских пород и прослоями брекчий, относимых П. В. Флоренским к продуктам переотложе-

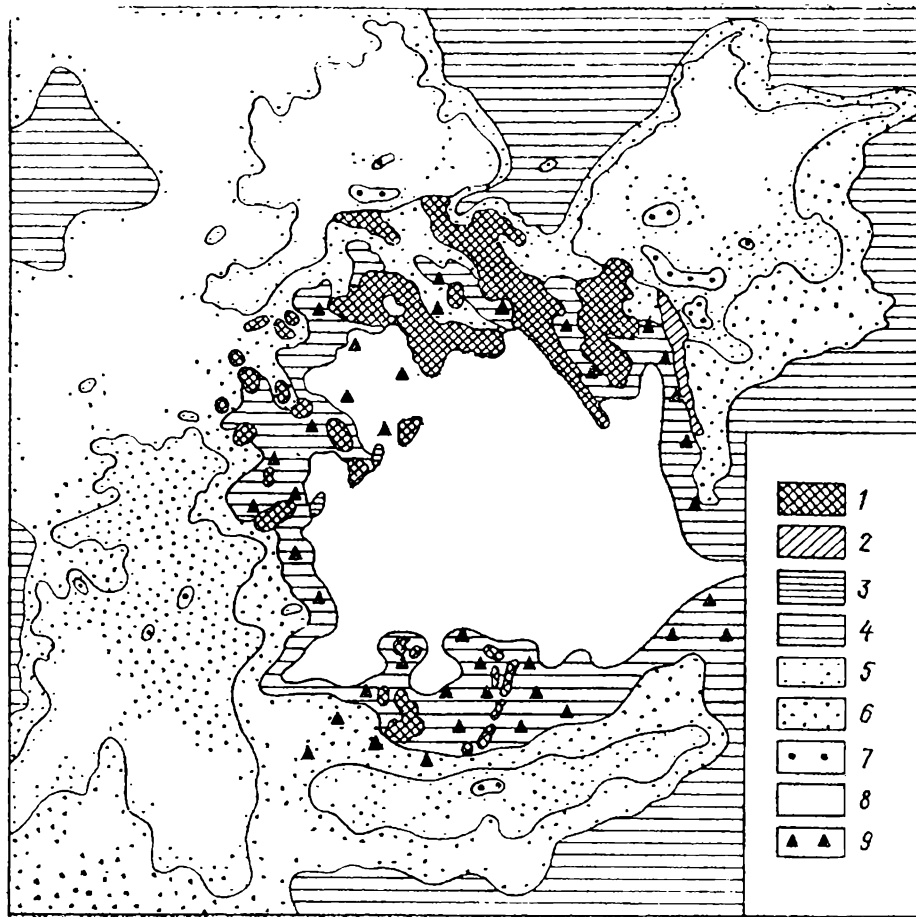


Рис. 45. Схема кратера Жаманшин (по П. В. Флоренскому [115]).

1 — аллогенная брекчия с обломками и глыбами сланцев, андезито-базальтов, андезитов, яшм и кремней нижнего и среднего палеозоя; 2 — аллогенная брекчия с обломками вулканических пород верхнего палеозоя; 3 — меловые песчаники, глины, мергели, известняки; 4 — тарасаранская и саксаульская свиты эоцена (пески, глины); 5 — чеганская свита верхнего эоцена — нижнего олигоцена (глины); 6 — чиликтинская свита среднего олигоцена (глины, пески, песчаники); 7 — чаграхская свита верхнего олигоцена (песчаники, гравелиты); 8 — четвертичные лёссы; 9 — жаманшиниты и иргизиты.

ния, возникшим за счет размыва насыпного вала кратера (до глубины 54 м) и к аллогенной брекчии (глубже 154 м). Плоское днище впадины заполнено лёссами и представляет собой равнину, расчлененную руслами пересыхающих ручьев. Глубина истинного кратера по сейсмическим измерениям составляет 0,7 км. Насыпной вал высотой в несколько десятков метров полностью размыв лишь на восточном борту, а в остальной части периметра прослеживается в виде прерывистого кольца шириной до 3 км и сложен аллогенной брекчией мощностью до первых десятков метров.

Брекчия залегает на различных горизонтах палеогеновых отложений, частью деформированных, и сохранилась лишь на верхних пологих частях отдельных возвышенностей и сопок, нижние части склонов которых более круты и сложены глинами верхнего эоцена — нижнего олигоцена. В составе несцементированной брекчии присутствуют обломки палеозойских кристаллических пород, в числе которых кроме упомянутых выше сланцев отмечаются мраморы и серпентинизированные дуниты венда, порфиновые анде-

зито-базальты, андезиты, кремни и сургучные яшмы нижнего карбона, а также известняки с остатками позднекаменноугольной фауны. Среди обломков и цемента встречаются также фрагменты слаболитифицированных мезозойско-кайнозойских отложений, количественные соотношения которых с палеозойскими породами крайне непостоянны и меняются в широких пределах. Размер обломков от 5—10 до 20—30 см, реже встречаются глыбы от 1 до 3—5 метров. Обломки и глыбы имеют угловатую неправильную форму и сцементированы рыхлым мелкообломочным материалом, иногда гипсо-карбонатного состава. По гранулометрическому составу обломков их можно отнести к грубообломочной (щебенчатой, глыбовой) аллогенной брекчии, а по петрографическому — к мономиктовой или полимиктовой.

По мнению П. В. Флоренского, во внутренней части структуры встречаются отдельные коренные выходы домезозойских пород, относящиеся к аутигенной брекчии. В этом случае их можно рассматривать как часть центрального поднятия.

Массивные импактиты и стекла обнаружены на валу кратера на палеогеновых осадках и среди брекчий в виде отдельных глыб, обломков, бомб размерами от 5—10 см до 1 м. Тагамиты (названные здесь жаманшинитами) в восточной части кратера встречены также в виде пластообразного тела мощностью 1—2 м, прослеженного на расстоянии 10—15 м и залегающего на палеогеновых глинах. Последние несут следы термального воздействия, обожжены и превращены в пемзообразные шлаки. Общего петрографического описания жаманшинитов не имеется. П. В. Флоренским приводится лишь характеристика отдельных глыб стекол, различающихся по составу, цвету и текстурно-структурным особенностям. По-видимому, непосредственно к жаманшинитам можно отнести наиболее распространенную разновидность, сложенную черным шлакоподобным стеклом, содержащим обломки пород и отдельных минералов. Нами были просмотрены шлифы из образцов пород, предоставленных П. В. Флоренским. Под микроскопом матрица этих пород представляет собой черное непрозрачное пористое стекло ( $n_{\text{ср}} = 1,561$ ) с включениями обломков рудных минералов и светлых стекол. На отдельных участках это темное стекло раскристаллизовано и содержит звездчатые и сноповидные скопления мелких (до 0,05 мм) микролитов плагиоклаза. Химические анализы обнаруживают содержание  $\text{SiO}_2$  (55—65%). П. В. Флоренский считает их продуктами плавления исходных пород различного состава (в том числе и палеогеновых глин) и перемешивания расплава. Жаманшиниты, по-видимому, можно отнести к тагамитам с гологиалиновой структурой.

Обломки базальтоподобного стекла с 55%  $\text{SiO}_2$ , пространственно связанные с глыбами исходных вулканогенных пород, плотные темные и светлые стекла с 73—79%  $\text{SiO}_2$ , по химическому составу близкие к докембрийским кварцито-сланцам, и обломки метаморфизованных палеогеновых глин, по-видимому, следует относить

к отдельным включениям в аллогенную брекчию. Отмечаются также глыбы (до 0,5 м) пористого лешательерита.

Россыпь мелких частиц стекол размером от 1—3 мм до 2—3 см, имеющих форму застывших капелек и брызг, встречена в юго-восточной части структуры. Эти частицы, названные иргизитами, сопоставляются П. В. Флоренским [115] с тектитами, с которыми они, как и с импактитами (жаманшинитами, тагамитами), близки по химическому составу. Эта общность выражается в избытке в них  $\text{SiO}_2$  и  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , в значительном недостатке щелочей, в преобладании двухвалентного железа над трехвалентным. Иргизиты обладают рядом особенностей состава, указывающих на их близость к тектитам. Иргизиты в отдельных случаях значительно обогащены иридием и никелем, что служит указанием на их присутствие в веществе ударившего тела [215].

Минералы из обломков пород в брекчиях несут признаки ударного метаморфизма. Обнаружены кварц с двумя системами планарных элементов, диаплектовое стекло по кварцу. Стекла, слагающие импактиты, гетерогенны, полосчато-флюидальны, пористы, имеют различные показатели преломления от 1,561 до 1,460 и, как было указано выше, различаются по химическому составу. В обломке ударнометаморфизованного кварца из аллогенной брекчии обнаружены коэсит и стишовит [26].

Геологическое положение импактитов и брекчий, а также имеющиеся определения радиологического и трекового возраста позволяют считать, что кратер Жаманшин образовался не ранее плиоцена в интервале 0,69—0,85 млн. лет.

### ПРЕДПОЛАГАЕМЫЕ ИМПАКТНЫЕ КРАТЕРЫ И НЕДОСТОВЕРНЫЕ ОБЪЕКТЫ

Помимо охарактеризованных выше достоверных импактных структур (астроблем) на территории СССР известен ряд объектов, в отношении которых высказывались предположения об их принадлежности к структурам космогенного происхождения. Часть этих структур перечислена в каталоге, приведенном в работе И. Т. Зоткина и В. И. Цветкова [44]. Такова, в частности, морфоструктура Лабынкыр диаметром  $\sim 60$  км, располагающаяся на междуречье истоков рек Колымы и Индигирки. Она выражена в рельефе в виде системы кольцевых долин в пределах сильно расчлененной горной страны. Здесь развиты преимущественно толщи липаритов и липарито-дацитов мелового возраста, имеющие мощность  $\sim 1$  км. Вопрос о возможном космогенном происхождении этой кольцевой формы в последние годы был вновь поднят Р. Дитцем и Дж. Макхоном.

В 1976 г. рекогносцировочное обследование этого района было проведено А. А. Вальтером и Е. П. Гуровым\* По их данным, из-

---

\* Сообщение на XVII Метеоритной конференции в мае 1977 г. в г. Черноголовке.

под меловых эффузивов местами выступают раздробленные и брекчированные осадочные породы триаса, обломки таких же пород встречены в виде включений в эффузивах. В этих брекчиях и обломках обнаружены минералы, несущие признаки ударного метаморфизма — диаплектовый кварц, характеризующийся присутствием от 2 до 7 систем планарных элементов (системы  $\pi$ ,  $\omega$  и базальная); отмечена частичная изотропизация полевых шпатов. Возраст структуры может рассматриваться как послетриасовый, но домеловой.

Обоснование ее космогенной природы требует дополнительных детальных полевых исследований, так же как и петрографического изучения более представительного материала.

Л. И. Глазовская и др. [30] сообщили о находке распыленного никелистого железа в стекле, обнаруженном в скважине среди пород кристаллического фундамента в районе Пярля в южной части Литвы. Скважина прошла 434,3 м по породам осадочного чехла и еще 19,7 м по породам фундамента. На глубине 451,4—452,6 м среди гнейсовидных metabазитов и плагио-микроклиновых гранитов встречены кусочки стекла, содержащего  $\sim 60\%$   $\text{SiO}_2$ . Стекло содержит мелкие обломки минералов вмещающих пород, вокруг некоторых обломков кварца имеются каемки лешательерита. Частицы рудного минерала размером от сотых до десятых долей миллиметра, как показали дифрактометрические и микрозондовые исследования, представлены камаситом, отличающимся пониженным содержанием никеля (0,37%). Прямые признаки ударного метаморфизма ни во включениях в стекле, ни во вмещающих породах не обнаружены. Вопрос о наличии в этом районе импактного кратера остается пока открытым.

По данным А. А. Вальтера и В. А. Рябенко [17], Е. П. Гурова, Э. В. Мельничука, В. А. Голубева и других исследователей, ряд небольших по размерам погребенных и недостаточно изученных структур на Украинском щите могут рассматриваться как астроблемы. Одна из них имеет диаметр  $\sim 4$  км; залегающие в ней породы (брекчии, зювиты мощностью до 120 м и др.), перекрытые кайнозойскими отложениями, содержат обломки пород и минералов с признаками ударного метаморфизма. Калий-аргоновый возраст стекол определен в 161—169 млн. лет. Кратер образовался в кристаллических породах и характеризуется наличием центрального поднятия.

В начале 1979 г. А. П. Никольский выявил среди брекчированных пород протерозоя вблизи пос. Терны признаки ударного метаморфизма и плавления. Ранее здесь описывалась вулканическая трубка [79, 106], прорывающая породы криворожской серии: кристаллические сланцы, кварциты, филлиты, железистые кварциты, доломитовые мраморы, метапесчаники, метаконгломераты и т. д. А. П. Никольский ознакомил авторов с обнажениями в этом районе, а также с керном из глубоких скважин, шлифами ударнометаморфизованных пород и другими данными. По этим материалам могут быть в общих чертах охарактеризованы основные особен-

ности строения Терновской астроблемы. Она относится к числу значительно эродированных структур, диаметр ее в настоящее время составляет не менее 6 км, хотя точные границы не установлены. Рыхлые неогеновые и четвертичные отложения мощностью первые десятки метров скрывают значительную часть структуры.

В пределах кратера, возраст которого  $\sim 330 \pm 30$  млн. лет, сохранились аутигенные и частью аллогенные брекчии и импактиты. Последние развиты главным образом в виде дайкообразных и ветвящихся тел в породах интенсивно раздробленного цоколя в пределах центрального поднятия, где широко распространены конусы разрушения. Породы цоколя пересечены большим числом дайкообразных тел инъекционных брекчий полимиктового состава, они выклиниваются на глубине  $\sim 1$  км и в стороны от предполагаемого центра. Раздробленные и частью смещенные блоки пород с текстурами «грис» и жилами инъекционных полимиктовых брекчий развиты также и на бортах структуры в северо-западном и восточном секторах, причем степень дробления уменьшается в радиальных от центра направлениях.

Аллогенные мегабрекчии и глыбовые брекчии распространены в полукольцевой зоне, прилегающей с востока и юго-востока к центральному поднятию. Они состоят из блоков и глыб поперечником во многие десятки и иногда первые сотни метров различных местных пород (в том числе железистых кварцитов), сцементированных щебенчатой брекчией и тонкораздробленным материалом того же состава. В обломках встречаются конусы разрушения, диаплектовый кварц и диаплектовое кварцевое стекло с коэситом, лешательерит. Мощность аллогенных брекчий составляет несколько сотен метров.

Импактиты, образующие относительно маломощные тела в аутигенной брекчии, отвечают по составу развитым в центральном поднятии биотитовым микрогнейсам (пористые или массивные тагамиты с микролитами плагиоклаза и зювиты) или же железистым кварцитам (массивные, богатые фрагментами пород тагамиты с микролитами геденбергита, тридимита, магнетита, нередко подвергшиеся вторичным изменениям с образованием гизингерита и др.). Имеется ещё много неясных вопросов, касающихся внутреннего строения астроблемы, ее параметров, возраста, состава и соотношений развитых здесь коптогенных образований и т. д.

Несколько лет назад Б. С. Зейлик [40 и др.] выступил с мнением о том, что в Центральном Казахстане располагается ряд гигантских метеоритных структур, имеющих поперечник до 500—900 км, кроме того, им указано на существование и ряда более мелких таких структур. В качестве диагностических признаков космогенного происхождения перечисляются гравитационные и магнитные аномалии изометричной формы, наличие брекчий, а также некоторые петрографические признаки, трактуемые как «планарные элементы в кварце», «конусы разрушения», «изотропизация плагиоклаза» и т. д. Все эти объекты не подвергались каким-либо целеустремленным исследованиям, геологические границы их не



установлены, что позволяет применить к ним термин «структуры» лишь условно.

Летом 1976 г. нами, частично совместно с Б. С. Зейликом и другими геологами, был посещен ряд этих объектов и предприняты попытки обнаружить какие-либо геологические признаки их существования, аналогичные тем, которые установлены для достоверных астроблем. Собранный петрографический материал был затем просмотрен под микроскопом. Часть шлифов из не посещенных нами объектов была предоставлена нам для просмотра Э. Ю. Сейтмуратовой.

Полевые геологические наблюдения и петрографические исследования не дают каких-либо свидетельств существования «метеоритных структур» Прибалхашско-Илийской, Токрауской, Ынтылы, Борлы, Актогай, структур в районах Тектурмасского антиклинория, месторождения Мыстобе и некоторых других. Не были установлены при изучении шлифов диаплектовые минералы и в районе Пияз-Тау. Развитые в этих районах геологические образования (разломы, складки, сбросы, брекчии, интрузии, метасоматические породы и др.) являются продуктами эндогенных геологических процессов, весьма характерных для этого региона. Описанный в районе Токрау «маскелинит» [42], судя по результатам выполненного Л. С. Богомольной микрозондового анализа, представляет собой ломонтит-леонгардит, замещающий, по нашим наблюдениям, плагиоклаз. вкрапленников эффузивных пород.

Несмотря на то что большинство посещенных нами объектов, относимых Б. С. Зейликом к числу «метеоритных структур», не имеют соответствующих признаков (чему противоречат и все геологические материалы), заслуживают внимания отмеченные им в отдельных шлифах кварцсодержащих пород, отобранных на отдельных участках, системы пересекающихся тонких трещин. Такие шлифы, содержащие одиночные зерна диаплектового (?) кварца, демонстрировались нам Б. С. Зейликом из бассейна р. Ишим, района Джекказгана, района так называемой Чуйской глыбы и месторождения Тасты. Для установления в этих местах импактных структур и определения их действительных размеров требуются специальные исследования.

Открытым остается вопрос и о существовании астроблемы в районе сопки Жуан-Тобе, где развиты различные брекчированные породы палеозоя (известняки, кварциты, гранодиорит-порфиры, гранит-порфиры, туфы, игнимбриты и др.). Морфологически какая-либо круговая структура здесь не выявлена. Проведенные нами измерения показали, что иногда в кварцсодержащих породах (кварцитах, игнимбритах) зерна кварца характеризуются присутствием систем открытых трещин, ориентировка которых ( $\{10\bar{1}3\}$  — 47%,  $\{10\bar{1}1\}$  — 13%,  $\{2\bar{1}31\}$  — 7% и др.) указывает на вероятный диаплектовый их характер. Возможно, что здесь находится глубокоэродированная астроблема позднепалеозойского или раннемезозойского возраста, однако для такого вывода необходимы дополнительные исследования.

И. А. Нечаева сообщила об открытии ею «Центральнокольского кратера», имеющего в поперечнике  $250 \times 150$  км, который образовался в результате падения «роя метеоритов» [84]. Проведенное нами ознакомление с коллекцией образцов и шлифов, предоставленных И. А. Нечаевой, а также с геологическими материалами показало, что какие-либо основания для такого заключения отсутствуют. Признаки высокотемпературного плавления минералов, наблюдающиеся в образцах свежих пород из этого района могут быть связаны с ударами молний (фульгуриты), так как большинство этих образцов было отобрано на вершинах холмов.

В одной из последних статей Б. С. Зейлик [41] предлагает рассматривать как космогенные объекты (возникшие при мощных метеоритных ударах или даже при падении роев астероидов) Тунгусскую синеклизу, Днепровско-Донецкий авлакоген, Верхояно-Колымскую область и, наконец, впадину Охотского моря. Л. Якуш [198] относит к образованиям, связанным с ударами гигантских космических тел, впадины Черного и Каспийского морей. Все эти гипотезы не имеют под собой никаких геологических оснований.

### ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИИ НЕКОТОРЫХ АСТРОБЛЕМ ЗАРУБЕЖНЫХ СТРАН

В главе кратко охарактеризованы наиболее изученные или интересные в каком-либо отношении импактные кратеры зарубежных стран. Сведения об этих структурах приведены в основном по литературным данным или же по материалам, присланным авторам зарубежными исследователями. Для единообразия изложения имеющиеся описания в ряде случаев интерпретированы нами исходя из принципов морфоструктурного анализа импактных кратеров и принципов расчленения пород коптогенного комплекса, изложенных в гл. I.

В качестве примера наиболее крупного и хорошо изученного современного метеоритного кратера приведено описание кратера Барринджер (Аризонского).

#### ПРОТЕРОЗОЙСКИЕ АСТРОБЛЕМЫ

##### Астроблема Вредефорт

Вопрос о происхождении так называемого Вредефортского кольца или купола в Южной Африке является предметом длительной дискуссии. Предположение об импактном происхождении этой структуры [134, 151, 154] обосновано работами У. Мэнтонна [211], Х. Уилшира [260] и других исследователей.

Глубоко эродированная астроблема Вредефорт находится в области Трансваальского кратона, где расположен так называемый «бассейн Ранд» — прогиб, заполненный мощными толщами протерозойских отложений (рис. 46).

В пределах округлого в плане ядра структуры диаметром ~ 40 км («Вредефортское кольцо») выступают архейские биотитовые граниты и частично кристаллические сланцы, имеющие радиологический возраст 2,85 млрд. лет [247]. Это гранитное ядро окружено кольцевой синклиналью диаметром ~ 60 км, образованной протерозойскими осадочными и вулканическими породами, общая мощность которых составляет 12—15 км. Это кварциты и сланцы серий Витватерсранд и вулканиды Вентерсдорп, кварциты, доломиты, сланцы, основные эффузивы серии Трансвааль. Два небольших штока щелочных гранитов интродуцируют отложения

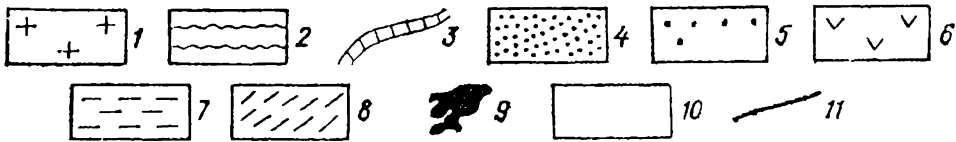
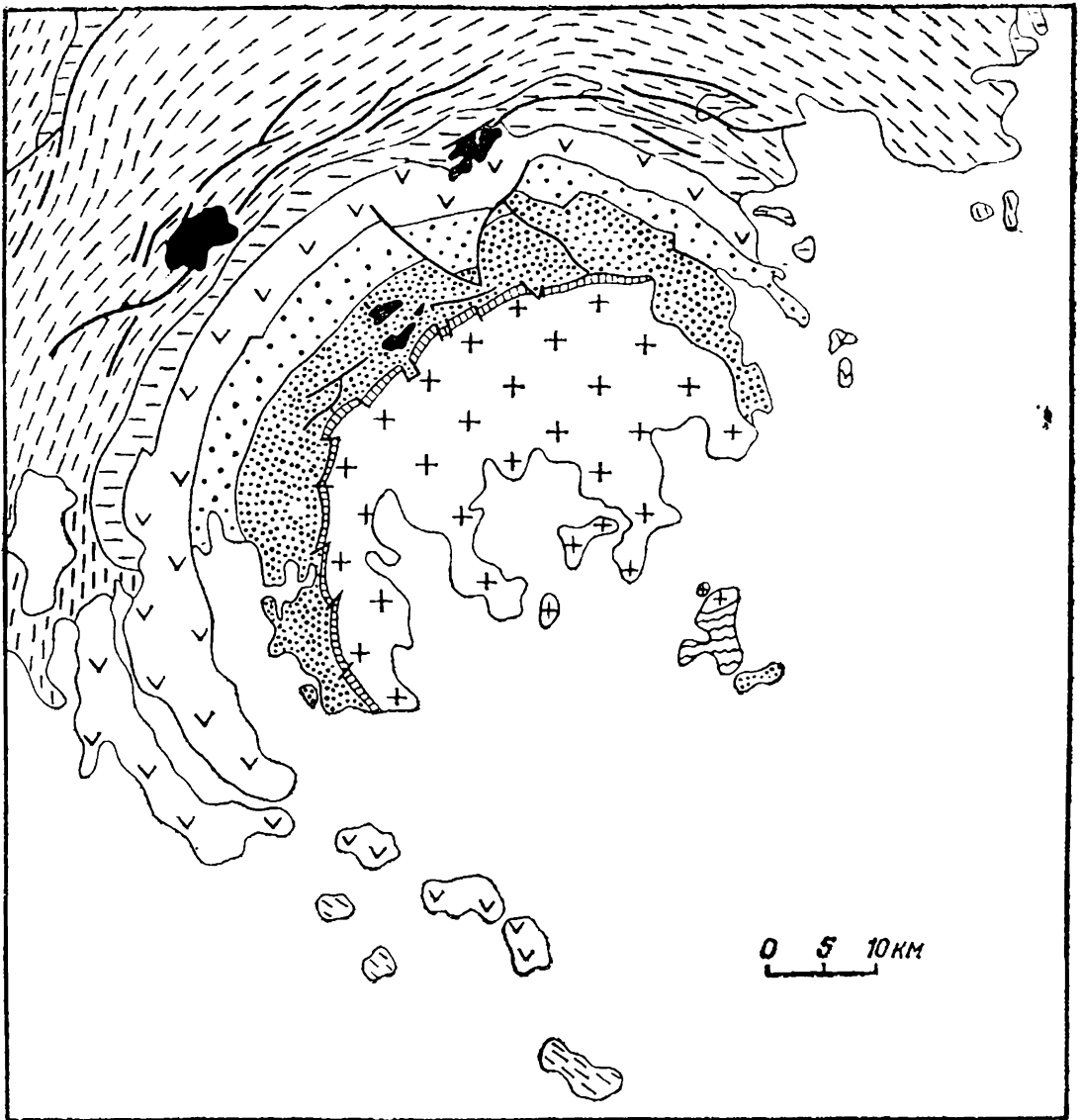


Рис. 46. Геологическая карта астроблемы Вредефорт (по геологической карте Южной Африки [177], с изменениями).

1 — архейские граниты; 2 — нижний протерозой (серия Свазиленд, метавулканыты); 3—9 — средний протерозой (3 — серия Доминион-Риф: конгломераты, кварциты, сланцы, 4 — серия Витватерсранд, нижняя подсерия: кварциты, конгломераты, сланцы, 5 — серия Витватерсранд, верхняя подсерия: кварциты, конгломераты, сланцы, вулканыты, джеспилиты, 6 — серия Вентерсдорп: вулканыты, осадочные породы, 7—8 — надсерия Трансвааль: 7 — доломиты, кварциты, вулканыты, 8 — кварциты, сланцы, тиллиты, вулканыты; 9 — щелочные граниты; 10 — верхний карбон — нижняя пермь (серия Экка, песчаники), 11 — разломы.

нижней части серии Витватерсранд в северо-западной части структуры. Кольцевая синклираль опрокинута в стороны от гранитного ядра, так, что в своеобразной его оболочке породы падают к центру структуры. Соотношения архейских гранитов и протерозойских стратифицированных пород указывают на то, что первые являются породами фундамента, на которых были отложены впоследствии эти интенсивно деформированные в кольцевой зоне толщи [177].

В породах протерозоя в пределах кольцевой синклинали установлены проявления термального метаморфизма, затухающие от границы с гранитным ядром (до 6,5 км по латерали), однако зоны метаморфизма несколько эксцентричны по отношению к центру этого ядра.

Базальные слои серии Витватерсранд (кварциты Орэйндж Гроув) обнажаются на поверхности в виде полукольца с дугой  $\sim 200^\circ$  (остальная часть структуры перекрыта осадками и лавами Карру), рассечены многочисленными нарушениями, приводящими к сокращению периметра этих слоев. Гранитное ядро, но в большей степени окружающие его осадочные и другие породы рассечены многочисленными жилами и дайкообразными телами псевдотахилитов, иногда разделяющими отдельные несколько смещенные блоки пород (мегабрехчия). Мощность жил от нескольких миллиметров до 20 м, они включают обломки пород и минералов. Обломки пород, в большинстве случаев имеющие тот же состав, что и вмещающие породы (граниты, кварциты, сланцы, щелочные граниты, сиениты и др.), достигают 4,5 м; более мелкие обломки имеют иногда округлую форму. Псевдотахилиты состоят из раздробленного катаклазированного, местами перетертого материала местных пород, частью с признаками плавления и последующей кристаллизации (микролитовые, сферолитовые структуры). Кварц, полевые шпаты, амфиболы, слюды катаклазированы, характеризуются наличием планарных элементов. В этих породах обнаружены коэзит и стишовит [212]. Химические составы псевдотахилитов, за некоторыми исключениями, соответствуют составу вмещающих пород. Характерно, что псевдотахилиты не связаны с системами каких-либо крупных зон разломов и сбросов.

Наиболее интересным является широкое развитие конусов разрушения в породах структуры примерно в тех же пределах, где развиты и псевдотахилиты. Конусы встречаются во всех осадочных породах в пределах кольцевой синклинали (в том числе и в щелочных гранитах), а также в архейском гранитном ядре по его периферии. Реконструкции положения конусов показывают, [211], что их вершины при приведении пластов пород в горизонтальное положение указывают на точку, находящуюся над центром структуры, гипсометрически выше уровня земной поверхности. Эта точка является местом распространения деформирующих усилий, вызвавших образование конусов.

Круговая структура, круговые деформации докембрийского цоколя, конусы разрушения и их ориентировка, псевдотахилиты с признаками ударных деформаций минералов, наличие коэзита и стишовита указывают на то, что структура Вредефорт представляет собой глубоко эродированный деформированный цоколь докембрийского импактного кратера, возраст которого оценивается в  $1970 \pm 100$  млн. лет, а диаметр, вероятно, в 140 км [185]. По-видимому образование гигантского кратера сопровождалось возникновением центрального поднятия большой амплитуды, которое вызвало нарушение изостатического равновесия и движение глубоких

горизонтов земной коры. Положительная гравитационная аномалия почти в центре гранитного ядра ( $\sim 20$  мгал) указывает на подъем масс пород основного состава.

Большинство исследователей согласно с тем, что в ядре структуры разогретый архейский гранит испытал значительные вертикальные перемещения (не менее 8—10 км, как это следует из мощности протерозойских толщ). Часть сбросов по периферии ядра связана с этим диапиризмом, по ним следуют дайки гранофиоров, которые не содержат псевдотахилитов и конусов разрушения.

Можно предполагать, что при образовании гигантского кратера поверхность его истинного дна располагалась выше подошвы протерозойских толщ (архейские граниты были вскрыты лишь в центральной наиболее глубокой части кратера). Эти глубокие нарушения равновесия вызвали пластическое течение сильно нагретых частей коры, характеризовавшейся в этом регионе сравнительно высоким тепловым потоком. Субсолидным течением и подъемом сильно нагретой центральной части гранитного ядра частично вызван и метаморфизм окружающих толщ, опрокидывание их и как бы растекание гранитной сердцевины в виде гриба. Последующая сильная эрозия уничтожила все образования коптогенного комплекса и значительно срезала структуру цоколя.

Структура Вредефорт является уникальным примером гигантской глубокоэродированной астроблемы, модификация которой происходила под влиянием нарушения изостатического равновесия коры и мощного притока глубинного тепла.

### Астроблема Садбери

Астроблема Садбери в штате Онтарио (Канада) относится к числу крупнейших. Принадлежность ее к числу космогенных объектов была впервые обоснована Р Дитцем [156]. Эта структура является одной из наиболее сложных по своему строению, поскольку после образования кратера в раннем протерозое ( $\sim 1840 \pm \pm 150$  млн. лет) здесь произошло внедрение глубинного основного расплава, а затем неоднократно проявились тектонические движения и региональный метаморфизм ( $\sim 1600$  и  $1200$  млн. лет).

Структуре Садбери, находящейся на южном склоне Канадского щита, посвящено большое число публикаций главным образом в связи с заключенной в ее пределах никеленосной интрузией (рис. 47). Особенности морфологии структуры, явления ударного метаморфизма, анализ ее связи с последующим внедрением основной магмы наиболее подробно рассмотрены в ряде работ [105, 149, 170, 171 и др.].

Положение мощной (2—5 км) норитовой — микрогранитовой интрузии, внедрившейся почти вдоль поверхности истинного дна кратера, в значительной степени определяет современную структуру астроблемы, которая имеет размер  $59 \times 27$  км, однако диаметр зоны деформаций, прослеживаемых в цоколе, составляет 72—74 км, поскольку признаки ударного метаморфизма и конусы

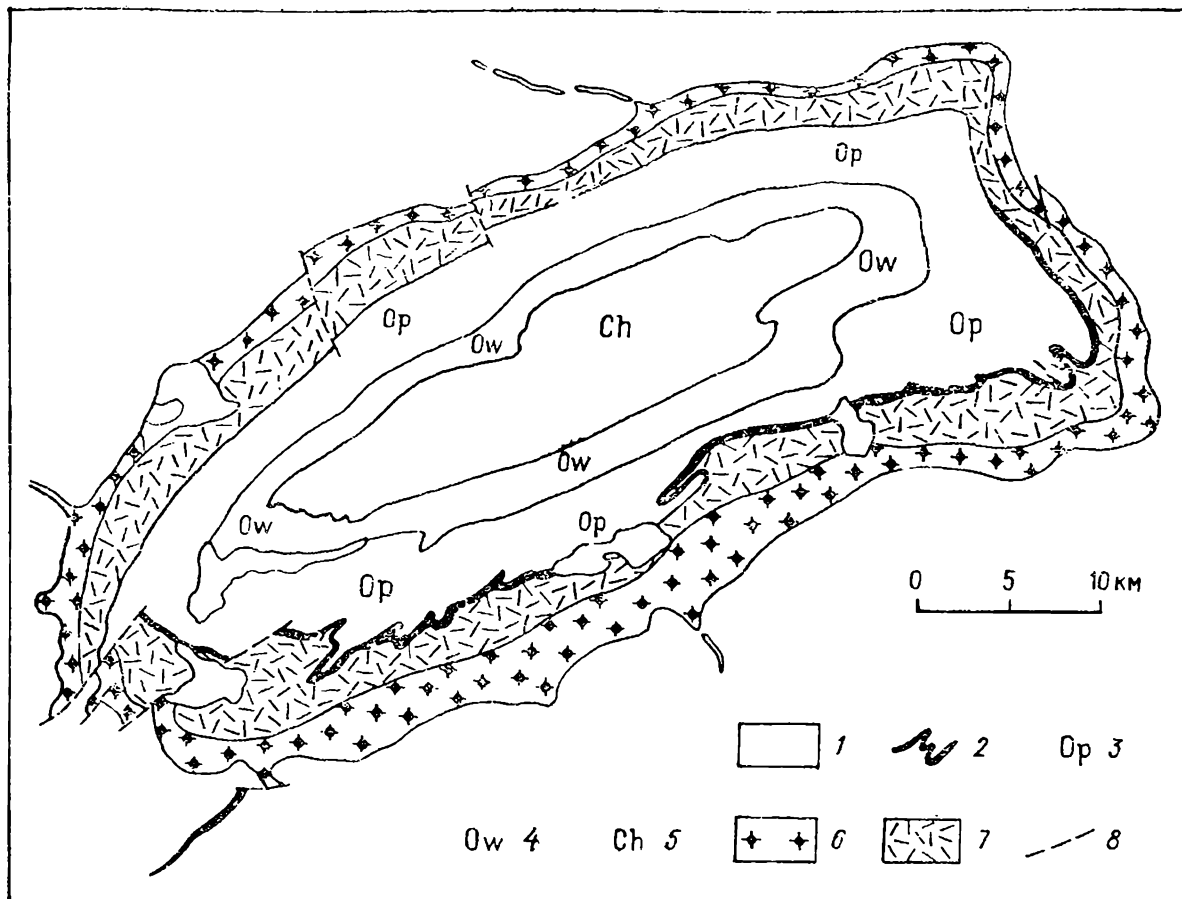


Рис. 47. Схема астроблемы Садбери [171].

1 — метаморфические и изверженные породы архея, нижнего и верхнего протерозоя, частью ударнометаморфизованные; 2 — аллогенная кварцитовая брекчия; 3 — метазювиты Онэйпинг; 4 — сланцы Онватин; 5 — песчаники Челмсуорд; 6 — нориты и кварцевые диориты; 7 — микропегматит; 8 — сбросы.

разрушения распространены и за пределами этого эллипса. Эллиптическая в плане форма астроблемы обусловлена региональным тектоническим сжатием в пенокийскую орогеническую эпоху. По последним оценкам первоначальный диаметр кратера мог составлять 140 км [185]. В цоколе астроблемы, в частности под подошвой интрузии, находятся деформированные архейские и раннепротерозойские граниты, гранито-гнейсы, зеленокаменные породы, мигматиты, позднепротерозойские метаосадочные породы и основные интрузии (гурон). В кровле интрузии залегают образования, которые следует относить к коптогенному комплексу: это кварцитовые аллогенные брекчии, зювиты Онэйпинг. Залегающие выше сланцы Онватин и песчаники Челмсуорд, по-видимому, можно рассматривать как образования заполняющего комплекса, связанные с нижележащими зювитами постепенным переходом.

В подошве интрузии деформированные породы пересечены сетью брекчиевых жил (брекчия Садбери или Левак). Угловатые или слегка округленные блоки гранитов и гуронских кварцитов заключены здесь в черном стекле плавления, образовавшемся за счет того же материала. Здесь установлены многочисленные при-

знаки ударного метаморфизма. В породах цоколя развиты конусы разрушения, отмечаются диаплектовые кварц и биотит, однако в южной части зоны деформированных пород перекристаллизация в результате регионального метаморфизма частично стирает эти черты.

В кровле интрузии частично сохранилась перемещенная кварцитовая глыбовая и блоковая брекчия, состоящая из обломков и отдельных глыб (до 75 м в поперечнике) гуронских кварцитов и гранитов. Она перекрыта образованиями серии Уайтуотер, так называемыми «туфами» Онэйпинг (мощность 1200 м), затем сланцами Онватин (300 м) и песчаниками Челмсуорд (300 м). Детальные исследования этих «туфов» [170] показали, что они представляют собой метазювиты, т. е. зювиты, подвергшиеся региональному метаморфизму. Их общий объем оценивается от 630 до 1050 км<sup>3</sup>. Они могут быть отнесены к лито-витрокластическим и кристалло-витрокластическим, преимущественно лапиллиевым разновидностям, состоящим из обломков перекристаллизованных импактных стекол, с участием обломков и глыб пород основания, достигающих нескольких метров в поперечнике. Толща зювитов характеризуется единой последовательностью размерности обломочного материала, в котором сверху вниз по разрезу увеличиваются размеры частиц и обломков от грубообломочных и лапиллиевых вплоть до глыбовых. В породах отсутствуют слоистость, перерывы (вся толща была отложена одноактно). Включения кварц-полевошпатовых пород (иногда они оплавлены) нередко окаймлены импактным стеклом, обычно раскристаллизованным. Обломки кристаллов кварца, полевых шпатов, биотита нередко имеют диаплектовый характер, встречаются рекристаллизованные диаплектовые полевошпатовые и кварцевые стекла, а также раскристаллизованные флюидальные стекла плавления по этим минералам. Имеются указания на то, что в толще метазювитов залегают небольшие тела массивных импактитов.

Предполагается, что перекрывающие зювиты сланцы и песчаники являются результатом быстрого перемива материала выбросов в заключительную стадию кратерообразования, которое, возможно, происходило в неглубоком бассейне. Внедрение никеленосных норитов произошло, по-видимому, вскоре после образования кратера, причем интрузия использовала поверхность истинного дна в качестве ослабленной зоны. Имеется много дискуссионных вопросов, касающихся способа образования расплава, сформировавшего интрузию.

Некоторые особые черты интрузии Садбери, в частности относительно большая роль микрогранитов в ее разрезе, отсутствие ультрамафитов, установленного подводного канала и другие особенности приписываются определенной роли сравнительно кислого импактного расплава, который частично смешался с поднимающейся с глубины по системе возникших трещин основной магмой, причем при этом произошла ликвация сульфидов [197]. Несомненно, однако, что образование никеленосной интрузии, которую



следует относить к инъекционному комплексу, следовало без значительного разрыва во времени по отношению к моменту кратерообразования.

Интересно, что структура Садбери в кайнозое вновь стала ареной нового ударного события, в результате которого возник кратер Уанапитей, имеющий диаметр 8,5 км. Центр его смещен относительно центра астроблемы Садбери к востоку примерно на 42 км. Астроблема Уанапитей сейчас представляет собой озерную впадину, совпадающую с отрицательной гравитационной аномалией. На дне озера установлены ударнометаморфизованные породы и импактные стекла с возрастом  $37 \pm 2$  млн. лет [234].

### Астроблема Концепшен Бэй (Холируд)

Астроблема выявлена в восточной части о. Ньюфаундленд к югу от залива Концепшен Бэй в Аппалачской складчатой зоне. Здесь развиты позднедокембрийские основные и кислые вулканические породы (серия Харбор Мэйн), алевролиты и глинистые сланцы, граувакки (серия Концепшен) Серия Харбор Мэйн прорвана гранитами и диоритами. Все эти образования с угловым несогласием перекрываются содержащими остатки фауны нижнекембрийскими конгломератами, брекчиями, сланцами, водорослевыми известняками.

Согласно работе [164] признаки ударного метаморфизма и брекчирования обнаружены во всех докембрийских породах, особенно в гранитах. Встречаются жилообразные тела брекчий, содержащих обломки диаплектового кварца с характерными планарными элементами. В алевролитах, кроме того, наблюдались конусы разрушения высотой до 50 см. Многочисленные гальки ударнометаморфизованных гранитов и зерна диаплектового кварца обнаружены в конгломератах, гравелитах и брекчиях основания нижнего кембрия.

По-видимому, образование импактного кратера имело место в позднем докембрии. В дальнейшем эрозия уничтожила значительную часть этой структуры, детрит ударнометаморфизованных пород вошел в состав кластических кембрийских толщ, отложившихся на размывом докембрийском основании и полностью перекрывших его. Последующие тектонические движения привели к нарушению залегания кембрийских толщ, неравномерному поднятию блоков, образованию сбросов. В настоящее время контуры структуры точно не установлены; ее первоначальный диаметр, вероятно, превышал 20 км (размер блока пород, в которых установлен ударный метаморфизм).

Астроблема Концепшен Бэй (Холируд) является примером значительно переработанной тектоническими движениями и эрозией импактной структуры.

## Астроблема Лаппярви

Астроблема Лаппярви расположена на Балтийском щите в Западной Финляндии в 100 км восточнее г. Вааза. В настоящее время впадина заполнена оз. Лаппярви (17×12 км). Принимая во внимание, что округлые отрицательные магнитная и гравитационная (~ 10 мгал) аномалии в районе структуры имеют диаметр 17 км, и учитывая, что астроблема сильно эродирована, следует предположить, что ее первоначальный диаметр превышал этот размер. М. Лехтинен [206] оценивает размер структуры в 12—14 км. И. Б. Свенссон [254] впервые опубликовал данные, свидетельствующие в пользу ее импактного происхождения. Наиболее полное исследование структуры и слагающих ее пород провел М. Лехтинен [206].

Породы цокольного комплекса представлены докембрийскими гранитами, гранодиоритами, гранитными пегматитами и слюдяными гнейсами. Кратер заполнен полимиктовой аллогенной брекчией и импактитами. Окатанные глыбы и галька брекчий и импактитов составляют до 60—70% ледниковых отложений в районе. В коренном залегании находятся лишь массивные импактиты (кярнаиты), обнажающиеся главным образом на северо-восточной оконечности одного из островов, в северной части озера. Валуну зювитов, богатых крупными фледлями стекла, сохранились на отдельных островах, а также встречены в ледниковых отложениях к югу от озера.

Аллогенная брекчия состоит из угловатых обломков коренных пород различного размера и остроугольных фрагментов минералов, в которых обнаруживаются признаки ударного метаморфизма низких ступеней (0—I): планарные элементы в кварце и полевошпате, полосы смятия в биотите и графите. В обломках гнейса и гранита встречаются конусы разрушения. Цементом брекчий служит тонкораздробленный материал этих же пород и минералов, превращенный местами в глинистое вещество или горную муку. Иногда в брекчиях встречаются немногочисленные фрагменты полиминерального стекла с флюидалной текстурой.

Зювиты состоят из угловатых обломков главным образом слюдяных гнейсов, в меньшей степени гранитов, гранодиоритов и мигматитов. Более мелкие содержат обломки кварца, полевых шпатов, биотита и фрагменты импактных стекол. Некоторые бомбы гнейсов, имеющие эллиптическую, верстенообразную, реже изометрическую форму, окаймлены полиминеральным стеклом. Обломки пород и минералов несут признаки ударного метаморфизма как 0—I, так и II—III ступени.

Существенную часть зювитов (20—50%) составляют обломки и бомбы стекла различной формы и размера, нередко с флюидалной текстурой. Наряду с подобными кристалло-лито-витрокластическими и кристалло-витро-литокластическими зювитами присут-

ствуют витрокластические зювиты, состоящие из крупных (от первых сантиметров до 20 см) бомб и фледлей стекла. Иногда встречаются изогнутые лентообразные стекла, достигающие 10 см по длинной оси и толщиной в несколько миллиметров. В гетерогенных стеклах наблюдаются полосы различной окраски с реликтами и включениями диаплектовых минералов и мономинеральных стекол.

Наиболее распространенной породой является массивный импактит (кярнаит), аналогичный тагамитам, описанным в астроблемах на территории СССР. Выделяются два типа массивных импактитов. Наиболее часто встречается кярнаит с большим количеством включений обломков минералов, реже пород размером от долей миллиметра, иногда до первых сантиметров и гетерогенной стекловатой матрицей. Эти породы могут быть отождествлены с атакситовыми тагамитами. Иногда встречаются пористые кярнаиты с удлиненными, ориентированными в одном направлении порами.

Другой тип массивного импактита представляет собой кярнаит с гемикристаллической структурой матрицы и незначительным количеством включений пород и минералов. Продукты раскристаллизации полиминерального стекла основной массы представлены микролитами пироксена, санидина, анортотклаза и кордиерита, ассоциирующими с прозрачным остаточным стеклом. Реликты оплавленного кварца, иногда с ударными эффектами, окаймлены обычно агрегатом микролитов пироксена. По диаплектовому кварцевому стеклу и стеклу плавления образуются агрегатные скопления изометрических выделений кристобалита с «шариковой» структурой. Между кярнаитами обоих типов существуют промежуточные разновидности, а атакситовые тагамиты переходят в спекшийся зювит.

Характерно аномально высокое содержание никеля в кярнаитах, более чем в 10 раз превышающее таковое в породах цоколя, что указывает на присутствие распыленного вещества ударившего тела.

Возраст астроблемы менее 600 млн. лет.

### **Астроблема Сильян**

Астроблема Сильян находится также на Балтийском щите в центральной Швеции. Геологическое описание и ее диагностика как импактной структуры приведены в ряде работ шведских исследователей [191, 255], а также специалистов, занимавшихся изучением аналогичных структур в Европе и в Северной Америке [161, 238].

Импактный кратер Сильян возник в среднем палеозое, когда в рассматриваемом районе кристаллические породы щита были перекрыты относительно мощной толщей иотнийских и палеозойских осадков. В состав фундамента входят свионийские граниты, мигматиты и некоторые другие породы. Породы чехла представ-

лены маломощными позднедокембрийскими песчаниками и толщей базальных конгломератов, переслаивающихся между собой известняков, сланцев и песчаников, содержащих обильные остатки фауны ордовика и силура. Общая мощность их свыше 500 м.

Астроблема имеет сложное строение (рис. 48) и в настоящее время состоит из кольцевого желоба и центрального ядра. Образования коптогенного комплекса практически нацело уничтожены эрозией.

Наиболее характерным структурным элементом является кольцевой желоб, в котором только и сохранились терригенно-карбонатные породы палеозоя. На разных участках они имеют мощность от нескольких метров до 500 м, часто деформированы, пересечены сбросами. Мощность их местами увеличена за счет пологих взбросов или надвигов. Весьма характерны разбитые трещинами и смещенные относительно друг друга отдельные фрагменты ископаемых остатков фауны. Диаметр кольцевого желоба 40 км, ширина сохранившегося кольца осадочных пород от 2—3 (в восточной) до 10 км (в западной части). Желоб частично занят системой озер, наиболее крупное из них — оз. Сильян. Максимальная глубина их достигает 125 м.

Центральная часть структуры, образованная гранитами цоколя, имеет диаметр 25—28 км и испытала значительную ледниковую эрозию, которая срезала как образования коптогенного комплекса, так и собственно центральное поднятие, которое, судя по распространению интенсивно деформированных пород и конусов разрушения, имело диаметр не более 12—15 км. Здесь в грубозернистых гранитах хорошо развиты конусы разрушения высотой до 0,5 м, наблюдается диаплектовый кварц с планарными элементами и другие диаплектовые минералы [255 и др.].

Как в пределах центральной части структуры, так и на внутреннем склоне желоба в гранитах встречены жилы и дайки инъекционных брекчий мощностью 1 м и менее. Породы этих даек, названные Ж. Рондо [238] милолистенитами, близки то к псевдотаксилитам, то к смешанным брекчиям и другим подобным образованиям, описанным в породах цоколя других астроблем. Местами эти дайки и жилы содержат флюидальные фрагменты стекла, обломки карбонатных пород, обладают признаками течения материала.

Предполагается, что аллогенные брекчии и импактиты имели мощность до нескольких сотен метров. Реликты этих образований, сохранившиеся от эрозии, выявлены в нескольких местах в южной части структуры в виде разрозненных участков и эрратических блоков. Брекчии состоят из обломков пород кристаллического фундамента и осадочного чехла, перемешанных между собой; размер их достигает нескольких десятков сантиметров; это граниты, гнейсы, кварциты, милониты и фрагменты минералов, различные сланцы, карбонатные породы, в том числе содержащие ископаемую фауну. Обломки сцементированы перетертым карбонатно-глинисто-песчаным материалом.

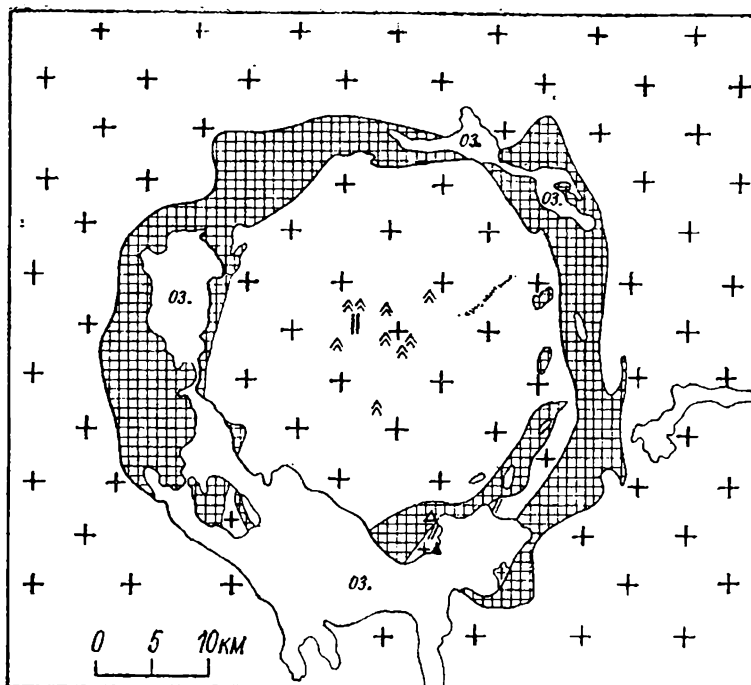


Рис. 48. Схема астроблемы Сильян [238].

1 — докембрийские граниты; 2 — палеозойские осадочные породы; 3 — конусы разрушения; 4 — жилы и дайки брекчий; 5 — эрратические блоки импактитов; 6 — эрратические блоки брекчий.

Массивные импактиты состоят из криптокристаллической или микролитовой матрицы, в которую включены обломки пород и минералов, частью ударнометаморфизованные и оплавленные. Вероятно, массивные импактиты некогда слагали достаточно мощное пластовое тело в ядре структуры, перекрывая деформированные породы кристаллического цоколя и частично аллогенные брекчии.

Диаметр астроблемы оценивается сейчас в 52 км. Время образования кратера Сильян около  $365 \pm 7$  млн. лет [255].

### Астроблема Брент

Импактный кратер Брент (Онтарио, Канада) был диагностирован и изучен одним из первых на Канадском щите [196]. Здесь выполнены глубокое бурение, геофизические исследования, детальные петрографические наблюдения. Эта структура является как бы эталоном импактного кратера простого строения.

Астроблема располагается в юго-восточной части Канадского щита (Гренвильская структурная провинция) в области распространения кристаллических пород докембрия. Это сложнодеформированные биотитовые, гранатовые и амфиболовые гнейсы с редкими прослоями амфиболитов и метагаббро, секущиеся пегматитовыми жилами.

Астроблема, имеющая диаметр 2,9 км, хорошо видна на аэрофотоснимках, ее положение подчеркивают два небольших озера, находящихся внутри контуров округлой структуры в пределах поля развития ордовикских толщ заполняющего комплекса. Кратер претерпел глубокую эрозию по крайней мере двух циклов: после своего образования в ордовике и затем в недавнее время. По имеющимся оценкам ею срезано 220 м образований докольного и частью коптогенного и заполняющего комплексов. Реконструируемый диаметр кратера 3,8 км.

Профиль истинного дна структуры чашеобразный (рис. 49). В центре максимальная глубина ее от современной поверхности докембрийского цоколя 870 м, причем мощность брекчий и импактитов здесь 610 м. Аутигенная брекчия меланократовых гнейсов (в их состав входят гранат, амфибол, биотит, лабрадор) имеет мощность в центре структуры  $\sim 60$  м. Частью смещенные угловатые обломки и глыбы в аутигенной брекчии имеют размер до нескольких десятков сантиметров. Ниже осуществляется переход в трещиноватые гнейсы цоколя с незначительными участками брекчирования. Эти породы прослежены еще на 137 м. Нижние 85 м этого интервала обнаруживают интенсивные затухающие с глубиной ударные эффекты во всех породообразующих минералах, особенно в кварце [235].

Образования коптогенного комплекса представлены линзой массивных импактитов, аллогенными брекчиями и брекчиями с заметным участием фрагментов стеклов, которые отдельные исследователи относят к зювитовой брекчии.

Линза массивных местами пористых импактитов залегает в центре кратера в 35 м выше поверхности истинного дна среди слабоперемещенной аллогенной брекчии. Мощность ее  $\sim 42$  м, диаметр несколько сотен метров. Импактиты частью раскристаллизованы (полевые шпаты: андезин или олигоклаз, анортотоклаз до санидина; клинопироксен, амфибол, биотит, кварц ильменомангнетит), содержат многочисленные оплавленные включения ударно-метаморфизованных и перекристаллизованных гнейсов, а также реликты рекристаллизованного полевого шпата. В нижней части линзы импактитов среди включений иногда наблюдаются амфиболиты. Среднее количество включений составляет в импактитах 45%, в средней и нижней частях — от 20 до 50%, а в центральной — от 1 до 16%. Содержание  $\text{SiO}_2$  в импактитах  $\sim 58\%$ . Общий их объем 0,05 км<sup>3</sup>. Импактиты обнаруживают высокие содержания никеля, в отдельных случаях более чем в 100 раз превышающее его содержание в породах мишени; повышено также содержание хрома; отношение Ni/Cr составляет в них  $2,85 \pm 0,40$ . Исходя из этого отношения предполагают, что ударившее тело имело состав хондрита [182, 215]; это вещество в количестве 1,6% вошло в состав импактного расплава.

Аллогенная брекчия имеет мощность  $\sim 630$  м в центре астроблемы, обломки в ней хорошо перемешаны. Брекчия, подстилающая линзу массивных импактитов, имеет дресвяные размеры об-

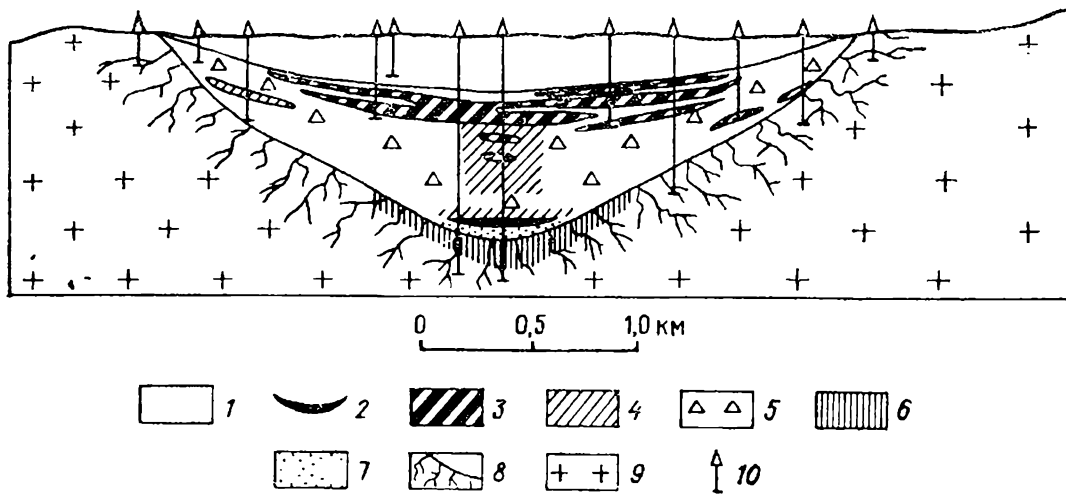


Рис. 49. Разрез астроблемы Брент [183].

1 — осадки, заполнившие кратер; 2 — линза застывшего импактного расплава; 3 — перемешанная брекчия, включающая фрагменты застывшего расплава; 4 — частично перемешанная брекчия со слабыми проявлениями ударного метаморфизма; 5 — частично перемешанная брекчия, обычно лишенная признаков ударного метаморфизма; 6 — ударнометаморфизованные гнейсы; 7 — базальная брекчия; 8 — брекчированные и трещиноватые гнейсы; 9 — неизмененные гнейсы; 10 — скважины (вертикальный и горизонтальный масштабы одинаковы).

ломков кристаллических пород (до 1 см), они заключены в более тонкообломочной матрице. Аллогенная брекчия, перекрывающая массивные импактиты, — дресвяная и щебенчатая. Фрагменты стекол относительно редки, их количество несколько больше в верхней части. Встречаются отдельные обломки пород с многочисленными признаками ударного метаморфизма (диаплектовые минералы и стекла). К краям линзы аллогенной брекчии в ней увеличивается количество более крупных обломков, что приписывают явлениям оползания и обрушения материала с бортов кратера.

Зювитовые брекчии (или зювиты) слагают верхнюю часть разреза коптогенного комплекса, хотя в виде небольших линз встречаются и внутри аллогенной брекчии. Их мощность может быть приближенно оценена в 160 м. Среди них встречаются участки аллогенной брекчии бедной стеклом, однако изображенное на разрезе (рис. 49) правильное чередование линз этих пород вряд ли отражает их действительные соотношения в пространстве.

Зювиты состоят из обломков кристаллических пород фундамента и стекол. Последние, как правило, измененные и девитрифицированные, имеют изогнутую скрученную форму и достигают размеров 10 см (в среднем меньше 5 см) в виде фледлей встречаются крайне редко. Количество стекла в зювитах варьирует в широких пределах. Его содержание возрастает в верхней части линзы зювитов, составляя в среднем 13% и понижаясь до 7% вниз по разрезу, где зювиты переходят, по существу, в аллогенную брекчию со стеклом. В верхней части толщи зювитов отмечается шесть зон пузыристых переплавленных пород мощностью до 5 м, имеющих существенно полевошпатовый состав.

Положение дна первичного видимого кратера может быть определено по положению подошвы заполняющего комплекса. В основании его находится 10—15-м переходный горизонт, образованный перемытыми брекчиями и базальными грубозернистыми песчаниками. Выше следует 260-м толща осадочных пород: это грубозернистые песчаники, слоистые известково-глинистые гипсоносные отложения, песчаники в нижней части разреза и красноцветные песчаные породы с прослоями известняка в его верхней части. Породы верхней части разреза охарактеризованы остатками фауны нижнего или среднего ордовика. Возраст ударного события, определенный по калий-аргоновому датированию импактных стекол,  $414 \pm 20$  млн. лет [189].

### Астроблема Западный Клируотер

Астроблема Западный Клируотер диаметром  $\sim 32$  км расположена на Канадском щите в провинции Квебек. В 1,5—2 км к юго-востоку от ее края находится другая астроблема (Восточный Клируотер) диаметром 22 км, которая образовалась одновременно с Западным Клируотером, при двойном ударе вероятно распавшегося вблизи Земли космического тела.

Восточный Клируотер представляет собой импактный кратер с центральным поднятием, диаметр которого  $\sim 5$  км. На деформированном цоколе залегают аллогенная брекчия и импактиты, перекрытые осадочными породами заполняющего комплекса. По данным ряда исследователей [181, 215 и др.], в импактитах обнаружено повышенное содержание иридия, осмия и других элементов, свойственных хондритам. Это свидетельствует о том, что ударившее тело могло иметь состав каменного метеорита.

Геологические особенности структуры Западный Клируотер, а также заполняющие ее брекчии и импактиты изучались многими исследователями [147, 151, 153, 167, 246 и др.]. В настоящее время депрессия заполнена водами озера. Проведенные здесь геофизические и геологические работы, а также небольшой объем бурения позволили выявить внутреннюю структуру астроблемы, имеющую сложное строение.

Различаются центральное поднятие диаметром 8 км, которое выступает над уровнем озера в виде нескольких небольших островов, и кольцевое поднятие истинного дна диаметром 16 км, проявляющееся в виде цепочки более крупных островов, расположенных в 6—10 км от центра. Центральное и кольцевое поднятия разделены внутренним кольцевым желобом. Топографический вал кратера, за которым на высотной фотографии наблюдается зона внешних разломов и трещин, эродирован и имеет диаметр  $\sim 32$  км. Приблизительно он соответствует береговой линии озера. Между топографическим валом и кольцевым поднятием отмечается внешняя кольцевая депрессия, подчеркиваемая рельефом дна озера.

Породы цокольного комплекса представлены архейскими гнейсами, пересеченными линзами пегматитов и редкими дайками по-



род основного состава. За пределами структуры гнейсы перекрываются толщей палеозойских известняков мощностью менее 50 м.

Кристаллические породы основания в той или иной степени деформированы (аутигенная брекчия) и обнаруживают признаки ударного метаморфизма. Гнейсы, обнажающиеся на небольших островах в центре озера и разбуренные двумя скважинами, частично раздроблены. Они подверглись пиковому давлению порядка 20—30 ГПа, о чем свидетельствуют многочисленные системы планарных элементов в зернах кварца, пониженное двупреломление полевых шпатов, вплоть до частичного преобразования плагиоклаза в маскелинит, ударные двойники в пироксене и т. п. Кристаллические породы, выходы которых встречаются на кольцевой цепи островов, испытали меньшую ударную нагрузку (10—15 ГПа), планарные элементы в кварце редки, маскелинит отсутствует, в биотите отмечаются полосы смятия, часто наблюдаются слабо выраженные конусы разрушения. Таким образом, при удалении от центра структуры, а также с глубиной (судя по керну скважин) степень ударного метаморфизма гнейсов основания уменьшается. Породы цоколя рассечены в ряде мест маломощными (от первых миллиметров до 10—20 см) псевдотахилитовыми жилами.

На деформированных кристаллических породах цоколя залегают перемещенная (аллогенная) брекчия кирпично-красной окраски мощностью от 0,5—1 до 20 м, которая перекрывается почти горизонтальным покровом (линзой) массивных импактитов мощностью ~ 100 м. Брекчии и импактиты, которые следует относить к коптогенному комплексу, обнажены на островах, отвечающих кольцевому поднятию. Брекчия глыбовая, преимущественно мономиктовая, состоит главным образом из фрагментов гнейсов размером от 1 см до 1 м (20—40% объема породы); обломки, превышающие 1 м и достигающие иногда 10 м составляют не более 1%.

Цемент представляет собой перетертый материал тех же гнейсов, к которому примешиваются фрагменты полиминерального стекла. При увеличении содержания последнего цемент приобретает состав витро-лито-кристаллокластического зювита. В брекчии отмечаются линзы и жилы слабораскристаллизованных массивных импактитов мощностью до нескольких метров, а также маломощные (первые сантиметры) жилки нераскристаллизованного полиминерального стекла. Импактиты нередко цементируют крупные глыбы гнейсов, а также образуют каймы вокруг отдельных обломков. Местами в брекчии встречаются единичные блоки (до 100 м) известняков.

Нижняя часть линзы массивных импактитов мощностью ~ 15 м имеет пузыристую текстуру и характеризуется слабой раскристаллизацией матрицы и обилием (>20%) включений гнейсов, несущих признаки ударного метаморфизма. Размер обломков колеблется, причем обломки размером от 1 см до 1 м составляют до 10% в самой нижней части тела импактитов, а преобладают кристаллокласты размером от долей миллиметра до 1 см. Выше по разрезу в импактитах довольно резко уменьшается размер и содержание

включений (менее 10% породы) и увеличивается степень раскристаллизации стекла матрицы.

Первоначальная мощность тела импактитов до эрозии была значительно больше (до 130—150 м), о чем свидетельствует развитие хорошо раскристаллизованных импактитов в самой верхней части разреза. Минимальная оценка объема сохранившегося пластового тела массивных импактитов 34—54 км<sup>3</sup>.

Химический состав массивных импактитов ( $\text{SiO}_2 = 59,3 \pm 1,9\%$ ) довольно выдержанный (что свидетельствует о гомогенизации импактного расплава) и в целом соответствует составу смеси пород кристаллического основания ( $\text{SiO}_2$  от 49 до 73%).

Возраст импактитов по данным калий-аргонового датирования оценивается в  $290 \pm 20$  млн. лет.

## МЕЗОЗОЙСКИЕ АСТРОБЛЕМЫ

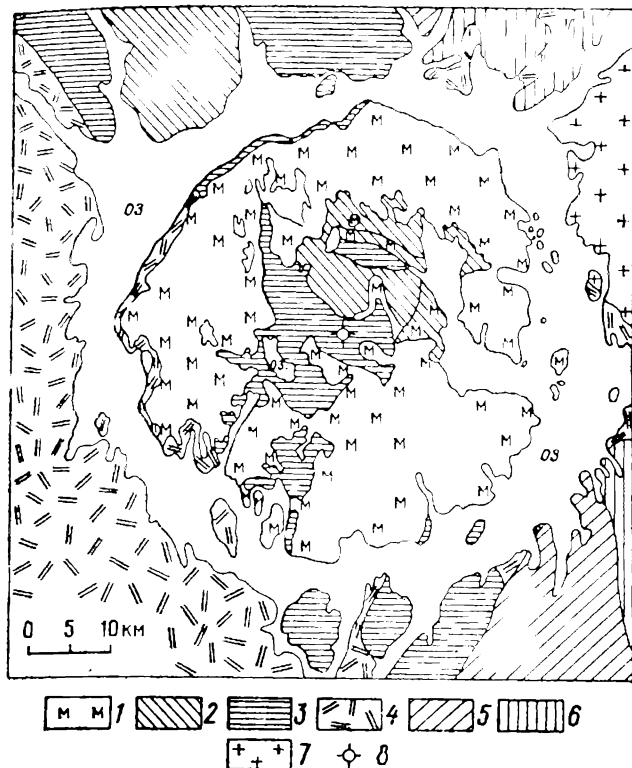
### Астроблема Маникуаган

Астроблема Маникуаган расположена в центральной части провинции Квебек (Канада). Исследованию астроблемы Маникуаган и широко развитых в ее пределах массивных импактитов посвящено большое число работ [152, 167, 218, 226 и др.].

Структура расположена в восточной части Канадского щита в области развития позднепротерозойских (~ 1 млрд. лет) гренвильских глубокометаморфизованных осадочных и вулканогенных пород, превращенных в различные гнейсы и прорванных интрузиями габбро, троктолитов и анортозитов. Местами сохранились отложения платформенного чехла, представленные маломощными (до 25 м) ордовикскими известняками, доломитами, песчаниками [151]. Все эти породы принадлежат к цокольному комплексу. Астроблема глубоко эродирована, современный рельеф частично подчеркивает сложную многокольцевую ее структуру.

Предполагается, что после ударного события в триасе диаметр возникшего кратера составлял 75—80 км. Вместе с тем слабые нарушения в кристаллических породах, судя по космическим фотоснимкам, прослеживаются в настоящее время в радиусе 70—75 км от центра, где проходит система кольцевых трещин, отграничивающих эту зону от ненарушенных ударной волной пород и маркируемая так называемой внешней депрессией. Ближе к центру находится кольцевой желоб («периферический трог») диаметром ~ 65 км с амплитудой погружения поверхности истинного дна до 150—200 м. Ширина его составляет 4—6 км (рис 50). Эта кольцевая зона подчеркивается характерной кольцевой долиной, занятой озерами Маникуаган и Мушлаган, представляющими сейчас водохранилище гидростанции. В пределах кольцевого желоба в виде изолированных останцов сохранились частично деформированные и раздробленные блоки ордовикских пород, однако условия их залегания не всегда ясны. Скорее всего они являются реликтами

Рис. 50. Обобщенная геологическая карта астроблемы Маникуаган [226].



1 — массивные импактиты; 2 — анортозиты; 3 — переходная гнейсовая серия; 4 — комплекс серых гнейсов; 5 — чарнокитовые гнейсы; 6 — нерасчлененные гранито-гнейсы; 7 — габбро; 8 — примерное положение центра структуры.

размытой аллогенной брекчии. Это подтверждается и тем, что отдельные блоки пород ордовика обнаружены в виде крупных включений в основании мощного пласта массивных импактитов на значительном удалении от кольцевого желоба. Трециноватость и локальное брекчирование кристаллического цоколя также характерны для зоны желоба, эти деформации наблюдаются и

в пределах внутренней части структуры. Степень ударного метаморфизма пород цоколя постепенно увеличивается к ее центру, в этом же направлении увеличивается число даек и жил псевдо-тахилитов.

Во внутренней части структуры уже за пределами желоба (а частично и в его пределах) породы цоколя, как докембрийские, так и палеозойские, перекрыты пластообразным телом массивных импактитов. Сохранившаяся от эрозии кольцевая линза этих пород имеет мощность 100—200 м, первоначально она, вероятно, достигала 300—400 м. Эту часть структуры относят к так называемому «внутреннему плато», поднимающемуся над днищем кольцевой долины на 200—300 м. В центральной части структуры в радиусе ~ 12 км выступают гранатсодержащие гнейсы. Возвышающийся на 300—400 м над уровнем плато центральный пик может рассматриваться как реликт центрального поднятия поверхности истинного дна, которое несколько смещено к северу от центра структуры. Здесь широко развиты породы, содержащие диаплектовое стекло по плагиоклазу — маскелинит, часто цеолитизированное; встречаются конусы разрушения. Сохранившиеся на высоких отметках рельефа участки нерекристаллизованного маскелинита указывают на то, что центральное поднятие не было после своего образования покрыто расплавом, оказавшим термальное воздействие на подстилающие породы.

В основании сохранившейся от размыва кольцевой линзы массивных импактитов располагается полимиктовая перемещенная брекчия, состоящая из крупных (до нескольких десятков метров)

блоков трещиноватых кристаллических пород цоколя, местами рассеченных инъекционными брекчиевыми жилами с участием стекла или жилами полностью переплавленных пород. Возможно, однако, что импактиты составляют цемент этой брекчии. Создается впечатление, что подошва коптогенного комплекса (перемещенная брекчия и импактиты) несколько воздымается от центральной части кратера к внутренней границе кольцевого желоба.

Пластовое тело импактитов в недавнее время было всесторонне исследовано [226]. Вертикальный разрез пластового тела, как бы «проткнутого» в центре породами основания (центральное поднятие) имеет зональное строение, причем средняя мощность импактитов  $\sim 230$  м. В нижней его части (мощность 8—30 м) импактиты иногда имеют пузырчатую текстуру, содержат 15—40% включений кристаллических пород (преимущественно анортозитов), которые интенсивно катаклазированы и испытали ударный метаморфизм. Размеры их от нескольких десятков метров до долей миллиметра. В средней части разреза (мощность 0—73 м) импактиты представляют собой мелкозернистые породы с небольшим количеством кластов (2—15%). В верхней части (мощность до 122 м) — это среднезернистые породы ( $>1$  мм) с содержанием кластов менее 2%. Наиболее грубозернистые разновидности имеют гомогенную текстуру. Размер кристаллов пироксена достигает здесь 1 см. Изменения в степени кристалличности импактитов и некоторые особенности состава указывают на то, что процесс образования, перемещения и кристаллизации расплава был сложным, хотя весь он застывал как единое целое. Вариации текстуры отражают различия в содержании включений, степени их поглощения расплавом, содержании растворенных в расплаве летучих компонентов, а также различия в условиях охлаждения.

Средний состав импактитов ( $\text{SiO}_2 \sim 57,3\%$ , сумма щелочей  $\sim 7\%$ , что соответствует примерно кварцсодержащему латиту монцониту) отвечает составу смеси пород кристаллического цоколя, однако наиболее близки к импактитам по составу мангериты обнажающиеся в пределах центрального поднятия. Сохранившийся от эрозии объем массивных импактитов составляет  $\sim 150$  км. Первоначальный объем их превышал, по-видимому, эту цифру в 3—4 раза.

Радиологическое датирование импактитов дает возраст  $210 \pm 4$  млн. лет (триас). Отношение изотопов стронция в импактите  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  (0,70992) соответствует таковому в гренвильских метаморфических породах цоколя, отличаясь от соответствующего изотопного соотношения мантийных вулканических пород мезозоя.

Магнитное поле и аномальное гравитационное поле являются весьма сложными и отражают особенности структуры астроблемы а также строения и состава цоколя. Отрицательная гравитационная аномалия охватывает область желоба. Интенсивность поля возрастает в центральной части структуры, где развиты меланократовые гранатовые гнейсы.

Астроблема Маникуаган представляет собой сложную многокольцевую структуру с широким распространением массивных импактитов, отличающихся высокой степенью раскристаллизации, что в прошлом служило основанием для отнесения их к изверженным породам, а самой структуры к категории вулканических.

### Астроблема Рошешуар

Импактная структура Рошешуар находится в южной части Франции в 35 км западнее Лиможа.

Особенности геологического строения этой структуры и признаки ударного метаморфизма в слагающих ее породах изучались рядом исследователей [202 и др.]. Наиболее детально и разносторонне она описана Ф. Ламбером [204, 205]. Структура Рошешуар представляет собой глубоко эродированный импактный кратер. Морфологические признаки круговой структуры в современном рельефе отсутствуют, что затрудняет его реконструкцию. Учитывая глубокую эрозию и принимая во внимание зону распространения слабых ударных эффектов (трещиноватость, брекчирование), Ф. Ламбер считает, что диаметр кратера составляет не менее 23 км.

Породы цоколя представлены гнейсами, гранитами, кристаллическими сланцами, пересеченными дайками порфиров и микрогранитов герцинского возраста. Западнее кратера кристаллические породы основания несогласно перекрываются осадочными отложениями триасового и мелового возраста.

Ударнометаморфизованные породы основания обнажаются в центральной части структуры Рошешуар, где обнаружены конусы разрушения [245]. Ориентировка их осей свидетельствует о наличии здесь центрального поднятия поперечником  $\sim 4$  км. В трещиноватых и брекчированных породах цоколя наблюдаются хорошо развитые планарные элементы в кварце. В породах цоколя встречены маломощные псевдотахилитовые жилы.

Нижняя часть разреза пород коптогенного комплекса представлена массивными импактитами или «спекшимися брекчиями», встречающимися в редких обнажениях. Маломощная ( $\sim 2$  м) линза массивных импактитов лежит непосредственно на брекчированных породах цоколя в центральной части структуры. Порода обладает пористой и флюидальной структурой и состоит из слабораскристаллизованного полиминерального стекла, содержащего включения кристаллических пород основания и фрагментов слагающих их минералов, в которых обнаруживаются признаки ударного метаморфизма.

Отношение  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , определенное по образцам массивных импактитов (0,744), указывает на родство с подстилающими породами цоколя.

Так называемые «спекшиеся брекчии» являются массивными породами, состоящими из обломков различных кристаллических пород цоколя размером до нескольких десятков сантиметров и мелких фрагментов слагающих их минералов, заключенных в ча-

стично девитрифицированном полиминеральном стекле. В обломках пород и минералов отмечаются многочисленные признаки ударного метаморфизма. Большинство литокластов и кристаллокластов испытали термальное воздействие расплава. «Спекшиеся брекчии» правильнее относить к массивным импактитам, насыщенным включениями кристаллических пород цоколя и обладающим атакситовой текстурой.

Большую часть наблюдаемого разреза пород коптогенного комплекса составляет литоидная брекчия, более широко распространенная, чем массивные импактиты. Брекчия лучше обнажена вблизи г. Рошешуар, где мощность ее достигает 30 м. Верхний и нижний контакты не установлены. Это полимиктовая перемешанная (аллогенная) брекчия, состоящая из различных по составу, размеру и степени ударного преобразования обломков пород цоколя. Размер их достигает нескольких десятков сантиметров. Цемент представляет собой тонкораздробленный материал тех же пород, иногда содержащий примесь полиминерального стекла. В обломках пород и минералов постоянно отмечаются разнообразные признаки ударного метаморфизма.

Предполагается, что выше по разрезу на аллогенной брекчии залегают зювиты, обнажающиеся в ряде мест. Видимая мощность их не превышает 10 м. Они состоят из обломков пород и минералов цокольного комплекса, смешанных в различных соотношениях с обломками (фледлями) полиминерального гетерогенного стекла, в котором включены фрагменты минералов. В обломках пород и минералов постоянно наблюдаются ударные эффекты.

В импактитах обнаружено повышенное содержание осмия, иридия, никеля, рения и других элементов, позволяющих рассматривать ударившее тело как железный метеорит [199, 205].

Возраст кратера по данным калий-аргонового датирования стекол  $160 \pm 5$  млн. лет.

### **Астроблема Ред Уинг**

Астроблема Ред Уинг находится на северо-западе США в штате Северная Дакота во впадине Уиллистон, расположенной между Канадским щитом и форландом Кордильер. Эта структура подверглась детальным геолого-геофизическим исследованиям в связи с обнаружением в этом районе нефти [235]. Наиболее подробно геологическое строение ее рассмотрено в работе Р. Бренана и др. [135].

Во впадине (синеклизе) Уиллистон развиты осадочные породы, имеющие возраст от кембрийского до четвертичного. Породы кембрия, ордовика, силура, девона, карбона, перми и триаса, принадлежащие к цокольному комплексу астроблемы и имеющие мощность до 3 км, представлены главным образом известняками и доломитами с прослоями песчаников; среди образований девона, и особенно карбона, перми и триаса, встречаются горизонты эвапоритов, преимущественно солей. Осадочные породы юры и мела, залегающие выше, представлены сланцами и песчаниками с карбонат-

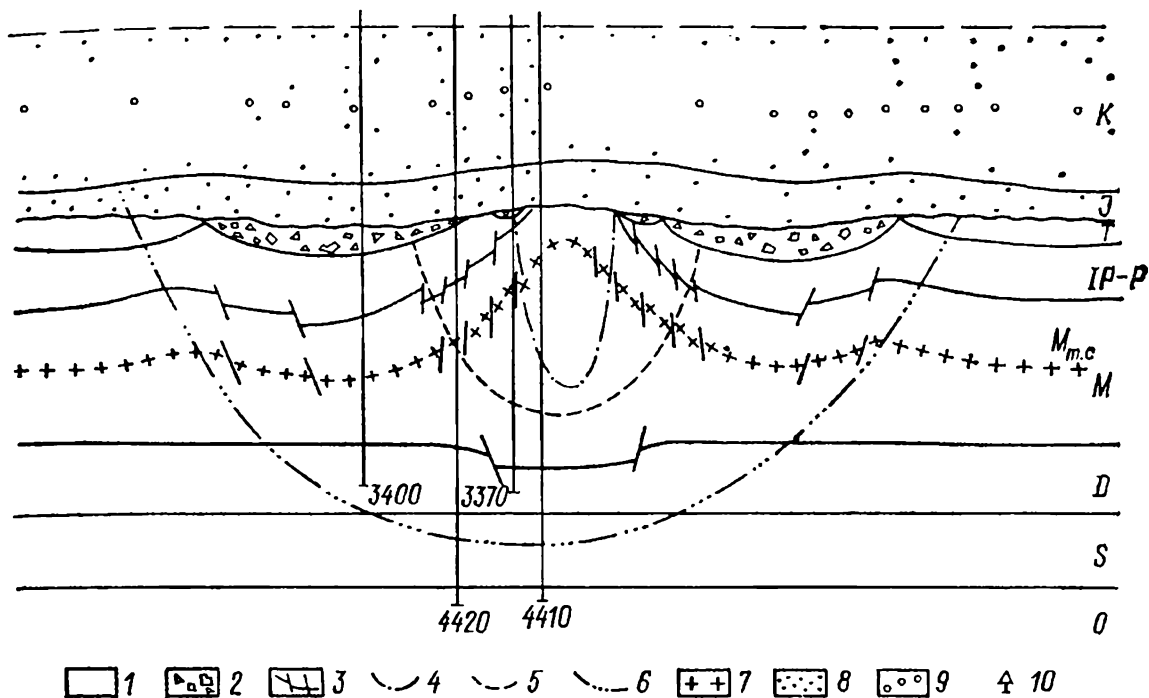


Рис. 51. Разрез астроблемы Ред Уинг [135].

1 — осадочные породы цокольного комплекса (О—Т); 2 — аллогенная брекчия (коптогенный комплекс); 3 — предполагаемое положение разломов; 4 — граница зоны интенсивного брекчирования пород; 5 — граница зоны интенсивной трещиноватости пород; 6 — граница пространства слабых деформаций; 7 — маркирующий горизонт карбонатных пород Миссион Каньон (М<sub>т.с.</sub>); 8 — отложения перекрывающего комплекса (J—N); 9 — маркирующий горизонт в меловых отложениях; 10 — скважины и их глубины (м) (масштаб схемы произвольный).

ным цементом, прослоями гипсоносных и соленосных пород. Мощность их вместе с отложениями кайнозоя составляет ~ 1,5 км. Толща пород палеозойского, мезозойского и кайнозойского возраста характеризуется спокойным горизонтальным залеганием на большой площади, ее основанием являются докембрийские изверженные и метаморфические породы.

Астроблема принадлежит к числу глубоко погребенных структур. Сейсмическое профилирование и глубокое бурение (пробурено 25 скважин глубиной до 4170 м главным образом в центральной части структуры) позволили выявить особенности ее внутреннего строения.

В плане астроблема имеет округлую форму и диаметр, составляющий немногим более 9 км. Имеющиеся структурные карты [135 и др.] указывают на сложный характер рельефа истинного дна кратера, в котором выделяются центральное поднятие (диаметр его ~ 5 км) и кольцевой желоб (рис. 51). Как поднятие, так и желоб отражаются во внутренней структуре цокольного комплекса, особенно хорошо выявляющейся по положению карбонатных пород горизонта Миссион Каньон, мощность которого в центральной части структуры резко увеличена, а кровля приподнята не менее чем на 900 м. Центральный купол, вырисовывающийся по

этому горизонту, осложнен рядом концентрических кольцевых валов и синклиналей с амплитудами 100—300 м. Наиболее отчетливо выраженные кольцевые синклинали расположены на расстоянии 1 и 2 км от центра поднятия.

В центральном поднятии выделяются две зоны с разной степенью дробления слагающих его пород (аутигенная брекчия). В ядре поднятия карбонатные породы каменноугольного возраста деформированы наиболее интенсивно и разбиты на блоки и глыбы различного размера. В них отмечаются характерные признаки ударного метаморфизма: конусы разрушения, диаплектовый кварц в песчаниках из прослоев среди карбонатных пород и т. п. Мощность этой зоны мегабрекчий, судя по разрезам скважин в центре поднятия, достигает 1300 м, а диаметр по поверхности цоколя ~ 3 км (рис. 51). В краевых частях центрального поднятия фиксируется зона менее раздробленных известняков и эвапоритов перми и триаса, которая распространяется до глубины несколько более 1,5 км. Диаметр ее ~ 5 км. По данным сейсмического зондирования до глубины 2500 м прослеживается зона трещиноватых и слаботрещиноватых пород цоколя. Все эти зоны образуют как бы полусферы, вложенные одна в другую. Таким образом, по мере удаления от центра структуры и с глубиной степень деформированности пород уменьшается. Установлено, что осадочные породы древнее девона не подверглись каким-либо деформациям. В карбонатных породах нижней части миссисипского яруса во внутренней структуре цоколя выявлена мульда (грабен?) глубиной до 100 м и диаметром ~ 4 км. На разрезе, приведенном Р Брепапом и другими, показаны многочисленные смещения в породах цоколя, однако их амплитуды, ориентировка разломов и т. п. точно не установлены. Не исключено, что эти смещения частично вызваны оседанием и обрушением пород в результате растворения солей.

Породы, слагающие структурный вал вдоль края астроблемы, находятся по данным сейсмического профилирования выше, чем их эквиваленты в кольцевой синклинали, на 90—180 м. Кольцевая синклиналь, обрамляющая центральное поднятие и отвечающая в погребенном рельефе цоколя кольцевому желобу, имеет ширину ~ 1,5 км. Он заполнен аллогенной брекчией (коптогенный комплекс), мощность которой достигает 250 м. Брекчия состоит главным образом из обломков карбонатных пород и эвапоритов карбона и перми, частично, возможно, триаса. В них наблюдаются признаки ударного метаморфизма: конусы разрушения, диаплектовый кварц в песчаниках.

Астроблема перекрыта недеформированными горизонтально залегающими осадочными породами юры и мела (сланцы, песчаники, известняки) мощностью несколько более 1,5 км (перекрывающий комплекс). Структура перекрывающего комплекса как бы слегка повторяет особенности рельефа истинного дна кратера. Образование астроблемы датируется триасом или ранней юрой.

Трещиноватые и пористые карбонатные породы центрального



поднятия астроблемы Ред Уинг являются коллектором, в котором скопилась нефть, первоначально концентрировавшаяся в осадочных породах яруса Миссион Каньон. Мощность нефтеносных пород в центральном поднятии достигает 870 м. Общая добыча нефти на этом участке на октябрь 1975 г. составила свыше 2 млн. баррелей (254 тыс. т).

В пределах впадины Уиллистон обнаружены еще две структуры (Вьюфилд в штате Саскачеван и Хартни в штате Манитоба), которые предположительно отнесены к импактным кратерам [235]. Признаков ударного метаморфизма в них пока не обнаружено.

### **Астроблема Госсес Блафф**

Астроблема расположена в Центральной Австралии в северной части прогиба Амадеус, где осадочные толщи позднего протерозоя и палеозоя (от кембрия до карбона включительно) общей мощностью  $\sim 8$  км образуют широкую пологую синклинали. В верхней части разреза это преимущественно различные кремнистые породы и песчаники, реже конгломераты, образующие цоколь астроблемы. Судя по радиологическому датированию переплавленных пород и минералов из них, она имеет меловой возраст ( $130 \pm 6$  млн. лет); в последующее время структура подверглась значительной эрозии. Сейчас на поверхности в виде кольцевой возвышенности (блафф) высотой до 200 м выступают лишь устойчивые породы центрального поднятия, имеющего диаметр  $\sim 4$  км. Деформированные породы прослеживаются на поверхности вокруг этой кольцевой гряды в зоне радиусом  $\sim 11$  км.

Здесь проведены детальные геологические и геофизические исследования и бурение, что позволило дать достаточно полную характеристику структуры [179], космогенное происхождение которой предполагалось ранее [149].

Наиболее интересным является внутреннее строение зоны деформаций цокольного комплекса (рис. 52), указывающее на то, что породы цоколя непосредственно после удара были подняты в центре на высоту до 3 км от их первоначального горизонтального положения. В пределах образовавшегося при этом центрального поднятия пласты пород разного возраста залегают субвертикально, разбиты на отдельные блоки размером до нескольких сотен метров, частично смещены относительно друг друга, иногда смяты в различные складки. Важной особенностью внутреннего строения центрального поднятия являются деформации, приводящие к сокращению периметра обнажающихся на поверхности кольцевых пластов пород. Это свидетельствует о том, что при деформациях движение материала горных пород происходило не только вверх, но и по направлению к центру кратера. На глубину и в стороны от центра все эти деформации затухают. По данным сейсмических исследований на глубине  $\sim 5-6$  км под центром астроблемы пласты пород залегают горизонтально, однако здесь отмечается некоторое увеличение их мощности. Обращает на себя вни-

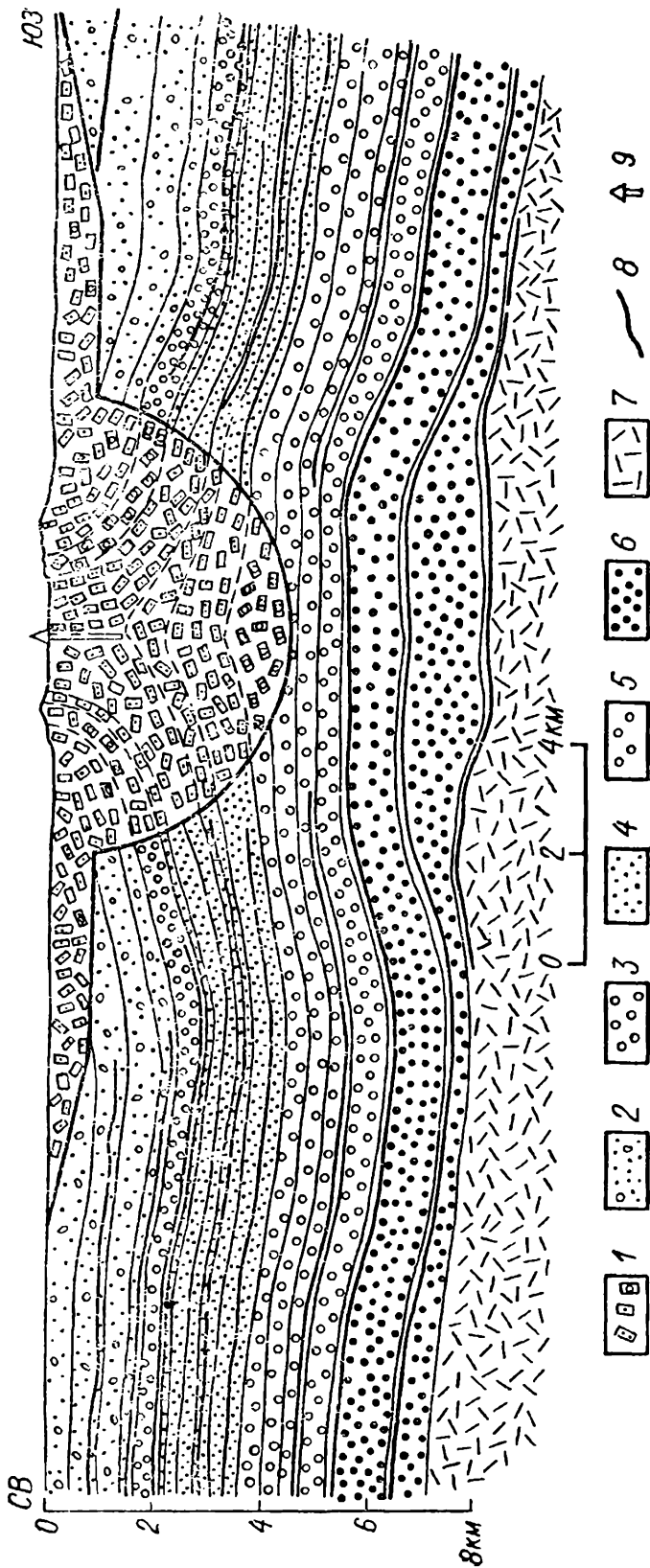


Рис. 52. Обобщенный разрез астроблемы Госсс Блафф [179].

1 — аутигенная брекчия палеозойских пород; 2–5 — песчанники палеозоя (группы 2 — Пергьяра, 3 — Ларапннта, верхняя часть, 4 — Ларапннта, нижняя часть, 5 — Пергаорта); 6 — песчанники и конгломераты верхнего протерозоя; 7 — кристаллический фундамент; 8 — отражающие горизонты; 9 — скважина.

мание также появление небольшой кольцевой синклинали, имеющей на глубине 2 км радиус  $\sim 7,5$  км, а на глубине 7—8 км всего лишь 6 км, т. е. уменьшающийся с глубиной. Наблюдаемая некоторая асимметрия центрального поднятия в плане, возможно, вызвана косым ударом космического тела, проникшего в горные породы под некоторым углом к горизонту.

Приповерхностная зона нарушений в цоколе имеет сейчас глубину до 1 км в радиусе более 4 км и выклинивается в радиусе 7,5—13 км. Первоначальный диаметр кратера оценивается в 22—24 км.

Характерной особенностью деформированных пород является широкое развитие конусов разрушения. Структурный анализ этих образований и обработка данных на ЭВМ показали, что при приведении пластов пород с конусами разрушения в первоначальное горизонтальное положение вершины конусов согласованно указывают на точку удара, расположенную примерно в 100 м над современной поверхностью. Палеорекострукция рельефа в меловое время свидетельствует о том, что эта точка находилась в момент ударного события на глубине 600 м или несколько менее.

В отдельных местах на поверхности обнаружены реликты пород коптогенного комплекса: преимущественно мономиктовые брекчии и отдельные глыбы пород, перемещенные радиально от центра. Это указывает на то, что раздробленные массы над поверхностью истинного дна двигались в стороны от центра, в то время как движение связного материала горных пород под поверхностью истинного дна, как отмечалось выше, было направлено вверх и к центру.

В брекчированных породах цоколя и в аллогенной брекчии установлен диаплектовый кварц, встречены и брекчии зювитового типа, состоящие из переплавленных обломков кремнистых пород.

Гравитационное поле астроблемы Госсес Блафф характеризуется остаточными аномалиями Буге со средним значением — 3 мгал в радиусе  $\sim 8$  км, которые затухают к периферии в радиусе 8—13 км. Центральное поднятие фиксируется некоторым повышением значений аномалий силы тяжести. Вычисления показывают, что дефицит масс обусловлен наличием диска разуплотненных пород ( $-0,04$  г/см<sup>3</sup>) радиусом  $\sim 11$  км и мощностью  $\sim 2$  км.

### Астроблема Сьерра-Мадра

Астроблема Сьерра-Мадра (юг США), имеющая  $\sim 13$  км в поперечнике, является значительно эродированной структурой. Предположение о ее космогенной природе было впервые высказано Дж. Буном и К. Олбриттоном [134]. Специальные работы производились здесь рядом исследователей [158, 194]; наиболее полные данные с подробными геологическими картами и разрезами структуры приведены в работе Х. Уилшира и др. [261].

На западе штата Техас, где расположена астроблема, развиты осадочные толщи, имеющие возраст от кембрия до нижнего мела и общую мощность  $\sim 5,5$  км. Они подстилаются докембрийскими

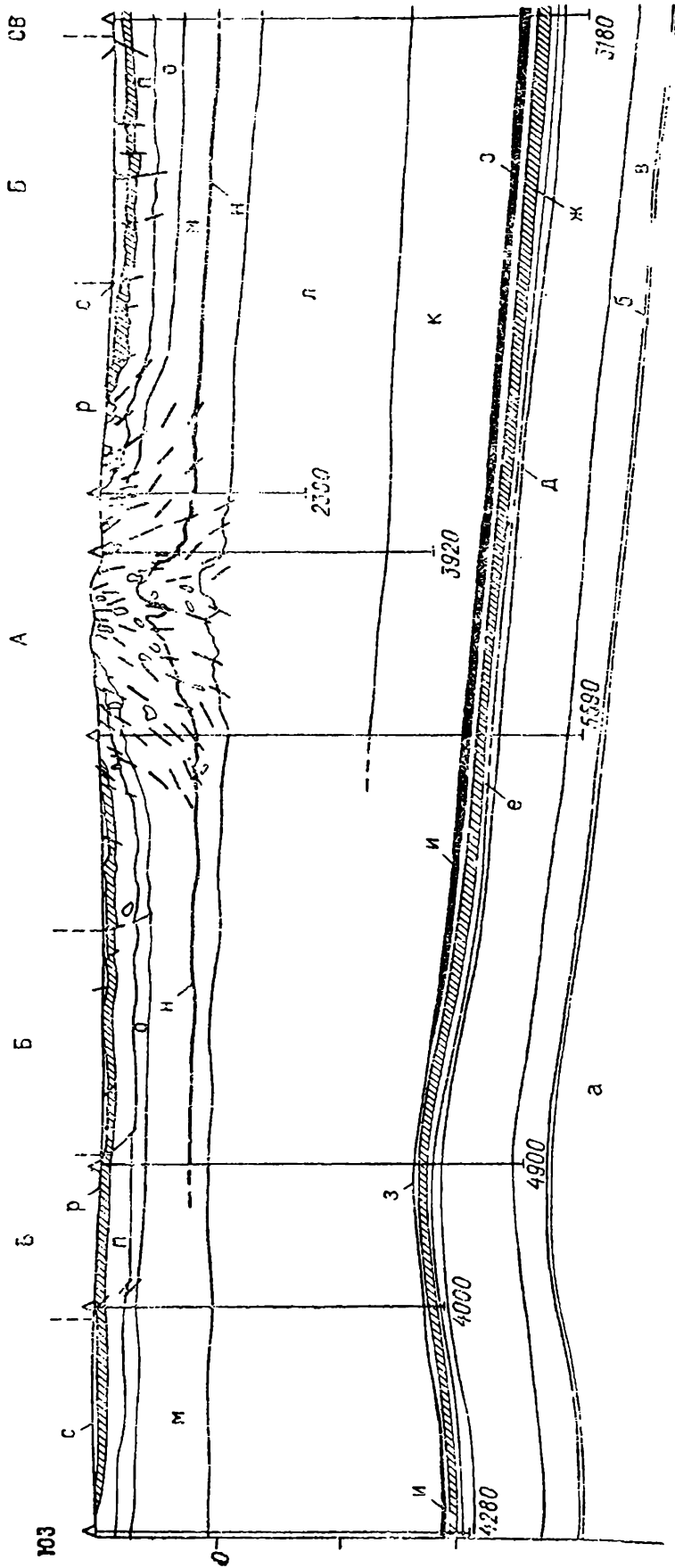


Рис. 53. Обобщенный разрез астроблемы Сьерра-Мадра [261].

а — докембрий, б — кембрий, в, г, д — ордовик, е — силур, ж — девон, з — миссисипий (нижний карбон), и — пенсильванский (верхний карбон), к—р — отдельные горизонты пермских отложений, с — мел. А — центральное поднятие, Б — кольцевой жлоб, В — докольный вал. Показано местоположение и глубина скважин, м; в зоне центрального поднятия обозначены линзы брекчин и отдельные разломы; вертикальные и горизонтальные масштабы одинаковы.

гранитами. Пермские отложения лежат горизонтально и несогласно на слабдеформированных в позднепенсильванское время породах нижнего, среднего и частично верхнего палеозоя. В районе «стро-блемы» разрез палеозоя представлен переслаивающимися доломи-тами, известняками, сланцами, песчаниками. Венчающие разрез меловые отложения — песчаники, карбонатные породы — имеют мощность ~ 300 м, они несогласно перекрыты четвертичными отложениями небольшой мощности.

Породы коптогенного комплекса здесь полностью эродированы в дочетвертичное время, и астроблема выявляется лишь по харак-терным особенностям деформаций цоколя. Центральное поднятие имеет в диаметре ~ 8 км, амплитуда его ~ 1200 м от уровня первоначального залегания наиболее древних сильнодеформиро-ванных и вскрывающихся в ядре поднятия нижнепермских пород. Поднятие окружено слабовыраженным кольцевым желобом, где сохранились меловые отложения. Желоб имеет ширину 0,8—1,6 км и окружен кольцевым поднятием цоколя, где развиты разбитые разломами и частично смятые породы верхней перми и нижнего мела. Границы структуры определяются границей зоны пород, испытавших деформации. Бурение до глубин 5,2—5,5 км показало, что деформации в ядре структуры затухают на глубине 1,8—2,4 км (рис. 53).

Породы в пределах центрального поднятия интенсивно брекчи-рованы, содержат конусы разрушения. Вместе с тем встречаются и полимиктовые брекчии, которые, так же как и мономиктовые, исчезают глубже 900 м. В пределах кольцевого поднятия неболь-шие складки в меловых и пермских породах, так же как и разломы, ориентированы преимущественно вдоль его оси, причем разломы представляют собой чаще всего нормальные сбросы, поверхности которых падают к центру.

Детальное картирование центрального поднятия показало, что при его образовании осадочные толщи были как бы втянуты внутрь и приподняты, что привело к сокращению периметра каждого де-формированного слоя примерно на 25% (на стратиграфическом уровне формации Кафедральных гор или кровли формации Хесс). Сбросообразование и складки являются результатом движения мате-риала осадочных толщ вверх и внутрь структуры. Кольцевой же-лоб сопровождается тектоническим утонением залегающих в его основании толщ, что как бы компенсирует некоторое увеличение их мощности в пределах центрального поднятия.

Для пород, вскрытых в центральном поднятии, весьма харак-терно брекчирование, выражающееся в появлении в них сети тон-ких милонитоподобных прожилков, которые как бы цементируют слабосмещенные обломки размером в несколько сантиметров. На-мечаются участки, где линзы брекчированного материала испыты-вают незначительные перемещения.

Полимиктовые брекчии, встречающиеся среди пород централь-ного поднятия на поверхности и на глубине, образуют крутопа-дающие пластинообразные тела мощностью 0,3—45 м и протяжен-

ностью 30—520 м, а также неправильные массы до 330 м в поперечнике. Эти брекчии как бы пересекают вмещающие породы, однако наблюдаются и переходы от них к мономиктовым брекчиям. Текстурные особенности полимиктовых брекчий и их соотношения с окружающими породами указывают на перемещение материала брекчий, его течение и инъекции во вмещающие породы. Отдельные обломки в этих брекчиях испытали перемещение до 520 м по вертикали как вверх, так и вниз от их первоначального стратиграфического положения. Предполагается, что эти брекчии возникали как во время фазы сжатия, так и при последующем центростремительном перемещении материала при образовании центрального поднятия.

Конусы разрушения широко распространены в радиусе  $\sim 32$  км от центра структуры, судя по данным бурения, они встречаются на глубинах до 3,6 км. Размеры конусов строго регулируются литологией пород. В более грубозернистых породах размер их больше и достигает 45 см по высоте. Угол при вершине конуса также в значительной мере определяется литологией пород. Реконструкция первичного положения конусов разрушения путем приведения к горизонтальной плоскости заключающих их слоев пород дает возможность определить центральную область, на которую согласованно указывает вершинами подавляющая часть конусов, она располагается стратиграфически в верхней части разреза пермских пород и в 600 м выше поверхности современного эрозионного среза над центром структуры.

В кварцсодержащих породах, испытавших макроскопически наблюдаемые деформации обнаружены многочисленные планарные элементы в кварце, значительная часть которых принадлежит к системе  $\omega$ . Кварц из полимиктовых брекчий указывает на то, что он был деформирован при давлениях  $\sim 20$  ГПа, в то время как кварц из пород, не испытавших перемещения, подвергся сжатию в 4—10 ГПа.

Как подчеркивают Х. Уилшир и др. [261], геометрия центрального поднятия резко ограничивает выбор возможных гипотез его формирования.

## КАИНОЗОЙСКИЕ АСТРОБЛЕМЫ И КРАТЕРЫ

### Астроблема Рис

Импактный кратер Рис (Нордлингер Рис) расположен в Баварии, примерно в 110 км к северо-западу от г. Мюнхена [230]. Это одна из первых открытых на Земле и в настоящее время наиболее изученных космогенных структур, которая является как бы эталонном сложных импактных кратеров. Гипотеза о его метеоритном происхождении впервые была выдвинута в 1904 г. Е. Вернером. Однако до 50-х годов господствующим оставалось представление о вулканическом генезисе структуры. Импактное происхождение было обосновано открытием в ее породах коэсита и стишовита

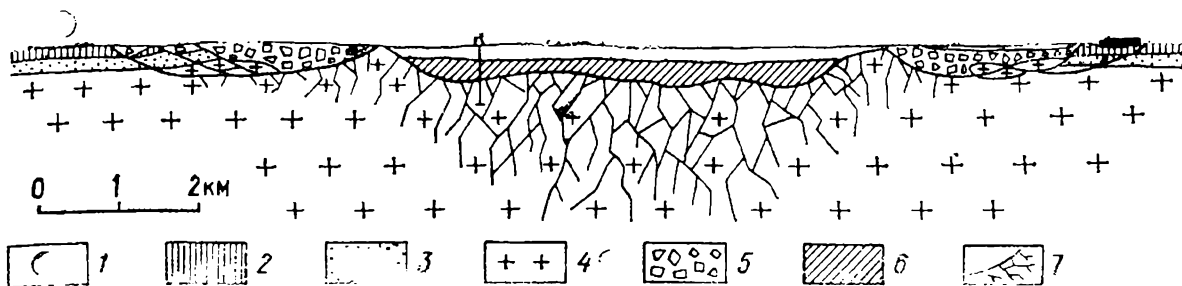


Рис. 54. Обобщенный разрез астроблемы Рис [229, 250 и др.] (с изменениями).

Скв. Нордлингер-73 (вертикальный и горизонтальный масштабы одинаковы). 1 — заполняющий комплекс (верхнемиоценовые гипсоносные песчаники, битуминозные мергели, сланцы, глины, доломиты); 2—4 — цокольный комплекс (2 — юрские аргиллиты, мергели, известняки, песчаники, верхнеолигоценовые и среднемиоценовые пресноводные известняки, мергали, глины, бурые угли, 3 — триасовые аргиллиты и песчаники; 4 — докембрийские амфиболиты и гнейсы и варисские граниты); 5, 6 — коптогенный комплекс (5 — аллогенная брекчия, 6 — зювиты); 7 — катаклаз и брекчирование в породах цоколя (аутигенная брекчия).

[251 и др.]. Разносторонние научные исследования проведены здесь в последнее десятилетие В. Энгельгардтом, Ф. Херцем, Э. Чао, Д. Штоффлером, В. Штеле, Х. Галлем, Ж. Полем, А. Эль Гореси и рядом других [139, 173, 193, 249, 250, 253 и др.].

Рис — плоская круговая котловина диаметром ~24 км, окруженная валом в виде почти замкнутого кольца. Он имеет на севере высоту 80, а на юге — 180 м относительно ее дна. Во внутренней части котловины находится прерывистая кольцевая цепь невысоких холмов (до 50 м), диаметр ее 10—12 км. Пространство между внешним и внутренним валами характеризуется мелкосопочным рельефом. Эти морфологические элементы отвечают отдельным элементам внутренней структуры кратера.

Кратер в виде огромного амфитеатра располагается в поле развития горизонтально залегающих пород Швабско-Франконской юры. Осадочные породы мощностью 500—600 м представлены аргиллитами и песчаниками верхнего триаса; аргиллитами, мергелями, известняками и песчаниками юры; пресноводными известняками, мергелями, глинами и бурыми углями верхнего олигоцена и тортон. Основание всей этой толщи залегает с несогласием на докембрийских кристаллических породах (гнейсах, амфиболитах), интродуцированных варисскими гранитами и гранодиоритами.

Внутреннее строение кратера вырисовывается на основании комплексных геофизических исследований [174] и по результатам бурения. Глубокая скважина (1206 м) пробурена в 3,5 км от центра структуры [139]. Внутренняя структура кратера (рис. 54) определяется рельефом поверхности истинного дна, на котором залегают образования коптогенного комплекса — аллогенная брекчия и зювиты. Основными элементами этого рельефа являются два кольцевых поднятия и собственно внешний край кратера.

Гравитационное поле в пределах астроблемы характеризуется отрицательными значениями силы тяжести (максимально до — 18 мгал) и повторяет округлую в плане форму структуры. Внешнее кольцевое поднятие проявляется лишь в локальных повышениях значений силы тяжести. В аномальном магнитном поле цент-

ральная часть астроблемы отражается отрицательными значениями напряженности ( $-300$  гамм). Отрицательные аномалии отмечаются также в зоне мегаблоков в кольцевом желобе. Их связывают с наличием толщ и линз зювитов под отложениями заполняющего комплекса.

Внутреннее кольцевое поднятие, предполагаемое по данным магнитометрии, имеет диаметр  $\sim 4$  км и амплитуду несколько сотен метров. Внешнее поднятие, по существу неполнокольцевое («внутренний кристаллический вал» [229 и др.]), имеет диаметр 10—12 км и высоту относительно поверхности истинного дна во внутренней части  $\sim 500$  м. Поверхность истинного дна в пределах так называемого «внутреннего кратера» (от центра до оси внешнего кольцевого поднятия) образована кристаллическими породами, частью интенсивно деформированными, как это установлено в глубокой скважине. По мнению ряда исследователей, «внутренний кристаллический вал» сложен перемещенной брекчией, состоящей преимущественно из крупных глыб кристаллических пород. Однако это представление основано лишь на результатах бурения скважины глубиной 180 м, располагающейся в юго-восточной части кратера в 7,5 км от центра (в 1,7 км к юго-востоку от оси этого поднятия), т. е. уже в пределах кольцевого желоба, находящегося между внешним кольцевым поднятием и краем кратера. В этой скважине вскрыта аллогенная брекчия, где под глыбами кристаллических пород встречены блоки осадочных. Кольцевой желоб имеет глубину  $\sim 300$  м, ширина его  $\sim 6$  км; он описан как зона мегаблоков [229], ограничиваемая с внешней стороны красн погребенного кратера («тектонический внешний вал»). Предполагают, что в основании этой зоны находятся многочисленные крупные блоки, оползшие с борта кратера. Глубина истинного кратера по данным бурения определяется в 750 м.

Породы цокольного комплекса (аутигенная брекчия), слагающие раздробленное основание кратера, вскрыты глубокой скважиной в интервале 602—1206 м. Они представлены амфиболитами, амфиболовыми и биотит-плагиоклазовыми гнейсами, ультрамафитами и гранитами. Породы брекчированы, трещиноваты, содержат редкие конусы разрушения, в отдельных минералах (кварце, роговой обманке, биотите) наблюдаются редкие ударные эффекты, характерные для 0—I ступени ударного метаморфизма — планарные элементы, деформационные ламелли. Степень брекчированности и трещиноватости кристаллических пород заметно уменьшается с глубиной. По мнению ряда исследователей, отдельные блоки кристаллических пород испытали скользящие перемещения в стороны от центра структуры.

В аутигенной брекчии из скв. Нордлинген-73 в интервале 602—730 м А. Эль Гореси и Э. Чао [140, 160] обнаружены Fe—Cr—Ni-жилки, имплантированные по интергранулярным микротрещинам в отдельные минералы (амфибол, плагиоклаз, кварц, магнетит, гематит). Микрозондовый анализ этих металлических включений показывает, что они состоят преимущественно из Fe, содержат 11%



Cr, 6% Ni и 0,3% Co, обнаружены также следы Si и Ca. Отношение Ni/Co=20, что соответствует этому отношению в хондритах. Считают, что металлические жилки представляют собой часть конденсата испарившегося ударившего тела, которое имело состав каменного метеорита — обрита.

В брекчированных породах основания наблюдаются многочисленные маломощные (от нескольких сантиметров до метра) жилы, состоящие из мелкообломочного материала различных кристаллических пород и минералов. Тонкообломочная глинистая матрица этой брекчии монтмориллонитизирована и анальцимитизирована. Она описана как «дайковая» брекчия, но, по существу, является инъекционной брекчией.

Породы коптогенного комплекса представлены аллогенной брекчией (к которой относится несколько типов образований с различной литологией) и импактитами (преимущественно зювитами). Они залегают в так называемом внутреннем кратере (кольцевом желобе), образуют реликты насыпного вала диаметром 24—25 км, а также встречаются за пределами кратера на расстоянии нескольких десятков километров от его края в виде разрозненных полей, где они имеют небольшую мощность [зона Форриса (Vogries)]. Аллогенная брекчия была первоначально распространена в виде сплошного покрова на расстоянии до 40—45 км от центра структуры. Значительная часть этих образований была уничтожена эрозией в плиоцене и плейстоцене, наиболее интенсивной в северной части структуры.

Аллогенная брекчия иногда описывается под собирательным термином «пестрые обломочные массы» [173, 229, 230] или «пестрая брекчия в широком смысле» и включает кристаллическую брекчию, пеструю брекчию, мегаблоки и уже отмеченную «дайковую» брекчию. В соответствии с классификацией, используемой в настоящей работе [70], все эти породы могут быть подразделены на крупноблоковую, грубообломочную и псаммито-алевритовую брекчии.

К крупноблоковой брекчии относятся мегабрекчия и клишпеновая брекчия, полимиктовая и мономиктовая по составу (мегаблоки, часть пестрой брекчии). Брекчии, состоящие из глыб кристаллических пород, распространены на внешнем кольцевом поднятии структуры. Судя по имеющимся описаниям скв. Нордлинген-73, такая брекчия развита и в основании толщи зювитов в центральной части кратера (интервал 602—525 м). Наряду с этим крупноблоковая брекчия встречается в кольцевом желобе и в виде отдельных глыб от 5 до 50 м за пределами кратера, на расстоянии до 40 км от его края и представлена здесь преимущественно блоками деформированных осадочных пород. Поперечник отдельных мегаблоков в кольцевом желобе может достигать 1 км. В последнее время были сделаны находки подобных глыб юрских известняков в 50 км к югу и в 150 км к востоку от вала кратера.

Грубообломочная полимиктовая брекчия относится к дресвяной, щебенчатой и глыбовой разновидностям (пестрая брекчия, кристаллическая брекчия). Пестрая брекчия наиболее широко

распространена, наблюдается в кольцевом желобе структуры и за ее пределами на расстоянии от 10—15 до 25 км от края кратера. Пестрая брекчия в зоне Форриса залегает в виде расчлененного эрозией покрова на осадочных породах триаса и юры, в которых нередко проявлены дробление, послойные надвиги и другие деформации, вызванные перемещением этой брекчии по поверхности. Порода состоит полностью или преимущественно из беспорядочно перемешанных обломков осадочных пород: глинистых, мергелистых, песчаных и известковистых, содержание которых достигает 90—95%; породы кристаллического фундамента присутствуют в резко подчиненном количестве. Размер обломков от долей миллиметра до метров. Фрагменты слабосцементированных пород (глины, мергели, сланцы) иногда несут следы значительных деформаций (складчатость, смятие, ориентированное удлинение). Мощность пестрой брекчии (0—80 м) зависит от удаленности от края структуры, от погребенного дорисского рельефа, а также от пострисской эрозии; при заполнении дорисских долин и в тектонических депрессиях может достигать 200 м. Средняя первоначальная мощность пестрой брекчии оценивается различными исследователями от 20 до 37 м.

Петрографической разновидностью грубообломочной аллогенной брекчии является кристаллическая брекчия, состоящая из обломков кристаллических пород различного состава и степени ударного метаморфизма (0, I, II). Такие брекчии залегают во внутренней части кратера, а также встречаются в пределах внешнего кольцевого поднятия.

Наиболее характерными и интересными образованиями являются обломочные импактиты—зювиты. Термин «зювит» был введен Зауером в 1920 г. и происходит от Suevia — Швабия. На поверхности отдельные выходы зювитов обнаружены в основном за пределами структуры и в небольшом количестве в кольцевом желобе, где залегают в виде неправильных линзообразных тел небольшой мощности на аллогенной брекчии. Внутри кратера по данным глубокой скважины зювиты лежат под осадками заполняющего комплекса, их мощность составляет здесь ~ 200 м. Мощность линзы зювитов уменьшается в радиальном направлении от внутренней части кратера (в скважине в 7,5 км к юго-востоку от центра их мощность 80 м). Мощность зювитов на поверхности за пределами современного морфологически выраженного края кратера 10—25 м. С нижележащими образованиями породы имеют обычно извилистый резкий контакт. По мнению ряда исследователей, первоначально зювиты повсеместно перекрывали пеструю брекчию. В центре структуры зювиты вскрыты в интервале 331,5—525,0 м. Они названы «высокотемпературными» [250] или «упавшими обратно» зювитами [229]. По составу и количественному соотношению обломков и стеклов они несколько отличаются от зювитов за пределами кратера, или «выброшенных».

Петрографическое описание зювитов из выходов на поверхности публиковалось неоднократно [162, 229 и др.]. Эти породы пред-

ставляют собой брекчию, состоящую из раздробленных и частично переплавленных пород кристаллического основания и небольшого количества обломков осадочных пород, а также различных стекол, в том числе в виде бомб. Обломки кристаллических пород составляют в них 1,8—7,6, осадочных — 0,2—1,2, бомбы и обломки стекла — 11,2—18,1, основная масса (цемент с обломками минералов) — 76,4—84,7%. Поперечник обломков при этом обычно не превышает 20 см. Включения осадочных пород в зювитах имеют остроугольную форму и представлены известняками (преобладают), песчаниками и мергелями юры и мела, которые не несут следов воздействия высоких температур. Обломки кристаллических пород и их минералов обнаруживают признаки ударного метаморфизма различных ступеней, вплоть до переплавления и превращения в импактные стекла.

Характерным является присутствие в зювитах плоских лепешковидной формы бомб стекла, несущих следы аэродинамической обработки, получивших название фледлей (Fladen) [162]. Валовый состав полиминеральных стекол отвечает смеси, состоящей на 80% из биотитового гранита и на 20% из амфиболита. Содержание  $\text{SiO}_2$  в стеклах  $\sim 64$ ; сумма щелочей  $\sim 7\%$ . В стеклах присутствуют включения в различной степени измененных кристаллических пород, в основном гнейсов, фрагменты свежего и диаплектового кварца со стишовитом и коэситом, бадделейт, а также оплавленные зерна рутила, магнетита, пирротина и халькопирита [99, 236, 243 и др.]. В стеклах найдены железо-никелевые шарики и камасит — рассеянное метеоритное вещество. Свежие стекла при этом являются чрезвычайно редкими, как правило, они монтмориллонитизированы и цеолитизированы. Стеклам кратера Рис посвящены многочисленные детальные работы [162, 193, 230, 249].

Зювиты, вскрытые скважиной, отличаются от зювитов на поверхности отсутствием типичных фледлей и чрезвычайно пористой текстурой частиц застывшего расплава, но в то же время соответствуют им по составу и степени проявления ударного метаморфизма в слагающем материале. Средний размер обломков пород и стекол составляет в них 8—28 мм (42%), размер минеральных фрагментов — 0,06—1 мм (52%). Обломки в этой разновидности зювитов представлены амфиболитами (14,5%), гранитами (12,5%), осадочными породами (песчаники и сланцы) (0,2%) и импактными стеклами (28%). Среди минеральных фрагментов преобладают полевые шпаты и кварц, встречаются биотит, амфибол, хлорит. Содержание стекла в матрице 1—17%. Общее содержание стекла и размер обломков в зювитах по скважине заметно уменьшаются с глубиной. В стеклах из зювитов скважины в последнее время А. Эль Гореси и Э. Чао [159] обнаружен армалколит, являющийся продуктом реакции между включениями титано-железных минералов с импактным расплавом.

В целом зювиты как на поверхности, так и в скважине можно отнести по применяемой нами классификации [70] к лапиллиево-агломератовой витро-литокластической разновидности. Границу

между полями распространения «выброшенных» и «упавших обратно» зювитов проводят по внешнему кольцевому поднятию.

Особой редко встречающейся разновидностью зювитов является вскрытый глубокой скважиной под озерными осадками пласт сортированных зювитов мощностью  $\sim 17$  м [256]. В нижней части (8 м) — это дресвяные зювиты, которые переходят в песчаники, содержащие отдельные обломки размером до 1—3 см. Порода монтмориллонитизирована, карбонатизирована и цеолитизирована. Выше (5 м) залегает песчаник с содержанием карбоната до 10%, вверх по разрезу более тонкозернистый, с горизонтальной полосчатостью за счет появления прослоев, состоящих из фрагментов ( $< 2$  мм) белых выветрелых стекол. Верхний интервал (4 м) представлен тонкозернистым песчаником с доломитовым цементом и доломитовыми конкрециями до 8 см в диаметре. Верхняя граница этой сортированной толщи является резкой и, как показывает появление слоев песчаника с фрагментами обломков стекол и кристаллов, несет следы переотложения в водной среде. По существу, на этом интервале осуществляется переход к заполняющему комплексу.

Массивные импактиты, описанные как «импактные расплавленные породы», в настоящее время известны на поверхности только в двух пунктах в зоне мегаблоков (кольцевом желобе) примерно в 1,5—3,0 км от «тектонического» вала кратера. Протяженность выходов 10—50 м. Порода обладает пористой флюидалльной текстурой и состоит из тонкозернистого агрегата полевых шпатов, пироксена, гематита и кристобалита (матрица), содержащего множество фрагментов кристаллических пород в различной степени ударнометаморфизованных. Оценка объема застывшего импактного расплава в составе зювитов дает цифру  $0,1 \text{ км}^3$  [138].

К продуктам дальних выбросов импактного расплава из кратера Рис относят тектиты (молдавиты), граница поля рассеяния которых находится в 256 км к востоку от центра кратера. Поле рассеяния имеет протяженность в этом же направлении 150 км при ширине 32 км. Возраст молдавитов 14,7 млн. лет, что в точности соответствует возрасту стекол из зювитов. Вместе с тем по составу тектиты достаточно резко отличаются от импактных стекол, содержание  $\text{SiO}_2$  в них 77—80%, суммы щелочей  $\sim 3$ —4%.

Отложения заполняющего комплекса, судя по геофизическим данным и результатам бурения, развиты в центральной части кратера, перекрывая внешнее кольцевое поднятие и часть кольцевого желоба. Толща озерных осадков позднемiocенового возраста имеет мощность 314 м и лежит несогласно на сортированных зювитах [256].

В 40 км к западу от астроблемы Рис расположена еще одна, по-видимому, одновозрастная с ней астроблема Штейнхейм. Ее средний диаметр 3,4 км, истинная глубина кратера, заполненного аллогенной брекчией 220 м, центральное поднятие имеет амплитуду 150 м. Здесь установлены конусы разрушения и ударнометаморфизованные породы [231]. Астроблема находится в таких же

геологических условиях, как и Рис, породы заполняющего комплекса также представлены озерными отложениями позднего миоцена. Предполагают, что импактные кратеры Штейнхейм и Рис образовались одновременно в результате двойного удара.

### Кратер Босумтви

Кратер Босумтви находится в Республике Гана в провинции Ашанти (Западная Африка). В 1931 г. М. Маклэриш впервые пришел к выводу, что он образовался в результате удара крупного метеорита. Часть геологов считала его кальдерой, образовавшейся в результате эксплозивной вулканической деятельности. И лишь после обнаружения в импактных стеклах из зювитов коэсита [209] метеоритно-взрывная гипотеза происхождения кратера получила всеобщее признание. В последующие годы появился ряд новых данных в пользу этой точки зрения [88, 89].

Импактный кратер образован в метаморфических породах биримийской серии нижнего протерозоя, собранных в изоклинальные складки северо-восточного простирания, несогласно перекрытых молассовыми образованиями тарквийской серии среднего протерозоя. Нижний биримий сложен филлитами, граувакками, сланцами, туфами; верхний — метаморфизованными спилитами, базальтами, туфами, граувакками. Тарквийская серия представлена конгломератами, кварцитами и филлитами. Образования протерозоя прорваны многочисленными докембрийскими интрузиями гранитов и гранодиоритов, а также допалеозойскими дайками и силлами долеритов, диоритов, гранодиоритов. Вдоль берега озера узкой полосой вскрываются современные аллювиальные и озерные пески заполняющего комплекса (рис. 55).

Кратер хорошо выражен в рельефе. Округлая депрессия озера Босумтви окружена эллиптическим в плане цокольным валом, вытянутым в северо-западном направлении. Диаметр кратера 10,4 км. Высота зеркала озера над уровнем моря ~ 100 м, максимальная глубина 72 м. Над окружающей местностью цокольный вал возвышается в среднем на 200 м. Внутренние склоны его крутые, ступенчатые, высотой 150—450 м над зеркалом озера, внешние более пологие, постепенно сливаются с окружающей местностью. В пределах кратера аэромагнитной съемкой, проведенной в 1962 г., выявлена отрицательная аномалия интенсивностью 40 гамм.

Вокруг кратера в радиусе 12—13 км на разных гипсометрических и стратиграфических уровнях пород биримия местами сохранились выбросы аллогенных брекчий. Наиболее широко они развиты к северо-западу, северу и северо-востоку от границ кратера. Это рыхлые, иногда уплотненные образования, состоящие из обломков пород биримийской серии, реже гранитов и гранодиоритов, сцементированных перетертым (до пыли) материалом такого же состава, иногда с вторичным лимонитом. В 1,5—2,0 км к северу и юго-западу от озера в пределах кольцевого вала в виде неболь-

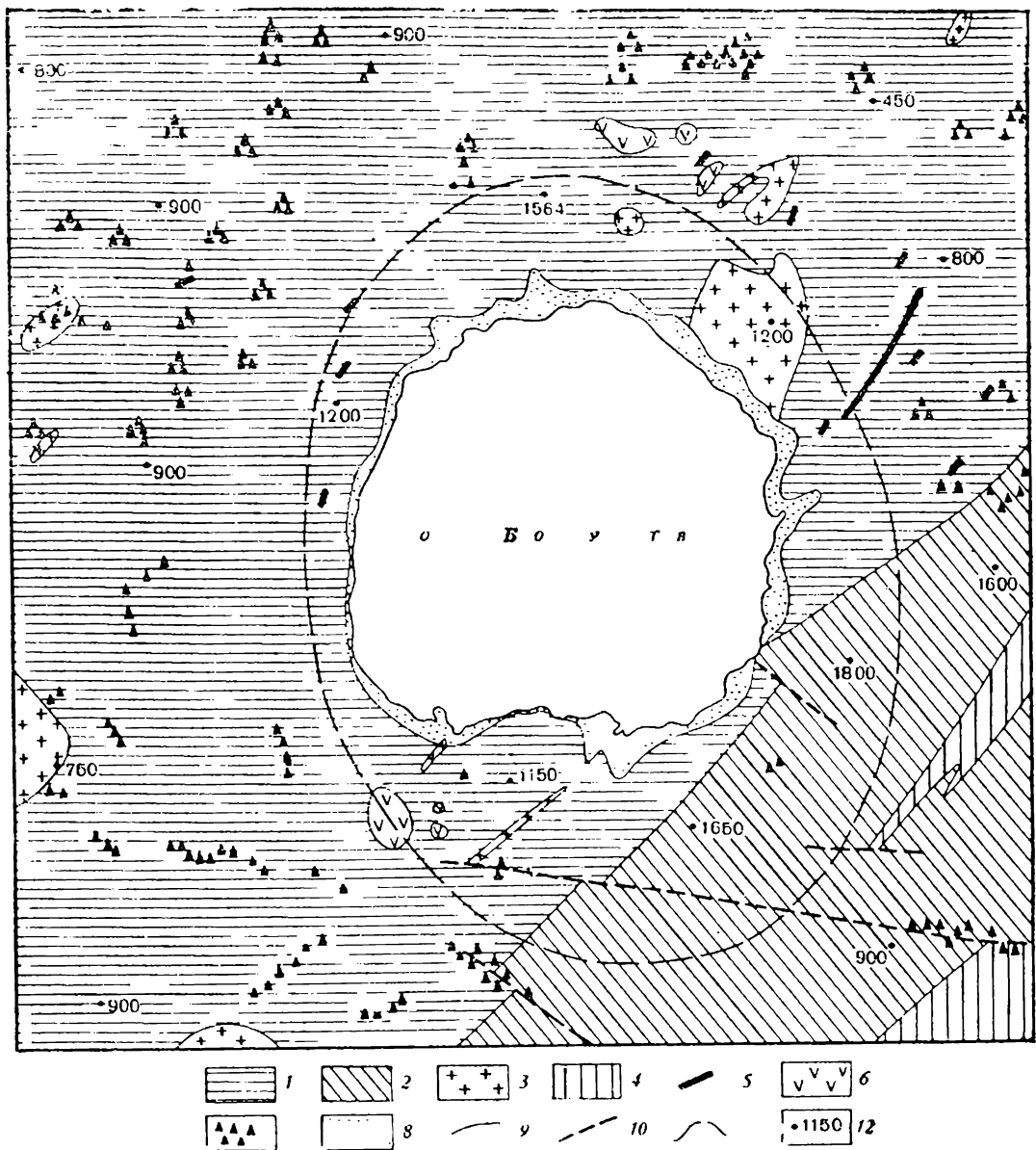


Рис. 55. Геологическая карта района кратера Босумтви [88].

1 — филлиты, граувакки, сланцы, туфы нижнего биримия (нижний протерозой); 2 — метаморфизованные спилиты, базальты, туфы, граувакки верхнего биримия (нижний протерозой); 3 — раннепротерозойские граниты и гранодиориты; 4 — конгломераты, кварциты, филлиты тарквийской серии (средний протерозой); 5 — позднепротерозойские дайки долеритов, диоритов, гранофиоров, амфиболитов; 6 — зювиты; 7 — аллогенные брекчии; 8 — современные аллювиальные и озерные пески; 9 — линии контактов; 10 — разломы; 11 — контур вала кратера; 12 — гипсометрические отметки в английских футах (над уровнем моря).

ших локальных участков встречены зювиты. Они представляют собой плотные брекчии темно-серого цвета с зеленоватым оттенком, состоящие из угловатых обломков филлитов и других пород, обломков минералов и импактных стекол темно-серого, серого и зеленого цвета, сцементированных пемзовидным стеклом. Химические составы импактных стекол ( $\text{SiO}_2 = 60,0 \div 68,6\%$ ) близки к среднему составу тектитов Берега Слоновой Кости ( $\text{SiO}_2 = 68 \div 76\%$ ), поле рассеяния которых находится примерно в 300 км к западу от кратера Босумтви. Радиологический возраст стекол из зювитов, определенный калий-аргоновым и рубидий-стронциевым методами

( $1,3 \pm 0,3$  млн. лет), в точности соответствует возрасту упомянутых тектитов [107]. Близкий химический состав стекол кратера и тектитов Берега Слоновой Кости, совпадение радиологического возраста, содержания редких элементов, изотопного состава свинца и др., по мнению ряда исследователей, указывают на генетическую связь тектитов с кратером Босумтви.

### Кратер Табун-Хара-Обо

Кратер Табун-Хара-Обо расположен в юго-восточной Монголии. Как структура импактного происхождения, он впервые был описан Л. М. Шкериным [120]. В районе кратера развиты среднепалеозойские терригенные и эффузивные породы, метаморфизованные в зеленосланцевой фации («микросланцы»), прорванные многочисленными дайками диоритов. Широко развиты нарушения преобладающего субширотного простирания. Породы имеют общее северо-восточное простирание, крутое падение, сильно перемяты и рассланцованы. С востока среднепалеозойские образования перекрываются мезозойско-кайнозойскими отложениями, слагающими холмы среди плоской Гобийской пустыни. Это органогенные мергели, бумажные сланцы с остатками рыб и опоковидные образования общей мощностью  $\sim 10$  м. Восточнее и южнее кратера среднепалеозойские и мезозойско-кайнозойские образования, составляющие цокольный комплекс, перекрыты четвертичными суглинками и песками. Они также заполняют впадину кратера, где достигают мощности в несколько десятков метров. В песках, заполняющих кратер, содержатся магнитные и силикатные шарики диаметром до 0,1 мм и пемзовидные обломки до 1 мм [120].

Кратер как бы врезан в среднепалеозойские кристаллические породы и представляет блюдцеобразную депрессию, окруженную слабовыраженным кольцевым валом (цокольный вал). Диаметр по гребню вала 1,3 км. Превышение гребня вала над дном депрессии в среднем 20—30 м, максимальное (на востоке) 50 м, над окружающей местностью 5—10 м, а на востоке, где вал кратера совпадает с краем горного массива, до 100 м. Предполагаемая глубина истинного кратера  $\sim 200$  м.

В пределах кольцевого вала микросланцы и дайки диоритов интенсивно деформированы, разбиты радиальными разломами, а участками брекчированы (аутигенная брекчия). Брекчии приурочены главным образом к внутреннему склону вала. Они образуют линзы, прослеживающиеся на несколько десятков метров по простиранию пластов, реже вкрест их простирания, занимая участки площадью в первые сотни квадратных метров. Состоят брекчии из разных по размеру (от микрометров до сантиметров) угловатых обломков, разбитых густой сетью параллельных трещин. Цементом является тонкораздробленный материал того же состава, очень сильно карбонатизированный и ожелезненный. В пределах внешнего склона местами развиты зоны повышенной трещиноватости, значительно превосходящие по размерам зоны брекчий. Среди

трещин преобладают радиальные и тангенциальные по отношению к центру кратера. Размер их достигает десятков метров по простиранию, иногда по ним наблюдаются смещения пород и брекчии.

Породы коптогенного комплекса внутри кратера перекрыты четвертичными песками, а их выбросы за пределами кратера почти полностью эродированы. По наблюдениям Л. М. Шкерина, небольшие по площади выходы этих пород находятся в северо-западной части кратера на внутреннем склоне вала и в восточной — на внешнем. Помимо этого, отдельные останцы перемещенных брекчий встречены в разных местах внутреннего склона вала, а также к востоку и юго-востоку от борта кратера в радиусе до 2 км. Породы коптогенного комплекса представлены аллогенными брекчиями, обычно содержащими импактные стекла. В восточной части кратера, на внешнем склоне цокольного вала (на площади ~ 1 га), аллогенная брекчия представлена угловатыми обломками главным образом мусковит-кварц-полевошпатовых микросланцев, сцементированных карбонатизированным материалом тех же тонкораздробленных пород. Местами в цементе встречаются обломки светло-коричневого флюидального стекла с включениями черных железных шариков диаметром до 0,01 мм. Встречающиеся в цементе обломки кварца иногда изотропизированы, в некоторых наблюдаются планарные элементы. Аналогичные брекчии в виде фрагментов размером до первых десятков сантиметров встречены на внутреннем склоне вала, а также к востоку и юго-востоку от кратера, где они залегают на мезозойско-кайнозойских образованиях. Примерно в 0,7 км от борта кратера к юго-востоку обнаружены обломки светло-серых импактных стекол. Стекла полиминеральные с флюидальной текстурой, содержат включения полевых шпатов и кварца.

Данные о распространении пород коптогенного комплекса дают основание предположить, что образование кратера произошло в неогене. Сохранившиеся реликты выбросов аллогенных брекчий, залегающие на палеоген-неогеновой коре выветривания, определяют нижнюю границу образования кратера как начало неогена. В свою очередь значительная степень денудации структуры и наличие продуктов разрушения пород коптогенного комплекса в четвертичных песках, заполняющих кратер, указывают, что кратер возник в дочетвертичное время.

### Кратер Лонар

Импактный кратер Лонар (Индия, штат Махараштра) представляет собой почти округлую депрессию, заполненную мелким соленым озером. Диаметр его 1830 м. Периферический насыпной вал кратера возвышается над окружающей местностью более чем на 20 м. Наиболее ранние исследователи связывали образование структуры с вулканическим взрывом и оседанием пород, поскольку она расположена в эоценовых базальтах Декана. Хотя еще в конце прошлого века было указано на сходство кратера Лонар с Аризон-



ским, импактное происхождение Лонара было обосновано только недавно [168, 219] по наличию разнообразных ударных эффектов в породах и слагающих их минералах.

О геологическом строении кратера Лонар можно судить по разрезам трех скважин, пробуренных в центральной и юго-западной частях озера. Под озерными осадками (заполняющий комплекс), мощность которых достигает 100 м, залегает глыбовая аллогенная брекчия (коптогенный комплекс), состоящая из обломков, глыб и блоков слабо ударнометаморфизованных базальтов, достигающих в поперечнике 1 м. В них нередко отмечаются конусы разрушения. Изучение керна скважин показало, что среди глыбовой аллогенной брекчии появляются отдельные линзы (мощностью до первых десятков метров) дресвяной и щебенчатой аллогенной брекчии, содержащей обломки полиминеральных импактных стекол, сходных по химическому составу с базальтами основания кратера. Общая мощность аллогенной брекчии составляет ~ 200 м. Обломки пород и минералов несут следы ударного метаморфизма высоких ступеней. В зернах плагиоклаза наблюдаются планарные элементы, деформационные ламелли, участки с пониженным двупреломлением вплоть до образования маскелинита и мономинеральных стекол плавления с пузырьистой флюидальной текстурой. Зерна пироксена интенсивно раздроблены, обнаруживают ударное двойникование и деформационные ламелли. Ассоциирующийся со струйчатым плагиоклазовым стеклом пироксен преобразован в тонкозернистую непрозрачную массу. На отдельных участках, где содержание импактных стекол в брекчии повышено, порода приближается по составу к зювитам. В них более крупные обломки стекла, достигающие 10—15 см по длинной оси, сплюснены, скручены, несут следы аэродинамической обработки. Среди более мелких частиц стекла (от миллиметров до микрометров) отмечаются сферулы и капли.

Породы, которые могут быть также отнесены к коптогенному комплексу, сохранились на валу кратера и частично за его пределами. Здесь среди глыбовой брекчии со слабыми проявлениями ударного метаморфизма встречаются маломощные (до 1 м) линзы щебенчатой и дресвяной брекчии, содержащей моно- и полиминеральные стекла. Это сохранившиеся от размыва выбросы из кратера [217].

Раздробленные породы основания кратера вскрыты всеми тремя скважинами. Они представлены слабо и очень слабо ударнометаморфизованными базальтами (аутигенная брекчия) и нередко с трудом отличаются от базальтов из аллогенной глыбовой брекчии.

Предварительные результаты определения возраста импактных стекол методом треков показали возраст менее 50 тыс. лет. Хорошая сохранность морфологии кратера подтверждает сравнительно молодой его возраст. Будучи пока единственным известным импактным кратером на Земле, образовавшимся в базальтах, кратер Ло-

нар представляет собой уникальный объект для сравнения с лунными кратерами, а развитые в нем породы — с образцами лунных базальтов, претерпевших ударный метаморфизм.

### Аризонский метеоритный кратер

Аризонский метеоритный кратер находится в штате Аризона (США) вблизи ущелья Дьявола (Каньон-Дьябло). Его называют также кратером Барринджера и Метеоритным кратером. Он образовался при падении гигантского железного метеорита Каньон-Дьябло 50 тыс. лет назад.

Это первый из обнаруженных на Земле метеоритных кратеров. Как свидетельствуют археологические находки, он был известен человеку еще 20—25 тыс. лет назад. Впервые метеоритная природа кратера была обоснована в конце прошлого столетия, когда вокруг него были собраны осколки железного метеорита. Изучением кратера занимались Д. И. Барринджер, Г. Джилберт, Р. Миллер, Х. Найнджер, Д. Райнхарт, Х. Робертс, А. Эфут и другие. Имеется большое число публикаций, касающихся этого кратера [18, 124, 203, 222, 237 и др.]. Общий вес найденных вокруг него осколков метеорита Каньон-Дьябло превышает 30 т. Их продолжают находить и сейчас.

Кратер образован в верхнекаменноугольных (формация Супаи), пермских (формация Коконино, Торовец, Кайбеб) и триасовых (формация Моенкопи) толщах. Все породы цокольного комплекса залегают горизонтально (рис. 56). Отложения формации Супаи представлены взаимопереслаивающимися глинистыми песчаниками с прослоями алевролитов. Мощность их более 300 м. Они согласно перекрываются 200—250-м толщиной белого кварцевого песчаника формации Коконино. В основании бортов кратера обнажается только верхняя часть этой формации. Выше лежит 3-м пласт известковистого песчаника формации Торовец. Верхнюю крутую часть стенки кратера слагают песчаные доломиты и доломитизированные известняки с прослоями известковистых песчаников формации Кайбеб. Мощность их 80 м. Самую верхнюю часть стенки кратера слагают песчаники и алевролиты формации Моенкопи мощностью около 10—15 м. За пределами кратера они 3—5-м слоем несогласно перекрывают породы перми.

Аризонский кратер представляет собой чашеобразную впадину диаметром  $\sim 1,2$  км. В плане впадина имеет почти четырехугольную форму с закругленными углами. Насыпной вал возвышается над окружающей равниной на 30—65 м (средняя высота 47 м). Профиль вала асимметричен: внутренние склоны крутые, внешние пологие и прослеживаются в сторону от кратера до 1,5 км. Глубина от наивысшей точки вала до дна впадины (видимая глубина) 180 м (средняя 167 м), до истинного дна кратера  $\sim 400$  м. В бортах кратера пласты пород цокольного комплекса приподняты (цокольный вал), иногда запрокинуты. Обычно углы падения пластов 10—80°, причем падение близ контакта с брекчиями более крутое.

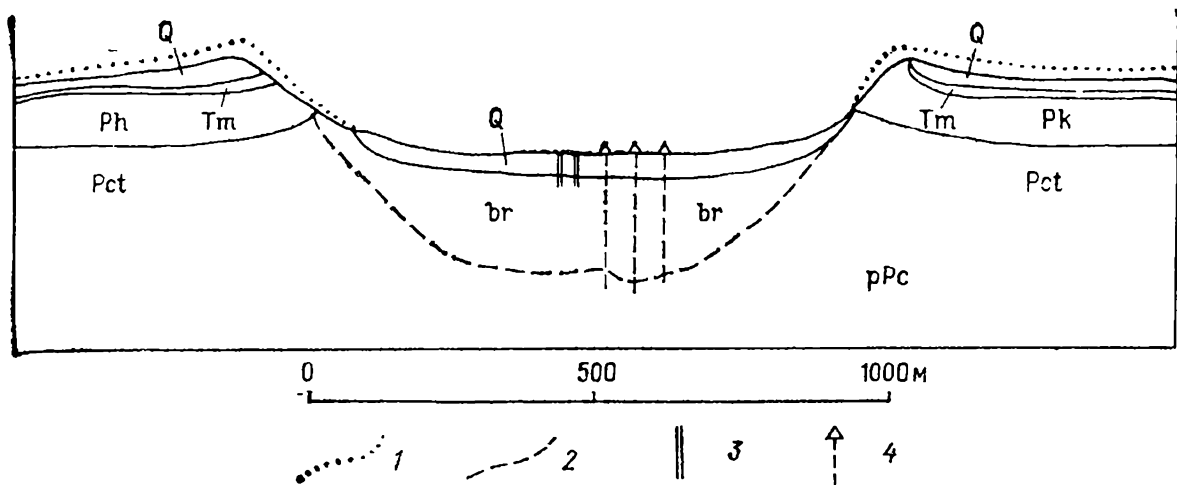


Рис. 56. Разрез Аризонского метеоритного кратера [23].

Q — различные генетические типы четвертичных отложений, включающие перемытый материал брекчий; Tm — формация Моенкопи (триас); Pk — формация Кайбеб (пермь); Pct, l — формации Коконино и Торовеб (пермь); pPc — формация Супаи (карбон); br — мелкообломочная аллогенная брекчия, состоящая в основном из обломков пород формаций Кайбеб, Коконино и Супаи;

1 — первоначальный профиль кратера; 2 — предполагаемая поверхность истинного дна; 3 — шахты; 4 — скважины (горизонтальный и вертикальный масштабы одинаковы).

В породах формации Моенкопи встречаются небольшие складки. Запрокинутые пласты разбиты многочисленными разломами с шарнирными смещениями.

Близкие к квадратным очертания кратера определяются как региональной трещиноватостью, так и системами разломов, возникших при кратерообразовании. В юго-западной части встречаются сбросы, расположенные концентрически по отношению к кратеру, в западной и северной — взбросы с опущенными наружу от центра кратера крыльями. Вдоль разломов породы цокольного комплекса интенсивно раздроблены и участками превращены в брекчию. Вокруг кратера породы трещиноваты на расстоянии до 900 м от гребня вала. Мощность зоны трещиноватых пород под дном кратера ~ 800 м, под валом 200 м.

Заполняют кратерную воронку и образуют насыпной вал нецементированные аллогенные брекчии. В кратере они образуют линзу мощностью ~ 200 м. Верхняя часть линзы мощностью ~ 10 м состоит из перемешанных обломков пород цокольного комплекса, импактных стекол и окисленного метеоритного вещества. Преобладающий размер обломков в верхней части слоя 1 см, в основании отдельные обломки превышают 30 см. В обломках песчаников на южном склоне кратера Э. Чао [155] обнаружил конусы разрушения. Непосредственно под 10-м слоем перемешанных обломков аллогенная брекчия состоит из крупных обломков пород формации Кайбеб, а в нижней части разреза вскрытого шахтой — преимущественно из раздробленных и смятых обломков формации Коконино. В основании линзы скважинами вскрыты брекчии, содержащие обломки алевролитов и песчаников формации Супаи. Цементированы обломки мелкораздробленным песчаником. В це-

менте также встречается метеоритное вещество и импактные стекла.

Аллогенная брекчия, слагающая вал кратера, состоит из дезинтегрированных пород триаса и перми размером от нескольких микрометров до 30 м, причем обломки разновозрастных пород в пределах вала расположены в обратной стратиграфической последовательности. Непосредственно на деформированных и перевернутых пластах формации Моенкопи залегает брекчия, сложенная в основном обломками пород этой формации. Она перекрывается слоем брекчии, состоящей из обломков пород формации Кайбеб. Контакт между ними внутри кратера резкий, в 0,5—1,0 км обломки у линии контакта слегка перемешаны. Вышележащий слой брекчии, образующий вал, распространен участками к северу, югу и частично к востоку от кратера. Он состоит из обломков пород формаций Торовец и Коконино. Среднее расстояние от центра кратера до края покровов выбросов 1543 м.

Импактные стекла в аллогенной брекчии представлены пемзовидным белым лешательеритом и полиминеральными стеклами размером до 2—3 см. Последние изотропны ( $n=1,460$ ), от сильно пузырчатых до пористых, часто флюидальные, иногда с включениями мелких угловатых или округлых частиц непереплавленных пород (песчаников или известняков). Некоторые обломки стекол покрыты тонкой оболочкой серого цвета с магнитными шариками. Характерны также в разной степени перекристаллизованные обломки песчаников Коконино.

Образования цокольного и коптогенного комплексов большей частью перекрыты плейстоценовыми и современными аллювиальными отложениями мощностью до 30 м. Они состоят из дезинтегрированного материала пород всех формаций цокольного комплекса. Постоянно содержат также осколки метеорита, лешательерита и обломки полиминеральных стекол. Общая масса мелкодисперсного метеоритного вещества в аллювии и в брекчиях составляет  $\sim 12$  тыс. т [19]. По составу оно относится к фрагментам железного метеорита — октаэдрита.

# ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ ИМПАКТНОГО КРАТЕРООБРАЗОВАНИЯ

## Реконструкции механизмов

Как было показано, взрывные брекчии и импактиты не принадлежат ни к категории осадочных, ни к категории изверженных пород; некоторые их типы можно считать метаморфическими. Поэтому ни литогенез (седиментогенез), ни петрогенезис не дают возможности в рамках своих существующих теорий реконструировать своеобразные процессы пороодообразования, происходящие при ударе и взрыве космических тел. Этот тип пороодообразования являлся древнейшим на поверхностях планет. На поверхности Земли он играл ведущую роль на догеологической стадии и лишь после значительной дифференциации наружных оболочек планеты уступил ведущую роль процессам литогенеза и петрогенезиса. По аналогии с последними ударно-взрывное пороодообразование может быть названо коптогенезом [62]. Геологические формации взрывных брекчий и импактитов соответственно следует относить к коптогенным.

Импактное пороодо- и структурообразование реализуется при действии многочисленных связанных между собой физико-механических и физико-химических процессов. Вопросы механизма образования импактных кратеров в достаточной мере разработаны применительно к структурам небольшого диаметра (до 1—2 км) [4, 124, 175, 241 и др.]. Однако полученные оценки не могут быть автоматически перенесены на явления более крупного масштаба, при которых возникают импактные кратеры диаметром 5—10 км и более. Трудности создания общей физической модели образования импактных кратеров большого диаметра побуждают в настоящее время при реконструкции процессов их формирования в значительной степени опираться на геологические наблюдения в астроблемах.

Вопросам методологии таких геологических наблюдений при изучении импактных кратеров ранее не уделялось достаточного внимания. Между тем как сами эти наблюдения, так и их интерпретация имеют определенную специфику, при этом оказывается невозможным использовать многие подходы обычные при изучении результатов длительно протекающих в большинстве своем интегральных эндогенных и экзогенных геологических процессов. Геологическое изучение астроблем требует учета особых условий их образования, резко отличных от условий образования различ-

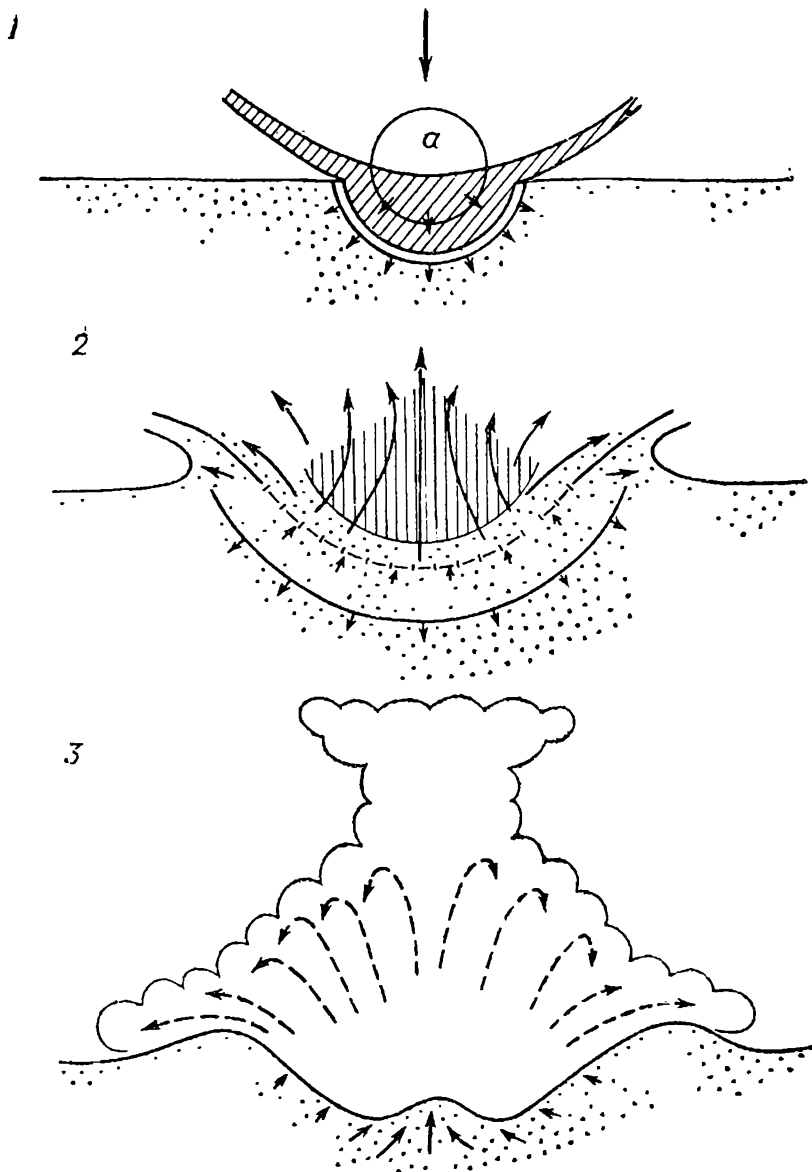
ных тектонических структур, комплексов изверженных и метаморфических пород, толщ осадочных пород и т. д.

Процессы кратерообразования характеризуются резкими изменениями параметров, быстрым протеканием и широким спектром преобразований материала горных пород. Полная характеристика происходящих при этом различных элементарных геологических процессов, приводящих к возникновению различных структурных форм и типов пород может быть дана только на основе детальных исследований, сопровождаемых анализом поведения горных пород в различных физических условиях, во многом недоступных эксперименту. Отсутствие многих таких данных заставляет ограничиться лишь перечислением основных типов, выделяемых на основе дедуктивных построений. В нашем случае это дает возможность, по крайней мере, ограничить число гипотез относительно некоторых механизмов образования импактных кратеров и развитых в них пород.

Наблюдаемые особенности внутреннего строения астроблем, состава и условий залегания развитых в них пород, обусловлены влиянием двух групп факторов: космических (масса и скорость ударившего тела, его состав и свойства, траектория, в том числе угол наклона к земной поверхности) и собственно земных — палеогеографических (выровненная или горная суша, бассейн и его тип и т. д.) и геологических (строение и состав пород цоколя, последующее наложение тектонических, магматических, эрозионных и других процессов). Очевидна ведущая роль космических факторов, определяющих размеры, тип кратера и масштабы преобразования пород цоколя, а также распределение перемещенных брекчий и импактитов.

При столкновении метеороида, имеющего среднюю скорость  $\sim 16$  км/с, с поверхностью Земли его кинетическая энергия расходуется на экскавацию кратера, на выброс материала, на деформации пород мишени (включая связные движения масс), на нагрев, плавление и испарение горных пород и вещества ударившего тела, а также на генерацию сейсмических волн. Распределение энергии зависит от свойств ударившего тела и свойств горных пород в месте удара и оценивается по-разному. Согласно работе [176] на нагрев в целом идет  $\sim 30\%$  кинетической энергии, на дробление и другие деформации  $\sim 20\%$ , на экскавацию и выброс материала  $\sim 50\%$ .

Процесс образования кратера подразделяют на несколько быстро сменяющих друг друга и частично перекрывающихся во времени фаз [148, 163, 175 и др.]: фаза сжатия, во время которой космическое тело тормозится в толще горных пород; фаза экскавации (роста) и образования транзитного (переходного) кратера, происходящая при тепловом взрыве ударившего тела; фаза трансформации транзитного кратера (ранняя модификация) и заполнения его обломочным материалом. Первая и вторая фазы имеют почти мгновенное протекание, третья фаза является также весьма кратковременной, однако оседание обломочного материала (в том



**Рис. 57. Схема кратерообразования.**

Фазы: 1 — сжатия, 2 — экскавации, 3 — ранней модификации и заполнения.

числе тонких его фракций) из пылевого облака может продолжаться более длительное время. Последующие преобразования (поздняя модификация) могут происходить уже в течение геологических веков и эр и включают процессы диагенеза, эрозии, захоронения структуры и т. д.

Весьма общая и сугубо качественная картина смены различных процессов при образовании импактного кратера диаметром 5—10 км и более в плотных малопористых породах может быть описана следующим образом (рис. 57). В фазу сжатия, когда в зоне соприкосновения ударившего тела и горных пород возникает контактное давление, достигающее нескольких сотен гигапаскалей, две ударные волны распространяются в противоположных направлениях в мишени и в метеороиде. Из зоны контакта выбрасываются обладающие большим импульсом жидкие или парообразные струи,

возникшие за счет материала поверхностных пород и материала ударившего тела. Ударная волна, распространяющаяся в горных породах, приводит к возникновению нескольких концентрических полусферических зон преобразованных пород, переходящих друг в друга от центра к периферии (зоны полного испарения, полного плавления, частичного плавления и пластических деформаций, дробления и трещиноватости). По существу, лишь реликты двух последних могут быть обнаружены в ископаемых кратерах, остальные зоны быстро деформируются в ходе развития процесса и исчезают в фазу экскавации вследствие радиального разлета испаренного и частью раздробленного материала.

Поскольку ударный нагрев приводит к мгновенному повышению температуры во всех точках объема пород, плавление происходит практически одновременно во всей их массе за фронтом волны, что резко отличает этот процесс от явлений палингенеза или анатексиса, где нагрев идет кондуктивным путем или с участием конвекции подвижных фаз и существенную роль играет эвтектическое плавление.

Наследование импактитами состава исходных кристаллических пород цоколя показано на многочисленных примерах в астроблемах Рис, Попигаи, Маникуаган, Мистастин, Болтыш и др. [64, 69, 97, 148, 161 и др.]. Перегрев импактных расплавов много выше точки ликвидуса обуславливает значительно более низкую степень окисления железа в импактитах по сравнению с исходными породами, а также селективное испарение таких компонентов, как кремний, натрий и др. Характер испарения элементов зависит как от масштаба процесса и максимальной температуры, так и от валового состава импактного расплава [128]. Имеются предположения [142], что при ударе большой энергии в материале мишени происходят ядерные превращения, в результате чего выделяется дополнительная энергия, которая обуславливает сложный характер строения крупных импактных структур и изменение состава возникающего импактного расплава. Эти предположения пока не имеют должных обоснований.

При развивающемся процессе в фазу сжатия горные породы смещаются в радиальном направлении от точки удара. В зоне дробления происходит скольжение блоков, раздавливание пород, фрикционное плавление, развивается большое количество трещин, заполняющихся дезинтегрированным, расплавленным и вдавленным сверху материалом, возникают пластические и разрывные деформации. Обычно признаки фазы сжатия значительно затушеваны последующими процессами и обнаруживаются либо в глыбах пород, выброшенных при экскавации кратера, либо в более слабой форме в деформированных породах наблюдаемого истинного дна кратера.

В фазу экскавации давление на фронте постепенно затухающей ударной волны является более слабым (десятки гигапаскалей), однако движение охватывает большие массы пород как раздробленных, так и расплавленных; происходит быстрый рост кратера,



особенно в стороны. Раздробленный материал смещается радиально, а также выбрасывается по различным траекториям благодаря совместному воздействию преобразованного импульса ударившего тела, отраженной волны и расширяющихся газов, возникающих при испарении метеорита и окружающих пород. Ударившее тело почти полностью подвергается испарению и при последующей конденсации пара частично входит в состав материала выбросов. Как было показано, во многих астроблемах в составе аутигенных брекчий и пород коптогенного комплекса присутствуют реликты распыленного вещества ударивших тел.

Значительная часть импактного расплава, возникающего за счет силикатных (обычно кристаллических) пород, как бы размывается вдоль поверхности истинного дна кратера, другая распыляется, входя в состав зювитов и брекчий в виде бомб, частиц, обломков. Захват обломочного материала растекающимся перегретым расплавом ведет к частичному растворению включений и быстрому его охлаждению. По оценкам М. Денса и других [153], зона полного разрушения в импактных кратерах ограничивается поверхностью, где максимальное давление на фронте ударной волны 20—30 ГПа. Вместе с тем в оценке положения этой поверхности в фазу сжатия и затем в фазу экскавации существует много неясностей.

Перемещение материала горных пород может быть обусловлено: движениями сплошных масс пород на бортах кратера; баллистическими выбросами за пределы кратера, частью падающими обратно в кратер; течением частью раздробленного материала в основаниидвигающихся обломочных масс [208].

Движения сплошных масс пород (образование складок, в том числе опрокинутых надвигов, растяжение слоев и т. д.) характерны для зоны пластических деформаций, особенно на борту кратера. Они хорошо документированы в Аризонском кратере и в ряде других, где слои первоначально залегали горизонтально.

Состав, структура и взаимное расположение различных типов выбросов как за пределами кратеров (насыпные валы, плащ дальних выбросов), так и внутри них (материал, упавший обратно) определяются динамическими условиями их возникновения главным образом относительно начального импульса и траектории, а также агрегатным состоянием самого выбрасываемого материала, в том числе регулируемого его температурой. Наиболее отчетливо выявляются различия в агрегатном состоянии выбросов и в их траекториях. По-видимому, между твердодисперсными флюидизированными, газовыми, и жидкими системами в облаке выбросов не всегда имелись четкие границы разделов, однако их удобно подразделить по признаку состояния [213].

К числу твердодисперсных флюидизированных систем могут быть отнесены выбросы обломочных масс по различным баллистическим траекториям, а также выбросы, скользившие по поверхности, возможно, благодаря захваченному массой обломков воздуху. Скольжение и волочение по дну кратера производило деформирующее, выпаживающее и эродирующее воздействие на породы

цоколя. За счет последнего механизма в значительной степени сформировалась пестрая брекчия астроблемы Рис [138], значительная часть аллогенных глыбовых брекчий и мегабрекчий Попигайской астроблемы [68]. Материал этих брекчий был холодным или местами нагрет лишь до первых сотен градусов, хотя отдельные фрагменты и глыбы могли находиться и в частично расплавленном состоянии.

Транспортировка значительных объемов материала, за счет которого возникают многие типы перемещенных брекчий, происходила в виде различных флюидизированных систем, в состав которых входили нагретые газы и расплавы (твердые частицы + газ + + капли расплава). Траектории их были различными: от сравнительно низких до высоких (пылевое облако); температура в целом не превышала нескольких сотен градусов. Материал, из которого осели зювиты, транспортировался в значительной части базисной волной (система газ + капли и частицы расплава + твердые частицы в разных количественных соотношениях). Температуры при его отложении доходили до 1000—1200° С (витрокластические спекшиеся зювиты); более высокотемпературные струи имели, по-видимому, более низкие траектории и по своему характеру, вероятно, были близки к вулканическим палящим тучам или пепловым потокам. Струи выбросов, поднимавшиеся по более крутым траекториям, испытывали более быстрое охлаждение, при этом расплав застывал в виде капель стекла, брызг, бомб, однако аэродинамическая обработка их могла осуществляться лишь во фронтальной зоне расширяющегося облака. Турбулентное движение в выбросах, замедляющих свою скорость и поднимающихся по крутым траекториям или же опускающихся вниз, обычно приводит к дроблению остывающих частиц стекла.

Отложения базисной волны возникают как в ранние стадии выброса, когда она является результатом расширения газов, несущих обломки пород и капли расплава по низким траекториям (фронтальная базисная волна), так и при оседании вертикальной колонны выбросов (тыловая базисная волна), при этом породы, которые можно рассматривать как ее продукт, залегают в верхней части разреза коптогенного комплекса внутри кратера. Несомненно, однако, что баллистические выбросы и базисная волна переносили материал одновременно.

Жидкие системы могли быть представлены струями расплава (температура от 1200 до 2000° и более), растекавшимися или выплеснутыми радиально из центральной части кратера, или же потоками грязевых масс и потоками типа турбидитных в случае формирования кратера в условиях мелководного бассейна. Эти жидкие потоки переносили большие количества обломков пород и минералов. Материал, выбрасывавшийся в разном агрегатном состоянии, частично перемешивался, при этом различия в температуре, динамической вязкости, составе и т. п., так же как и быстрая транспортировка, препятствовали полной гомогенизации. Поэтому в ряде случаев, как, например, в Попигайской астроблеме, где, по

существо, представлен весь спектр таких ископаемых коллапсировавших подвижных систем, можно наблюдать признаки несмеси-мости между разными типами зювитов и брекчий, а также тагами-тами, образовавшимися из порций расплавов разной температуры и т. д.

Динамика расширяющегося по радиусам взрывного облака приводит к нарушению первичного распределения обломков, обусловленного одноактным дроблением пород и дезинтеграцией масс расплава, а также к относительно продолжительному (в том числе дифференциальному) осаждению масс раздробленного и расплавленного материала из выбросов, характеризовавшихся значительной дисперсией скоростей и траекторий. Течение материала под большим давлением в основании скользящих обломочных масс имело место у поверхности истинного дна кратера на некотором расстоянии от центра. Этот механизм перемещения захватывал сравнительно небольшие массы пород.

Ранняя модификация импактного кратера начинается, когда значительная часть раздробленного и расплавленного материала находится еще в движении. Для простых кратеров диаметром до 3—4 км механизмы ранней модификации являются относительно простыми и сводятся к незначительному общему поднятию поверхности истинного дна (возвратные движения как результат упругой отдачи) и частично к террасовидным оползням на бортах, последние, впрочем, встречаются и в кратерах большого диаметра. При образовании кратеров диаметром более 3—4 км картина значительно усложняется. Поверхность истинного дна, возникающая в фазу экскавации, деформируется с образованием поднятия значительной амплитуды в центре и окружающей его кольцевой депрессии (кольцевого желоба), которая в структурах диаметром в несколько десятков километров находится ближе к периферии.

Центральное поднятие нередко располагается как бы на пьедестале на промежуточной кольцевой ступени между ним и кольцевым желобом. Отдельные пласты пород в пределах центрального поднятия значительно увеличивают вертикальную мощность за счет утопления их в окружающей кольцевой зоне, что указывает на перераспределение материала, как бы на его перетекание с периферии к центру.

В том случае, если имеются стратиграфические данные и данные о гипсометрическом положении залегающих на борту кратера отдельных пластов до и после деформаций в желобе, удастся показать, что вначале происходит их прогибание на краю желоба, а затем центробежное смещение отдельных чешуй по пологим надыгам. После оседания движущихся радиально обломочных масс могут образоваться оползни. Таким образом, отдельные пласты пород на бортах кратера испытывают движения весьма сложного характера.

В ряде случаев в кратерах диаметром более 15 км помимо центрального поднятия возникает кольцевое поднятие основания, при этом центральное поднятие бывает выражено слабо. Иногда цен-

тральное поднятие усложнено еще небольшим прогибом поверхности в его средней части.

Определение способов образования этих структурных форм в фазу ранней модификации, так же как и размеров транзитного (переходного) кратера, является предметом дискуссий. Некоторые исследователи [153, 183] считают, что глубина транзитных кратеров является весьма значительной и составляет для структур диаметром 10—20 км и более до 1/4 или 1/5 их диаметра. Однако приводимые при этом реконструкции транзитных кратеров не полностью учитывают баланс объемов пород, перемещаемых при кратерообразовании, и некоторые другие геологические данные.

Геологические наблюдения показывают, что даже в астроблемах, имеющих диаметр в несколько десятков километров (до 60—100), в составе выбросов присутствуют фрагменты пород, залегающих относительно неглубоко (первые километры). Большая глубина транзитных кратеров должна приводить к возникновению весьма больших объемов пород коптогенного комплекса, значительно превышающих объем ныне наблюдаемых истинных впадин кратеров, чего не отмечается, в частности, для хорошо сохранившихся структур. При оценке глубин транзитных кратеров следует также учитывать явления вытягивания отдельных горизонтов пород в центральном поднятии и разрушения их верхних частей в результате подброса при быстром воздымании дна в центре структур.

Известно, что в ряде крупных импактных структур, возникших в двухслойной мишени, когда нижний слой представлен кристаллическими породами, а верхний, осадочный, является весьма мощным, обломки кристаллических пород встречаются в составе слабоперемешанной брекчии (мегабрекчии) только на центральном поднятии и вблизи него, образуя своего рода ореол. Это указывает на то, что при формировании транзитного кратера и выносе обломочного материала далеко в стороны по пологим траекториям, глубина кратера была меньше мощности верхнего осадочного слоя, а ореол кристаллической мегабрекчии является результатом подброса и отрыва материала при формировании поднятия. Такова, например, картина распределения обломков кристаллических пород в аллогенной брекчии, облекающей центральное поднятие Пучеж-Катунской астроблемы, диаметр которой 80 км и амплитуда центрального поднятия  $\sim 2$ —2,5 км. Глубина транзитного кратера здесь, видимо, составляла не более 1/30 диаметра.

Геологические реконструкции показывают также, что как центральные, так и кольцевые поднятия и депрессии в крупных кратерах формируются в течение нескольких секунд, когда основная часть раздробленного материала еще не осела [65 и др.]. Это говорит о движении материала горных пород с очень большими скоростями (до нескольких сотен метров в секунду), так как амплитуда вертикальных перемещений достигает нескольких километров, затухая на глубину. Для объяснения возникновения деформаций такого типа привлекают явления упругой отдачи, волновые механизмы, отражение ударной волны в многослойной мишени,

воздействие волны разрежения и др. [103, 123, 130, 241]. Механизм этого процесса изучен далеко не достаточно; вероятнее всего сравнительно большая длительность (доли секунды) фазы сжатия приводит к существенному изменению свойств горных пород за фронтом мощной ударной волны, при этом они приобретают свойства, подобные свойствам несжимаемой жидкости с соответствующей реакцией в поле тяготения [131, 258]. Представления о том, что кольцевые и центральные поднятия являются результатом длительных процессов изостатического выравнивания [36] или подъема масс по разломам [118], не соответствуют имеющимся геологическим данным.

М. Р. Денс и другие [153] большое значение в заполнении крупных кратеров придают оползанию выброшенного материала с бортов соответствующих глубоких транзитных впадин, в результате чего возникают «смешанные брекчии». Изучение толщ коптогенного комплекса в Попигайской астроблеме и в ряде других крупных структур показывает, что этот процесс практически не имел места в сколько-нибудь значительных масштабах (впадины кратеров заполнены материалом, растекавшимся радиально из центра или же осевшим по различным траекториям из облака выбросов). При этом весьма существенно, что подавляющая часть раздробленного материала в кратерах большого диаметра не выносится за пределы воронки, а благодаря влиянию силы тяжести остается внутри нее [4]. Поэтому в земных условиях кратеры заполнены толщами пород коптогенного комплекса, в значительной степени компенсирующими дефицит масс в связи с образованием воронки.

Геологические данные о строении заполняющего комплекса в относительно быстро погребенных астроблемах (например, в возникших на акваториях) свидетельствуют о том, что во время его отложения воздымание центральной части кратера было весьма незначительным, составляя для структур диаметром во многие десятки километров не более нескольких десятков метров. Это не позволяет допускать в сколько-нибудь значительных масштабах процессов заплывания кратера под влиянием изостазии и перетекания астеносферных масс.

Как возможные изостатические перемещения, так и оползание материала с бортов, в том числе отложений заполняющего комплекса, следует относить уже к процессам поздней модификации, продолжающимся в течение весьма длительного времени существования импактного кратера как геологической структуры. Сюда же относятся процессы охлаждения, закалки, кристаллизации расплавов, литификации, гидротермального изменения, диагенеза и др., происходящие в брекчиях и импактитах и во многом подобные тем, которые имеют место в толщах пирокластических пород, в эффузивных покровах и потоках, в гипабиссальных интрузиях и т. д. Охлаждение больших масс импактных расплавов мощностью во многие сотни метров может происходить в течение тысячелетий [225, 229]. В течение длительного времени оползает и рыхлый ма-

териал с бортов, образуются кластические дайки, заполняющие различные трещины в породах коптогенного комплекса и др.

К поздней модификации относятся и другие геологические процессы деструкции и захоронения морфоструктур.

### Геологические обстановки

К числу основных характеристик среды кратерообразования, тем или иным образом влияющих на особенности возникающих форм рельефа, структур и состава коптогенного комплекса, могут быть отнесены состояние атмосферы, наличие слоя воды и толщина его, плотность и прочность пород, их строение и состав.

Данные лабораторных экспериментов по воздействию высокоскоростных ударников на мишень [224, 228], а также взрывам малых зарядов и результаты искусственных взрывов большой мощности в различных средах указывают на определенное влияние аналогичных физико-механических факторов на диаметр образующихся кратеров, траекторию выбросов, высоту насыпного вала и другие морфологические и структурные особенности. В какой-то мере результаты экспериментов могут быть перенесены и на природное импактное кратерообразование. Вместе с тем местные различия среды не всегда учитываются при различных оценках параметров кратерообразования (энергий соударений, частоты образования кратеров определенных классов и т. д.), при которых используются лишь видимые диаметры сохранившихся структур.

Состояние воздушной оболочки могло сказываться на характере рассеяния мелких фракций обломков из взрывного облака, а также в некотором изменении гранулометрии обломков, оседающих из облака выбросов. Возможности анализа таких процессов в геологическом прошлом ограничены благодаря значительной эрозии выбросов.

Наиболее существенное влияние на диаметр образующихся кратеров и частично на распределение выбросов оказывало наличие или отсутствие слоя воды в месте удара, а также глубина бассейна. Особенности образования кратеров в мелководных эпиконтинентальных морях и на шельфах пока что исследованы весьма слабо; между тем толща воды в несколько десятков или 100—200 м и более несомненно изменяла характер распределения энергии соударения и некоторые механизмы дробления, выброса и деформаций пород.

Истинный диаметр кратера, образующегося на дне бассейна (где могут выступать плотные породы или же залегать нелитифицированные или слаболитифицированные осадки), меньше, чем в условиях суши (при той же энергии соударения), что обусловлено в первую очередь торможением ударившего тела в толще воды.

Уменьшение видимого диаметра вызовет и приливная волна, возникающая при смыкании водных масс после взрыва. Волна

сместит большие массы выброшенного материала со склонов кратера и, вероятно, частично крупные блоки пород цоколя. Возможным примером таких смещений являются террасы на бортах Калужского кратера. Оседание материала выбросов в водной среде приведет к заметной сортировке обломков по вертикальному разрезу и к постепенному переходу между породами коптогенного комплекса и осадками заполняющего комплекса (как это имеет место, например, в Карской и Каменской астроблемах, астроблеме Садбери).

Определенной спецификой обладают и кратеры, возникающие в условиях наличия верхнего слоя разжиженного (или разжижаемого при кратерообразовании) грунта, что особенно сказывается на морфологии выбросов. Предполагают, что образованием кратеров в замороженных породах, которые тают при ударном нагреве, вызвано возникновение некоторых типов кратеров на Марсе, характеризующихся лопастевидными радиальными потоками выбросов, оседавших в виде насыщенных обломками жидких грязевых масс [137].

Влияние строения и состава горных пород в месте удара космического тела также сказывается на особенностях экскавации, заполнения и модификации кратера. Могут быть выделены следующие типы геологических обстановок места удара, различающиеся по строению и составу пород цоколя.

1. Районы с однослойным строением цоколя, сложенного: а) кристаллическими породами, б) складчатыми толщами осадочных пород низких ступеней регионального метаморфизма, в) горизонтально залегающими толщами осадочных пород.

2. Районы с двухслойным строением цоколя, нижним горизонтом которого являются более плотные породы типов 1а и 1б, а верхним — породы типа 1в. Последние могут иметь различную мощность: меньшую, равную или большую, чем истинная глубина кратера. Двухслойный характер мишени может быть связан также и с неоднородным распределением разных по плотности пород по вертикальному разрезу.

Эти типы геологических обстановок отвечают платформенным районам (щиты, плиты, молодые платформы с малой — до 0,5 км — и значительной — более 1 км — мощностью чехла) или же складчатым областям, где складчатые толщи выступают на поверхности.

Различия в строении и составе цоколя обуславливают некоторые различия в развитии как самого взрывного процесса, так и в характере образующегося кратера и в масштабах плавления пород. Наиболее значительным развитием импактитов характеризуются кратеры, возникшие в кристаллических породах щитов, причем по мере увеличения диаметра структуры, отвечающего увеличению энергии взрыва, относительный объем импактного расплава и соответственно импактитов в них увеличивается [148 и др.]. Присутствие больших объемов осадочных пород в составе цоколя (в том числе водонасыщенных, богатых гидроксилсодержащими

**Зависимость коэффициента распыления импактного расплава  $Cd$   
от состава пород цоколя**

Астроблема	Диаметр, км	Породы цоколя	Объем кратера км <sup>3</sup>	Объем расплава, км <sup>3</sup>	$Cd$ , %
Каменская	25	Складчатые терригенно-карбонатные	150	Нет	
Рис	24	Терригенно-карбонатный чехол на кристаллическом фундаменте	150	0,1	>99
Болтышская	25	Кристаллические	150	10	<1

минералами или карбонатами) существенно влияет на масштаб ударного плавления, а также на распределение расплава, застывающего в виде связных масс (тагамиты) или распыленных частиц (зювиты). Содержащаяся в порах пород вода превращается в пар (на что затрачивается значительная часть энергии ударной волны, идущей на нагрев), расширение которого способствует дезинтеграции пород и распылению импактного расплава [200, 245].

Соотношение объемов распыленного при взрыве и застывшего в виде сплошных масс расплава может быть оценено коэффициентом распыления  $Cd^*$  и в значительной мере зависит от соотношения относительно более пористых осадочных пород и плотных кристаллических пород в составе мишени.

В качестве примера влияния состава субстрата на масштабы образования импактного расплава и значение  $Cd$  можно привести данные об астроблемах сложного строения, имеющих один и тот же диаметр и, вероятно, близкие энергии образования (табл. 13).

Иным образом идет и охлаждение импактного расплава в водной или водонасыщенной среде. Здесь могут возникнуть породы, напоминающие шаровые лавы, гиалокластиты и другие вулканические образования, которые формируются при попадании лавы или горячих выбросов шлака в воду. Влияние водонасыщенности субстрата на морфологию и структуру кратера может иллюстрироваться результатами экспериментальных мощных взрывов [136, 236], однако не вполне ясны пока возможности линейного переноса их на другие масштабы явлений.

Поскольку факторы, определяемые строением и составом пород в месте удара, обычно влияют на особенности кратерообразования

\* Коэффициент распыления импактного расплава определяется соотношением объемов продуктов его охлаждения в составе тагамитов  $V_t$  и зювитов  $V_s$ .  $Cd = [V_s / (V_t + V_s)] \cdot 100$ .



одновременно, в настоящее время представляется затруднительным оценить воздействие каждого из них в отдельности. Имеются указания, что при одном и том же диаметре в более прочных (например, кристаллических) породах глубины кратеров больше, чем в осадочных [185]. Очевидны различия в характере дробления горных пород с разной плотностью, трещиноватостью и пористостью, которые обуславливают наблюдаемые резкие различия в составе и структуре аллогенных брекчий в разных астроблемах, что связано также с особенностями транспортировки и отложения различного в литологическом и гранулометрическом отношении обломочного материала. Характер трещиноватости пород цоколя определяет также масштабы и форму оползней на бортах кратера.

Поздняя модификация кратеров, зависящая от палеогеографической обстановки, тектонической активности региона и частью от свойств пород, в которых образован кратер и которые его заполняют, продолжается, как указывалось, длительное время, в значительной мере изменяя его внешний облик и переводя в разряд ископаемых или сильноэродированных структур — астроблем.

Влияние тектонической стабильности территории на число сохранившихся и выявленных кратеров на единицу площади проявляется, в частности, в том, что большинство из них ( $\sim 85\%$ ) находится на древних платформах и их щитах;  $\sim 5\%$  приходится на складчатые области фанерозоя (это частично молодые платформы) с осадочными покровами мезозойско-кайнозойского возраста и  $\sim 10\%$  — на складчатые области фанерозоя, где деформированные толщи залегают на поверхности. При этом соотношение площадей, относящихся к разнотипным регионам, таково: древние платформы и их щиты  $\sim 71\%$ , складчатые области фанерозоя, в том числе с молодыми платформенными чехлами  $\sim 29\%$ . Однако в указанные соотношения распределения кратеров вносит искажение высокая степень изученности ряда древних платформ и их щитов (в частности, в Северной Америке и в Европе).

Исходя из времени формирования отдельных регионов можно дать оценку предполагаемого количества и размеров еще не выявленных импактных структур на этих территориях [17, 112]. Сохранность кратера зависит также от его размеров и времени, прошедшего с момента образования; более крупные структуры существуют дольше [111, 185], более древние обычно сильнее эродированы. Как показывают результаты изучения отдельных относительно молодых кратеров, имеющих возраст 5—10 млн. лет, даже в стабильных платформенных областях, в равнинных условиях, эти кратеры в значительной степени уже лишены насыпных валов и покрова выбросов (степень эрозии 3—4, табл. 3).

Р Грив и П. Робертсон [185] ввели индекс сохранности импактных кратеров — отношение диаметра (км) к возрасту (млн. лет), указывая, что в общем случае он не опускается ниже 0,03, т. е. время жизни кратера диаметром 20 км, не защищенного покровом

осадков, ~600 млн. лет, соответственно кратера диаметром 10 км — 300 млн. лет и т. д. Анализ степени эродированности кратеров в зависимости от их диаметра и возраста показывает, что, несмотря на локальные вариации, весьма маловероятно обнаружение древних (> 15 млн. лет), но хорошо сохранившихся структур (степень эрозии 1—2); в то же время пока не известны сравнительно молодые (<40 млн. лет), но сильноэродированные структуры (степень эрозии 5—7). Искажение в эти оценки вносит то обстоятельство, что астроблемы небольшого диаметра (первые километры) и в то же время сильноэродированные весьма малочисленны, что, несомненно, обусловлено трудностями их выявления: сильноэродированные (степень эрозии 6—7) кратеры большого диаметра (> 10 км) обнаруживаются легче. Большая степень эрозии ведет к значительному уменьшению видимого диаметра кратера, особенно для структур диаметром до 15—20 км, что не всегда учитывается при оценках распределения диаметров по отдельным классам.

Сохранность астроблем обеспечивается в случае их быстрого захоронения под мощными толщами осадков. При этом существование погребенной депрессии кратера иногда может быть установлено на глубинах во многие сотни метров, как в случае Калужской астроблемы. Эксперименты показывают, что структурное влияние депрессии в перекрывающих толщах может быть еще замечено на глубинах, в 3 раза превышающих видимую глубину кратера [133]. Для сохранения импактного кратера наиболее благоприятны районы длительного равномерного погружения и мощного осадконакопления в спокойных мелководных условиях. Это позволяет считать, что мощные платформенные чехлы содержат в ископаемом состоянии такое число астроблем на единицу площади, которое приближается к истинному распределению без учета эрозии. При этом в таких условиях имеет шансы сохраниться большее число астроблем сравнительно небольшого (первые километры) диаметра. Высокая степень сохранности астроблем обеспечивается и спокойной тектонической обстановкой.

Примеры значительной модификации астроблем наложенными тектоническими (в частности, складчатыми) процессами пока не известны. Линзы взрывных брекчий и импактитов в таких случаях могут быть значительно деформированы и поставлены вертикально, разбиты на крупные блоки. Выделение их из числа тектонических образований может быть сделано в таком случае путем детального изучения внутренней структуры и распределения ударнометаморфизованных пород.

### **Воздействие на геосферы**

Соударение космического тела с поверхностью, как это было показано в предыдущих главах, вызывает непосредственное изменение геологической структуры в месте удара, изменение харак-

тера развитых здесь пород и их различных свойств. Соответственно в месте образования кратера изменяются гидрогеологический и гидрохимический режимы, характер физических (магнитных, гравитационных, тепловых, пьезоэлектрических, электрических) полей. Однако удар метеороида не ограничивается локальным воздействием, при значительной энергии соударения это воздействие может иметь региональный, а иногда и глобальный характер.

Оценки мощности явления показывают, что падения крупных астероидальных и кометных тел могли вызвать кратковременные, но значительные атмосферные возмущения, опосредованно оказывая влияние на геологические условия седиментации, биологические процессы и т. д. далеко за пределами места падения, где образовался крупный кратер. Согласно Г. Юри [257], удар при массе кометы  $10^{12}$  т и скорости 45 км/с и соответственно с кинетической энергией  $\sim 10^{24}$  Дж (в том случае, если вся она израсходуется на нагрев атмосферы) может повысить ее температуру на  $190^\circ\text{C}$ . Если на такой нагрев пойдет лишь незначительная часть всей выделившейся энергии, катастрофические для глобальных биологических и других процессов последствия подъема температуры даже на несколько десятков градусов очевидны. Эти данные указывают на одну из возможностей объяснения внезапно происшедших перемен в характере растительного и животного мира прошлого. Не требует пояснений катастрофическое воздействие удара космического тела на живую природу непосредственно в месте образования кратера и в ближайших окрестностях.

Мощный удар метеороида на акватории приведет к возникновению волны цунами, воздействие которой может быть обнаружено методами палеогеографии [207]. Если бассейн имеет сравнительно небольшую глубину и плоское дно, то возмущения в маломощном слое нелитифицированных осадков, вызванные такой волной, могут быть прослежены на весьма большие расстояния по разным направлениям от места удара. Возможно, что именно такой волной цунами на мелководье вызваны дислокации и брекчии в маломощном слое в основании наровского горизонта среднего девона, отмечаемые на большой площади в пределах Ленинградской области, Латвии, Литвы и Белоруссии [55, 81]. Их предположительно можно связать с ударным событием, в результате которого в начале наровского времени возник Калужский кратер, отстоящий от этих мест на 600—700 км \*

При торможении ударившего тела в толще воды будут испарены значительные ее объемы. Подъем пара в стратосферу приведет к резкому увеличению выпадения осадков [207] и кратковременному изменению климата, что может найти отражение в геологических разрезах осадочных толщ, формировавшихся в это время в прилегающих районах.

---

\* Возможность такой интерпретации наровской брекчии предложена Г. Б. Мотузой (личное сообщение).

Предполагают, что мощные кометные удары могли способствовать образованию высокомолекулярных соединений, имеющему прямое отношение к проблеме возникновения жизни [192].

Наиболее значительные возмущения при соударениях проявляются в поверхностных горизонтах земной коры. Эти возмущения в условиях суши имеют локальный характер, однако они влекут за собой ряд палеогеографических изменений, к числу которых относится образование округлой впадины в рельефе окруженной валом, изменение характера речной сети и др. Интересны примеры реконструкции засыпанного выбросами речного русла в окрестностях астроблемы Рис.

Образование в крупном кратере замкнутого бассейна (озера) является самостоятельным палеогеографическим фактором локального значения. В таком бассейне могут развиваться эндемичные комплексы фауны и флоры, а сам он может стать областью накопления каких-либо специфических толщ осадочных пород — эвапоритов (Брент, Рис), горючих сланцев (Болтыш, Ротмистровка, Рис) и др.

Структурные нарушения в горизонтально залегающих осадочных породах, изменения их пористости и проницаемости, связанные с образованием кратера, могут повлиять и на перераспределение жидких и газообразных углеводородов и вод, заключенных в толщах этих пород, существенно меняя режим соответствующих подвижных фаз. Поднятие раздробленных пород в астроблеме Ред Уинг явилось своеобразной структурной ловушкой для нефти [135]. Пористые брекчии коптогенного комплекса или пористые породы заполняющего комплекса могут стать вместилищем подземных вод и газов, особенно в том случае, если они перекрыты горизонтами непроницаемых пород.

В тектонически активных и сейсмичных районах региональное влияние удара космического тела может проявиться в разрядке напряженного состояния недр. Этот удар, таким образом, может явиться спусковым (триггерным) механизмом и обусловить серию землетрясений или подвижек по долгоживущим разломам [19]\*. Здесь мы, по существу, переходим к обсуждению влияния ударов малых космических тел на глубокие горизонты литосферы и, возможно, даже на астеносферу. Лишь удары с энергией  $10^{23}$ — $10^{24}$  Дж, возможно, способны вызвать какую-либо ответную реакцию глубоких недр. Однако даже в очень крупных по размерам фанерозойских астроблемах, несмотря на целеустремленные исследования, до настоящего времени на территории СССР и других стран не выявлено каких бы то ни было изверженных пород, образовавшихся в результате проявлений так называемого триггерного магматизма. Некоторые весьма общие высказывания по этому во-

---

\* Гипотезы о якобы имевших место в историческом прошлом падениях гигантских астероидов, разрушении континентов, гибели цивилизации и прочем лишены оснований.

просу недостаточны для обоснования таких процессов, тем более в уже известных астроблемах [41, 89 и др.].

Как было показано Б. Френчем [171], соударение с метеороидом достаточно больших размеров может привести к подъему глубинной магмы в следующих случаях: при крупных подвижках коры и канализации существующего глубинного очага; при частичном плавлении в результате разгрузки, обусловленной экскавацией кратера; при возникновении локальных высоких градиентов температур благодаря экранирующему влиянию линзы брекчий. Оптимистическая оценка глубины кратера, обеспечивающей необходимую разгрузку (1,5—2,0 ГПа) в условиях относительно тонкой океанической коры и частичного плавления пиролита (до 10%), показывает, что эта глубина должна составлять не менее 40 км, т. е. кратер при этом может иметь диаметр свыше 200 км. В условиях континентальной коры такое плавление могло бы иметь место при еще большей разгрузке и соответственно при значительно больших размерах кратера. Это показывает малую вероятность проявлений триггерного магматизма при метеоритном ударе в условиях мощной коры и сравнительно незначительных геотермических градиентов, т. е. в условиях, близких к современным.

Более вероятны проявления магматической активности при таком ударе в связи с нахождением на глубине очага расплавленной магмы. Внедрение норитовой интрузии Садбери в структуру гигантского кратера скорее всего обусловлено именно этим обстоятельством. Однако этот вопрос остается пока открытым. Существуют мнения о том, что не только основная интрузия, но и заключенные в ней никелевые руды имеют космический источник [156]. Более справедливой представляется точка зрения о том, что глубинная основная магма частично ассимилировала кислый импактный расплав, чем и обусловлен необычный состав интрузии, причем этой ассимиляцией вызвана и ликвация сульфидного расплава [197].

Примерно такой же механизм предложен и для объяснения генезиса Бушвельдской интрузии [232 и др.]. Ослабление регионального стресса при ударе, согласно этому предположению, привело к выплавлению и внедрению мантийной магмы. Однако в настоящее время нет данных, указывающих на признаки ударного метаморфизма в связи с Бушвельдской структурой [172]. Отсутствуют такие признаки и в случае раннедокембрийских коматиитов формации Барбертон в Южной Африке, высокотемпературные условия выплавления которой из мантии якобы обусловлены (по аналогии с лунными морями) ударом крупного астероида [180].

Как уже отмечалось, перетекание глубинных слоев литосферы как реакция на удар крупного космического тела реально устанавливается лишь в случае астроблемы Вредефорт, реконструируемый диаметр которой мог достигать 140 км. Так же как и Садбери, кратер Вредефорт возник в позднем докембрии, когда термические условия литосферы, возможно, были иными, чем в фанерозое. По-видимому, существенное влияние ударов сравни-

тельно крупных тел на процессы в глубинных оболочках можно предполагать лишь для более ранних этапов развития планеты.

### Эволюционные тенденции

Исследования, проведенные в последние десятилетия показали, что соударения космических тел имели результатом не только образование планет на раннем этапе развития протопланетного облака, но и продолжали длительное время оставаться ведущим процессом формирования их наружных оболочек. Ю. Шумейкер подчеркнул, что соударение плотных тел в космосе является наиболее фундаментальным среди всех процессов, которые могли иметь место на планетах земной группы. Без таких соударений Земля, Марс, Венера и Меркурий не могли бы возникнуть [242].

История образования и развития планет земной группы реконструируется разными исследователями несколько различным образом. Наиболее согласованным является мнение о том, что ранний этап их эволюции, когда в протопланетном облаке образовались планетезимали, по-видимому, имел место  $\sim 4,6$  млрд. лет назад [21, 100, 122, 188, 190 и др.]. Аккреция планет за счет соударений этих планетезималей, возможно сопровождавшаяся разогревом и плавлением материала, его перемешиванием, последующей дифференциацией и образованием первичных кор, относится к промежутку 4,6—4,2 млрд. лет.

Поздняя тяжелая бомбардировка, нарушившая первичную кору планет, как это вытекает из анализа данных по Луне, Марсу, Меркурию, происходила 4,1—3,9 млрд. лет назад, когда, в частности на Луне, образовались гигантские ударные бассейны, заполнившиеся позднее базальтами (3,8—3,2 млрд. лет назад). В течение этого этапа интенсивность притока кратерообразующих тел, вероятно, постепенно уменьшалась (по некоторым оценкам в 2 раза каждые 100 млн. лет [220]). Считают, что после окончания интенсивной бомбардировки поверхностей планет (3,2—2,5 млрд. лет) поток кратерообразующих тел, обеспечивший наблюдаемую частоту распределения кратеров (в частности, в пределах кольцевых бассейнов Луны), существенно не изменился, хотя отдельные исследователи указывают на возможные флюктуации этого потока (рис. 58) [188].

Если для Луны и Меркурия этап поздней тяжелой бомбардировки и воздействия ее на литосферы планет документирован благодаря хорошей сохранности следов катастрофических ударных событий в условиях малой эндогенной активности этих планет и практического отсутствия или малой плотности атмосферы, то на Земле реконструкции этого этапа, так же как и более раннего, в значительной мере спекулятивны и основаны на аналогиях.

По предположениям ряда исследователей, первичные глобальные неоднородности земной коры и верхней мантии могли быть обу-

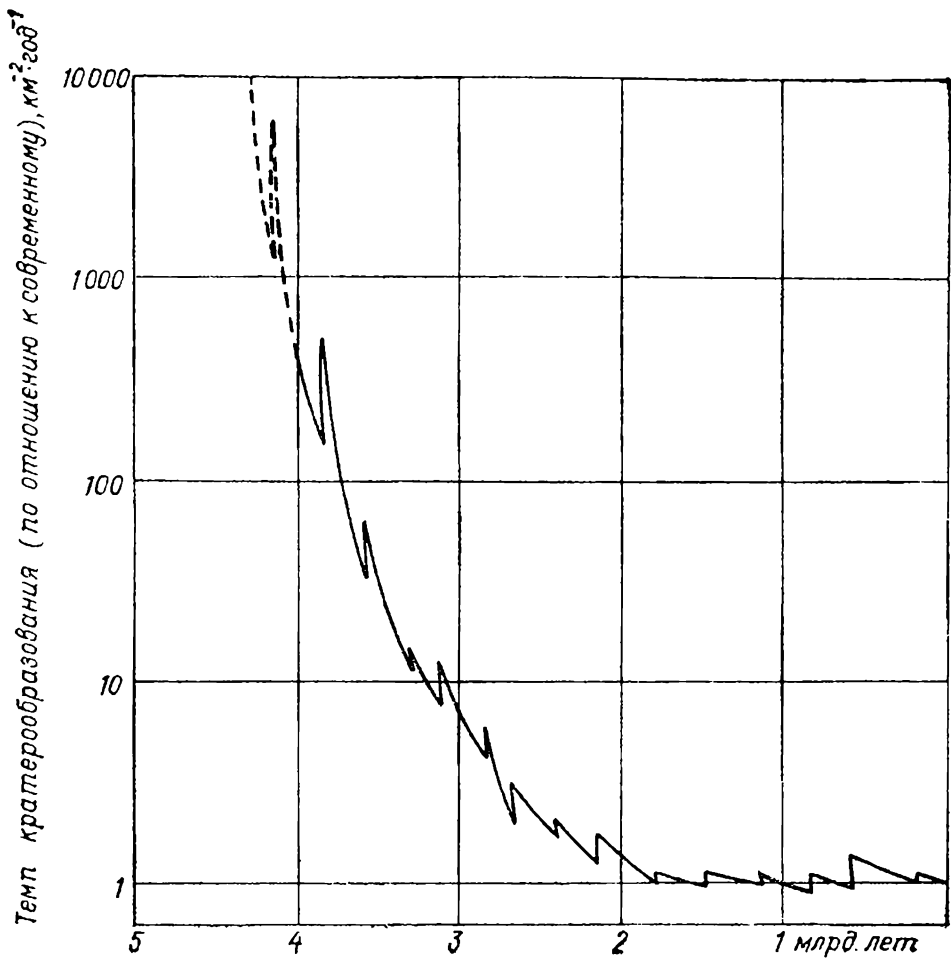


Рис. 58. Изменение темпа кратерообразования на поверхности Луны в течение 4,5 млрд. лет (истинное распределение пиков и их амплитуда, связанные с флюктуацией выпадения кратерообразующих тел, неизвестны [188]).

словлены как неравномерной первичной аккрецией крупных тел, так и неравномерной поздней тяжелой бомбардировкой, что обуславливало и различия в характере последующего термального режима отдельных сегментов литосферы. Ядра континентов могли возникнуть как результат плавления и уплотнения первичной насыпной коры в гигантских ударных бассейнах. Положение этих ядер в дальнейшем могло определять как конвекцию в мантии, обеспечивавшую их разрастание, так и разрывы по их границам при горизонтальных движениях коры [223, 234].

Исходя из более значительного влияния гравитации Земли А. Гудвин [178] считает, что образование гигантских ударных бассейнов в период 4,2—3,8 млрд. лет назад превосходило по своим масштабам лунные. Эти удары разрушали сформировавшуюся к тому времени тонкую первичную кору, вызывали мантийную конвекцию и ряд других процессов, которые вели затем к возникновению первичной сиалической коры. Асимметрия в распределении континентальной и океанической коры Земли — результат этих гигантских ударов. Примерно такой же точки зрения придерживается

и П. Лоумен [210], который отрицает возможность разрастания сиалической коры и считает, что ранняя глобальная протокора, имеющая состав высокоглиноземистого габбро с подчиненным количеством анортозитов и гранитов, образовавшихся при процессах магматической дифференциации, была нарушена гигантскими ударами на половине своей площади  $\sim 4,0$  млрд. лет назад. Эти удары инициировали базальтовые излияния и мантийную конвекцию, которая в более позднюю эпоху (3,8—2,5 млрд. лет) привела к процессам плитной тектоники, протекающим и в настоящее время. Имеются предположения о том, что «космические» соотношения ряда сидерофильных элементов (Ru, Rh, Pd, Os и др.) в породах, источником материала которых являлась верхняя мантия, указывают на контаминацию ее космическим веществом, произошедшую в эпоху ранней тяжелой бомбардировки [141].

Имеются и другие предположения о значении и последствиях поздней тяжелой бомбардировки Земли, происходившей, по существу, в догеологическую стадию ее развития. Попытки привлечения импактных процессов для решения ряда актуальных проблем современной геологии (формирование и разрушение ранней сиалической коры, явления расплавления и дифференциации вещества внешних оболочек, процессы мантийной конвекции и связанные с ними предполагаемые горизонтальные движения литосферных плит и т. д.) сами по себе весьма интересны. Образование гигантских ударных кольцевых бассейнов диаметром в тысячи километров и глубиной во многие десятки и, возможно, первые сотни километров, выделение огромных количеств тепла, выбросы материала, в том числе с больших глубин, и рассеивание его на больших пространствах, эндогенная активизация под влиянием этих ударов и т. д., безусловно, должны были сказаться на многих глобальных процессах, несмотря на последующее стирание многократными тектоническими и магматическими явлениями. Однако пока отсутствуют какие-либо конкретные геологические данные, в том числе данные о структуре, составе и соотношениях различных типов пород, которые можно было бы трактовать как непосредственный результат этих ранних ударных событий. Отсутствие видимых следов поздней тяжелой бомбардировки Земли в какой-то мере может быть объяснено физическим состоянием ее ранней литосферы, которая 4,2—3,8 млрд. лет назад (в отличие от литосфер других планет) имела низкую вязкость благодаря высокой температуре [132]. Возникающие крупные импактные структуры быстро «затягивались» в условиях пластичной коры, происходила перекристаллизация раздробленного материала и он быстро утрачивал признаки ударного метаморфизма.

Некоторые исследователи относят к следам таких ранних соударений различные кольцевые или полукольцевые образования на земной поверхности, диаметр которых достигает 1000 км и более, однако какие-либо конкретные данные о принадлежности этих образований к древним импактным структурам не при-



водятся. Предполагают, что эти наблюдаемые ныне кольцевые или полукольцевые образования в какой-то мере наследуют структурно-тектонический план древних ударных кольцевых бассейнов [2].

Непосредственные оценки скорости кратерообразования получены лишь для фанерозойского отрезка истории Земли. Они основаны на подсчетах числа импактных кратеров определенных диаметров на отдельных территориях, где условия их сохранения были благоприятными. Данные о распределении кратеров на единицу площади на отдельных гомогенных в каком-либо отношении участках поверхностей планет широко используются для датировок этих поверхностей и хронологических корреляций [187, 188, 220, 221 и др.].

Аналогичный метод был применен [184] для оценок темпа образования импактных кратеров диаметром более 20 км, так как для кратеров этого класса влияние эрозии на сохранность в течение фанерозоя незначительно. Для Северо-Американского и Восточно-Европейского кратонов (платформ) в течение фанерозоя темп кратерообразования составляет соответственно  $(0,36 \pm 0,1)$  и  $(0,33 \pm \pm 0,2) \cdot 10^{-14}$  км<sup>-2</sup> год<sup>-1</sup>. Сопоставление с данными о притоке кратерообразующих тел на Луну в послеморской период показывает, что фанерозой (особенно последние 450 млн. лет) являлся эпохой более интенсивного кратерообразования [184]. Вопрос об усилении этого потока в течение последнего отрезка геологической истории Земли представляет большой интерес и требует дальнейшей разработки.

Изменение во времени геологической и палеогеографической обстановок на поверхности Земли является вторым после плотности потока выпадающих тел ведущим фактором, определявшим условия формирования и сохранения импактных структур. При оценке условий образования и сохранения импактных кратеров, особенно возникавших в раннем докембрии, надо иметь в виду общую эволюционную направленность развития земной коры и ее поверхности в течение 3—3,5 млрд. лет. Наибольшее значение, вероятно, имело постепенное изменение состава верхних горизонтов земной коры от основного к более кислому, увеличение толщины и площади распространения водного покрова, увеличение площади распространения и мощности осадочных пород по сравнению с изверженными, постепенное утолщение консолидированной коры и, по-видимому, уменьшение теплового потока вблизи поверхности. Надо принимать во внимание также появление атмосферы и изменение ее состава. Важным обстоятельством, вероятно, являлось постепенное ослабление эндогенной тектонической активности, первоначально охватывавшей практически всю поверхность Земли и не имевшей линейного характера. Консолидация отдельных блоков коры, прекращение повсеместных интенсивных тектонических движений, гранитизации, интенсивного срезания верхних горизонтов коры эрозионными процессами, образование ядер континентов и осадочных покровов явились решающими факторами возмож-

ности сохранения импактных кратеров, возникавших на этапе 2,5—1,7 млрд. лет.

Оценка условий сохранения астроблем на этом этапе развития показывает, что в пределах консолидированных (2,5—1,7 млрд. лет назад или несколько позже) участков земной коры, которые до перекрытия мощными платформенными чехлами позднего докембрия и фанерозоя длительное время были экспонированы для метеоритной бомбардировки, можно ожидать обнаружения многочисленных следов импактных событий как непосредственно в форме астроблем, имеющих такой древний возраст, так и в осадочных толщах в виде продуктов размыва ударнометаморфизованных пород и импактитов. Попутно можно заметить, что если океаническая кора является весьма древним образованием и на ранних этапах своего развития не была покрыта мощной толщей воды, она должна нести следы импактного кратерообразования, происшедшего в соответствующие эпохи. Выяснение этого вопроса способствовало бы решению проблемы происхождения как океанической коры в целом, так и коры отдельных океанов.

Более определенны данные о характере метеоритной бомбардировки, начиная с позднего докембрия (1700—1800 млн. лет). К этому времени земная кора приобрела характер, весьма близкий к современному, существовали гидросфера, атмосфера и т. д. Судя по имеющимся палеогеографическим данным, в отдельные талассократические эпохи до 40—60% площади современных континентов было занято эпиконтинентальными морскими бассейнами (например, кембрий и ордовик, конец девона и ранний карбон, поздняя юра и середина мела), напротив, в геократические эпохи почти вся современная континентальная кора представляла собой сушу. Это, несомненно, во многом определяло условия образования и сохранения импактных кратеров в течение фанерозоя. Так, диаметры кратеров, возникших в талассократические эпохи, могли быть в среднем на 10—20% меньше, чем соответствующие диаметры кратеров, возникших в геократические эпохи. В целом, если площадь континентальной суши в течение позднего докембрия и фанерозоя постепенно увеличивалась, процессы коптогенеза реализовались при постепенном переходе от морских фациальных обстановок к континентальным.

Кратеры, возникавшие в условиях, когда на поверхности или на сравнительно небольшой глубине были широко развиты кристаллические породы, характеризовались и более широким распространением импактитов. Можно предполагать, что это была эпоха, наступившая после завершения консолидации раннедокембрийских подвижных областей при переходе их к платформенному режиму, т. е. ранняя стадия формирования кратонов. В более позднее время (поздний докембрий, фанерозой) формирование мощных осадочных покровов платформ привело к тому, что значение ударного плавления при образовании кратеров было уже не столь велико.

Исходя из имеющихся данных о темпах кратерообразования на Земле [184, 188, 243], можно попытаться оценить общий объем

горных пород, которые подверглись переработке ударными процессами за последние 2 млрд. лет, т. е. за то время, когда уже существовала кора континентального типа. В течение этого времени на площади, соответствующей площади современной суши, могло образоваться  $\sim 36 \cdot 10^4$  кратеров диаметром более 1 км,  $\sim 36 \cdot 10^2$  кратеров диаметром 10 км и более,  $\sim 200$  кратеров диаметром более 50 км. Общий объем возникших при этом импактитов и брекчий, по нашим оценкам, мог составить  $\sim 10^6$  км<sup>3</sup>. Наибольший вклад создавался ударами максимальных энергий — свыше  $10^{17}$ — $10^{18}$  Дж, при которых образовывались кратеры диаметром 20 км и более. Будучи равномерно распределенным по поверхности суши, этот объем пород (в который не включены раздробленные породы цоколя) мог бы образовать слой мощностью в несколько метров.

Геологически наиболее хорошо документированные отрезки истории Земли (кайнозой, мезозой, палеозой) составляют лишь незначительную часть общей продолжительности развития земной коры. В настоящее время выявлено всего 4 (!) докембрийские астроблемы, которые относятся к интервалу времени, занимающему половину продолжительности развития земной коры, в то время как остальные известные пока астроблемы образовались в течение 1/7 ее геологической истории. Очевидно, что дальнейшее исследование больших пространств современной суши существенно изменит представления о распределении астроблем и характере кратерных популяций на Земле в целом, поскольку сейчас 70% выявленных импактных кратеров располагаются на 10% площади суши [184].

Все же намечаются некоторые различия между разновозрастными группами импактных кратеров, сохранившихся на поверхности Земли с позднего докембрия. В значительной степени они обусловлены «вымиранием» кратеров небольшого размера (менее 1 км), содержащими фрагменты ударивших тел, а также более интенсивной эрозией мезозойских и более древних структур. Интересно, что тектитные поля рассеяния так или иначе связаны с кайнозойскими (позднекайнозойскими) импактными кратерами — установленными или предполагаемыми. Для ряда мезозойских и палеозойских астроблем характерно присутствие распыленного метеоритного вещества, что отмечается и для некоторых кайнозойских кратеров. Более существенными для мезозойских и палеозойских астроблем являются местные геологические факторы, обуславливающие различия в характере возникающих структур; общие эволюционные тенденции здесь не улавливаются. Докембрийских астроблем, к сожалению, очень мало для обоснованных выводов. Все же надо, по-видимому, принимать во внимание те особенности обстановки возникновения двух крупных астроблем (Вредефорт и Садбери), о которых говорилось выше — более высокий тепловой поток и, возможно, более тонкая кора.

Различия в характере кратерообразования на Земле и других планетах определяются не только наличием атмосферы, гидро-

сферы, различиями в положении орбит, силе тяжести и др., но и во много раз более значительными эволюционными изменениями среды кратерообразования, ведущими из которых являются изменения состава, строения и тектонической активности литосферы и площадных соотношений моря и суши. На каждой планете импактное кратерообразование проявляется и эволюционирует по-разному в зависимости от местных особенностей, если, конечно, тенденции в изменении потока кратерообразующих тел во времени для всех планет были более или менее одинаковыми.

Универсальный процесс — импактное кратерообразование — имеет на разных планетах несколько разные формы проявления также, по-видимому, как и тектогенез, седиментогенез, магматизм [7].

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Еще десять-пятнадцать лет назад изучение отдельных импактных структур на Земле было уделом энтузиастов-одиночек, главным образом специалистов по метеоритике, минералогии, сравнительной планетологии, физике взрывных процессов и т. д. Широкое распространение ископаемых импактных кратеров, предсказанное на основании анализа астрономических данных и дистанционного изучения поверхностей других планет, было подтверждено выявлением многочисленных и в ряде случаев весьма крупных по размерам астроблем в разных регионах мира, в том числе на территории СССР. Это неизбежно привело к углубленному геологическому изучению этих круговых космогенных структур и вовлечению в эти исследования многочисленных коллективов геологов, петрографов, литологов, геофизиков. В этих исследованиях приняли участие и специалисты, занимающиеся изучением горных пород, доставленных с Луны. В результате определилась важная геологическая роль ископаемых импактных структур на Земле, а также была продемонстрирована возможность исследования их традиционными геологическими методами, так же как и возможность на этом основании реконструировать механизм образования астроблем.

Хотя минералогические и петрографические признаки ударного метаморфизма являются одними из решающих и позволяют относить структуру, в породах которой они обнаружены, к древнему метеоритному кратеру, была показана необходимость комплексного подхода и выявления других существенных признаков этих образований. К их числу принадлежат морфологические признаки (округлая депрессия, вал), особенности глубинной структуры (в том числе, соотношение параметров, наличие круговой зоны деформаций, затухающих радиально и на глубину), наличие выбросов брекчий, признаки центробежного перемещения раздробленного материала, особенности текстур и состава выполняющих впадину

пород (мономиктовые и полимиктовые брекчии, конусы разрушения, присутствие переплавленных местных пород и др.), изменение физических свойств ударнометаморфизованных и переплавленных пород (уменьшение плотности, магнитной восприимчивости) и, как следствие, приуроченность к таким структурам округлых в плане отрицательных гравитационных и магнитных аномалий.

Многочисленные, в том числе приведенные выше, примеры хорошо изученных астроблем диаметром от первых километров до 100 км как на территории СССР, так и зарубежных стран демонстрируют все эти характерные черты строения импактных структур. В настоящее время на поверхности земной суши известно более 80 в той или иной степени сохранившихся астроблем с ударнометаморфизованными породами и 14 кратеров (и их групп), содержащих фрагменты метеоритов. Детальные исследования брекчий и импактитов из ряда астроблем позволяют установить присутствие реликтов распыленного вещества ударивших космических тел и даже установить близость их состава к определенным типам метеоритов.

Особенности импактного кратерообразования и возникающих при этом структур определяются в первую очередь космическими факторами (энергия ударившего тела, его состав, траектория), однако известную роль играют и некоторые земные факторы, характеризующие среду кратерообразования (наличие слоя воды, состав и структура пород в месте удара, их водонасыщенность и т. д.). В свою очередь сам катастрофический взрыв космического тела и формирование кратера преобразуют местную палеогеографическую и геологическую обстановку, а иногда могут иметь и глобальные геологические последствия. По-видимому, гораздо более значительным влияние процессов коптогенеза было на ранних этапах развития земной коры, однако существующие представления по этим вопросам во многом гипотетичны.

Несмотря на существенные различия в энергиях соударений отдельных космических тел с земной поверхностью, в распределении энергии кратерообразования, в особенностях среды, а также в последующей модификации, многие важные черты сходства астроблем, разнообразных по геологическому возрасту, размерам, сохранности и т. д., позволяют устанавливать общие закономерности импактного кратерообразования. Наиболее значительными отличиями его от большинства других геологических процессов являются гигантская мощность и скорость протекания, что придает ему уникальный характер. При этом реализуется широкий спектр

процессов дробления, плавления, испарения, перемещения материала горных пород, их последующего охлаждения, литификации и т. д. Необходимо подчеркнуть, что все эти явления, сопровождающие возникновение импактного кратера, принципиально наблюдаемы, чего нельзя сказать, например, о многих процессах образования сугубо земных геологических объектов, представления о генезисе которых могут быть получены исключительно дедуктивным путем.

Оценки интенсивности потока кратерообразующих тел и соответственно темпа импактного кратерообразования на поверхности Земли в течение ее геологической истории показывают, что количество возникших на площади современной суши только в течение фанерозоя кратеров диаметром свыше 1 км могло составлять более  $10^5$ . Сохранение от разрушения даже долей процента от этого количества кратеров обеспечивает существование весьма значительного фонда еще не выявленных импактных структур, которые могут быть обнаружены при геологических исследованиях. Методика и методология таких исследований неизбежно должны исходить из уже имеющихся и твердо установленных данных о строении астероидов, составе и свойствах заключенных в них пород, охарактеризованных в какой-то мере на страницах этой книги.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Аалоз А. О.* Ударные метеоритные кратеры. — *Метеоритика*, 1972, вып. 31, с. 68—73.
2. *Лавдеев Б. Л., Никишин А. М.* Эволюция планет земной группы и гигантские кольцевые структуры. — *Изв. вузов. Геол. и разведка*, 1977, № 10, с. 33—37.
3. *Асаткин В. П.* Гдовские дислокации. — *Тр. Ленингр. геол. треста*, 1939, вып. 14, с. 1—70.
4. *Базилевский А. Т., Иванов Б. А.* Обзор достижений механики кратерообразования. — В кн.: *Механика образования воронок при ударе и взрыве*. М. Мир, 1977, с. 172—227
5. *Басс Ю. Б., Галака А. И., Грабовский В. К.* Болтышские горючие сланцы. — *Разведка и охрана недр*, 1967, № 9, с. 11—15.
6. *Белов В. П.* Астроблема Янисъярви (Южная Карелия). — *Докл. АН СССР*, 1976, т. 229, № 6, с. 1419—1422.
7. *Бенеш К., Галибина И. В., Каттерфельд Г. И.* Тенденции развития планет земной группы. — *Изв. АН СССР. Сер. геол.*, 1975, № 5, с. 5—33.
8. *Борисенко Д. М., Левин В. И.* Кольцевые структуры — трубки взрыва или метеоритные кратеры (на примере Торткульской и Шунакской структуры). — *Докл. АН СССР*, 1977, т. 237, № 6, с. 1430—1433.
9. *Бронштэн В. А.* Об ударных и взрывных метеоритных кратерах на Земле и Луне. — *Астрон. вестник*, 1977, т. 11, № 2, с. 78—84.
10. *Брянский В. П., Фролова Л. М.* Новая котловина в центральной части Украинского щита. — В кн.: *Геология и полезные ископаемые Украины*. Киев, 1978, с. 27—30.
11. *Быстревская С. С., Земсков Г. А., Виноградов Г. Г.* Новые данные о строении Ильинского палеовулкана на Украинском щите. — *Геол. журнал*, 1974, т. 34, вып. 3, с. 123—126.
12. *Валеев Р. Н., Гисматулин Р. М., Шуликов Е. С.* О природе мелкой складчатости Восточно-Европейской платформы. — *Докл. АН СССР*, 1977, т. 233, № 1, с. 196—199.
13. *Вальтер А. А.* Расшифровка Ильинцевой структуры как астроблемы (Винницкая обл., УССР). — *Докл. АН СССР*, 1975, т. 224, № 6, с. 1377—1380.
14. *Вальтер А. А., Брянский В. П., Рябенко В. А., Лазаренко Е. Е.* О взрывной (метеоритной) природе Зеленогайской структуры на Украинском щите. — *Докл. АН СССР*, 1976, т. 229, № 1, с. 160—162.
15. *Вальтер А. А., Гуров Е. П., Рябенко В. А.* Оболонский метеоритный кратер на северо-восточном склоне Украинского щита. — *Докл. АН СССР*, 1977, т. 232, № 1, с. 170—173.



16. Вальтер А. А., Рябенко В. А. Ильинцевская структура — взрывной метеоритный кратер. — Геол. журнал, 1976, т. 36, вып. 1, с. 42—53.

17. Вальтер А. А., Рябенко В. А. Взрывные кратеры Украинского щита. Киев, Наукова думка, 1977, 154 с.

18. Вдовыкин Г. П. Метеорит Каньон-Дьябло. М. Наука, 1971, 176 с.

19. Вдовыкин Г. П., Кисарев Ю. Л. Проявление неотектоники в метеоритном кратере. — Геотектоника, 1978, № 1, с. 122—124.

20. Ведринцев А. Г. Голионко Г. Б. О поисках подземных хранилищ газа методом КМПВ. — Геол. и разведка, 1967, № 6, с. 99—101.

21. Везерилл Г. В. Доморское кратерообразование и ранняя история Солнечной системы. — В кн.: Космохимия Луны и планет. М., Наука, 1975, с. 411—424.

22. Веретенников Н. В., Илькевич Г. И. Махнач А. С. Логойская погребенная котловина — древний метеоритный кратер. — Докл. АН БССР, 1979, т. 23, № 2, с. 156—160.

23. Взрывные кратеры на Земле и планетах. М. Мир, 1969. 265 с.

24. Вишневский С. А., Долгов Ю. А., Ковалева Л. Г. Пальчик Н. А. Стишовит в породах Попигайской структуры. — Докл. АН СССР, 1975, т. 221, № 5, с. 1167—1169.

25. Вишневский С. А., Маслов М. А., Пальчик Н. А., Пономарев Г. Я. Козсит в породах Карской структуры. — Докл. АН СССР, 1977, т. 232, № 2, с. 446—448.

26. Вишневский С. А., Пальчик Н. А. Козсит в брекчиях структуры Жаманшин. — Докл. АН СССР, 1978, т. 243, № 5, с. 1267—1272.

27. Воронов П. С. О связи некоторых закономерностей рельефа севера Средней Сибири с процессами неотектоники. — Тр. Науч.-исслед. ин-та геол. Арктики, 1958, т. 67, вып. 7, с. 94—103.

28. Гаррис М. А. Опыт применения калий-аргонового метода для определения возраста колчеданного оруденения Южного Урала. М., 1962, с. 184—185. (Тр. X сес. Комис. по опред. абс. возр. геол. формаций).

29. Гинтов О. Б., Шевченко Т. П., Голуб В. Н. Об эндогенной природе Ильинцевской структуры. — Геол. журнал, 1975, т. 35, вып. 1, с. 54—62.

30. Глазовская Л. И., Мотуза Г. Б., Гайлюс Р. П. О находке никелистого железа в импактитах из скважины Пярляя (Южная Литва). — В кн.: Достижения и перспективы геологического изучения Литовской ССР, Вильнюс, 1978, с. 79—81.

31. Голубев В. А., Карпов Г. М., Поповиченко В. А. Про метеоритновибухове походження Бовтиської западини на Кіровоградщині. — Докл. АН УССР Сер. Б, 1974, № 1, с. 10—12.

32. Горецкий Г. И. К познанию природы Пучежско-Балахнинских дислокаций (о проявлении инъективной тектоники на Русской платформе). — Бюл. Моск. о-ва испыт. природы, 1962, т. 37, вып. 5, с. 80—110.

33. Гуров Е. П., Вальтер А. А. Козсит в породах взрывных метеоритных кратеров Украинского щита. — Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1978, ч. 107, вып. 3, с. 362—365.

34. Гуров Е. П., Вальтер А. А., Гурова Е. П., Серебренников А. И. Взрывной метеоритный кратер Эльгыгытгын на Чукотке. — Докл. АН СССР, 1978, т. 240, № 6, с. 1407—1410.

35. *Дабижа А. И.* Шунак — метеоритный кратер. — *Природа*, 1978, № 5, с. 140.
36. *Дабижа А. И., Красс М. С.* Земная жизнь взрывных метеоритных кратеров. — *Земля и Вселенная*, 1975, № 5, с. 80—88.
37. *Дабижа А. И., Федьинский В. В.* «Звездные раны» Земли и их диагностика геофизическими методами. — *Земля и Вселенная*, 1975, № 3, с. 56—64.
38. *Дабижа А. И., Федьинский В. В.* Особенности гравитационного поля астроблем. — *Метеоритика*, 1977, вып. 36, с. 113—119.
39. *Еномян В. С., Зенченко И. С., Водолазский В. Н., Яцук В. И.* Новое о строении Усть-Карской депрессии на Пай-Хое. — В кн.: *Материалы по геологии и полезным ископаемым северо-востока европейской части СССР*. Сб. 6. Сыктывкар, 1970, с. 238—242.
40. *Зейлик Б. С.* Прибалхашско-Илийская космогенная структура и прогноз медно-никелевого оруденения в Северном Прибалхашье. — *Докл. АН СССР*, 1975, т. 222, № 6, с. 1410—1413.
41. *Зейлик Б. С.* Космогенные структуры Казахстана и интерпретация кольцевых структур, выраженных в аномальном магнитном поле на территории СССР. — *Изв. АН Каз. ССР. Сер. геол.*, 1976, № 3, с. 69—75.
42. *Зейлик Б. С., Парфенова О. В., Сейтмуратова Э. Ю.* Импациты и ударный метаморфизм в кольцевых структурах и на рудных объектах Казахстана. — В кн.: *Материалы к V Всесоюзному петрографическому совещанию*, Т. 1. Проблемы петрологии (геологические аспекты). Алма-Ата, Наука, 1976, с. 331—333.
43. *Зейлик Б. С., Сушков В. А.* Тайны уснувших вулканов. *Природа*, 1976, № 5, с. 40—48.
44. *Зоткин И. Т., Цветков В. И.* О поисках метеоритных кратеров на Земле. — *Астрон. вестник*, 1970, т. 4, № 1, с. 55—65.
45. *Қала Э. А., В. А. Пуура, К. А. Сууроя.* О Кярдлаской кратерообразной структуре на о. Хийумаа. — В кн.: *Локальные структуры Белоруссии и Прибалтики*. (Тезисы VII годич. совещ. комис. по тектон. Белоруссии и Прибалтики). Вильнюс, 1978, с. 88—91.
46. *Қацман А. В., Тихомиров С. В.* Результаты разведочных работ на Калужской площади. — *Разведка подземных хранилищ газа в СССР*. 1962, вып. 3, с. 47—53.
47. *Қирюхин Л. Г., Флоренский П. В., Соболев Ю. С.* Загадка Жаманшина. — *Природа*, 1969, № 3, с. 70—72.
48. *Қирюшина М. Т.* О проявлении мезокайнозойского вулканизма на северной окраине Сибирской платформы. — *Изв. АН СССР. Сер. геол.*, 1959, № 1, с. 50—55.
49. *Комаров А. Н., Райхлин А. И.* Сравнительное изучение возраста импацитов методом треков и калий-аргоновым. — *Докл. АН СССР*, 1976, т. 228, № 3, с. 673—676.
50. *Космохимия Луны и планет.* (Тр. Сов.-Амер. конф. по космохимии Луны и планет). М., Наука, 1975, 764 с.
51. *Қоэн А.* Гипотеза образования тектитов как следствие удара астероида или кометы. Поля рассеяния молдавитов. — В кн.: *Тектиты*. М., Мир, 1966, с. 266—299.

52. *Козит* из Попигайского кратера (первая находка в СССР) / В. Л. Масайтис, А. И. Райхлин, Н. Б. Решетняк и др. — Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1974, ч. 103, вып. 1, с. 122—127.
53. *Кринов Е. Л.* Метеоритные кратеры на поверхности Земли. — Метеоритика, 1962, вып. 22, с. 3—30.
54. *Крылова А. К.* К стратиграфии отложений района Карлинских дислокаций. — Тр. Всесоюз. нефт. науч.-исслед. геол.-развед. ин-та, 1953, вып. 5, № 2, с. 67—86.
55. *Курис В. М.* Литология и полезные ископаемые терригенного девона главного поля. Рига, Зинатне, 1975. 218 с.
56. *Лаверов Н. П., Невский В. А., Толкунов А. Е.* Кольцевые и дуговидные разломы. — В кн.: Разломы земной коры. М., Наука, 1977, с. 32—44.
57. *Логвин Э. И.* Гидротермальная минерализация вулканогенных пород бассейна р. Соби. — В кн.: Рифейский вулканизм и металлоносность западной части Украинского щита. Киев, Наукова думка, 1968, с. 132—142.
58. *Люткевич Е. М.* О Горьковском кряже фундамента Русской платформы. — Тр. Всесоюз. нефт. науч.-исслед. геол.-развед. ин-та, 1959, вып. 131, с. 59—62.
59. *Масайтис В. Л.* Геологические последствия падений кратерообразующих метеоритов. Л. Недра, 1973. 18 с.
60. *Масайтис В. Л.* Морфоструктуры космического происхождения (астроблемы). — В кн.: Методическое руководство по геологической съемке масштаба 1 : 50 000, т. 1. Недра, 1974, с. 327—330.
61. *Масайтис В. Л.* Некоторые древние метеоритные кратеры на территории СССР. — Метеоритика, 1974, вып. 33, с. 64—68.
62. *Масайтис В. Л.* Астроблемы. — Земля и Вселенная, 1975, № 6, с. 13—17.
63. *Масайтис В. Л.* Астроблемы на территории СССР. — Сов. геология, 1975, № 11, с. 52—64.
64. *Масайтис В. Л.* Петрология и геология импактитов. — В кн.: Проблемы петрологии. М., Наука, 1976, с. 220—231.
65. *Масайтис В. Л.* Морфология и глубинное строение взрывных метеоритных кратеров и астроблем. — Письма в Астрон. журнал, 1977, т. 3, № 1.
66. *Масайтис В. Л., Гневушев М. А., Шафрановский Г. И.* Минеральные ассоциации и минералогические критерии генезиса астроблем. — Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1979, ч. 108, вып. 3, с. 257—273.
67. *Масайтис В. Л., Данилин А. Н., Карпов Г. М., Райхлин А. И.* Карлинская, Оболонская, Ротмистровская астроблемы в европейской части СССР. — Докл. АН СССР, 1976, т. 230, № 1, с. 174—177.
68. *Масайтис В. Л., Михайлов М. В., Селивановская Т. В.* Попигайская котловина — взрывной метеоритный кратер. — Докл. АН СССР, 1971, т. 107, № 6, с. 1390—1393.
69. *Масайтис В. Л., Михайлов М. В., Селивановская Т. В.* Попигайский метеоритный кратер. М., Наука, 1975. 124 с.
70. *Масайтис В. Л., Райхлин А. И., Селивановская Т. В.* Общие принципы классификации и номенклатуры взрывных брекчий и импактитов. — Литол. и полезн. ископаемые, 1978, № 1, с. 125—133.
71. *Масайтис В. Л., Селивановская Т. В.* Ударно-метаморфизованные породы и импактиты Попигайского метеоритного кратера. — Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1972, ч. 101, вып. 4, с. 385—393.

72. Масайтис В. Л., Синдеев А. С., Старицкий Ю. Г. Импаكتиты астроблемы Янисъярви. — Метеоритика, 1976, вып. 35, с. 103—110.

73. Масайтис В. Л., Сысоев А. Г. Никельсодержащие сульфиды железа и самородный никель в эвхитах Попигайского кратера. Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, ч. 104, вып. 2, с. 204—208.

74. Маслов М. А. Генезис палеогеновых магм одной из структур северо-востока европейской части СССР — В кн.: Геодинамика вулканизма и гидротермального процесса. (Краткие тезисы IV Всесоюз. вулканологич. совещ.) Петропавловск-Камчатский, 1974, с. 28—29.

75. Маслов М. А. О происхождении Карской депрессии. — Метеоритика, 1977, вып. 36, с. 123—130.

76. Метеоритные кратеры и астроблемы на территории СССР / В. Л. Масайтис, М. С. Машак, А. И. Райхлин, и др. — Докл. АН СССР, 1978, т. 240, № 5, с. 1191—1193.

77. Михайлов М. В., Шурыгин А. Г., Харьюзов Л. С. Беенчиме-Салаатинский метеоритный кратер. — Докл. АН СССР, 1979, т. 245, № 4, с. 911—914.

78. Мовшович Е. В., Милявский А. Е. Проблема происхождения северодонецкого «агломерата». — Геотектоника, 1975, № 2, с. 114—124.

79. Мордовец Л. Ф., Ефименко Н. Г., Троценко В. Н., Веригина Р. С. Сувулканические породы платформенного типа в Криворожско-Кременчугской зоне. — Сов. геология, 1974, № 10, с. 148—152.

80. Мотуза Г. Б., Гайлюс Р. П. О предполагаемых астроблемах Литвы. — В кн.: Локальные структуры Белоруссии и Прибалтики. (Тезисы VII годич. совещ. комис. по тектон. Белоруссии и Прибалтики, май 1978 г.) Вильнюс, 1978, с. 91—94.

81. Нарбутас В. В., Василюскас В. М., Коркутис В. А. Новые данные к познанию палеогеографии и тектоники Южной Прибалтики в ранне- и среднедевонское время. — В кн.: Вопросы стратиграфии и палеогеографии девона Прибалтики. Вильнюс, Минтис, 1964, с. 113—124.

82. Некрасов И. А., Раудонис П. А. Метеоритные кратеры. — Природа, 1963, № 1, с. 102—104.

83. Нечитайло С. К., Веселовская М. М., Скворцова Ф. Н. Материалы по геологии Городецко-Ковернинской тектонической зоны. Под ред. Е. М. Люткевича. Л., Гостоптехиздат, 1959. 127 с.

84. Нечаева И. А. Признаки ударного воздействия в породах центральной части Кольского полуострова. — Докл. АН СССР, 1975, т. 223, № 5, с. 1227—1230.

85. Никольский А. П. Генезис магмы и тектонической впадины Болтышского вулкана. — В кн.: Тезисы докладов к III Всесоюзному вулканологическому совещанию. Львов, 1969, с. 15—17.

86. Никольский А. П. Вулканитоподобные породы фанерозоя Украинского щита и проблемы их генезиса. — Геол. журнал, 1974, т. 34, вып. 3, с. 111—122.

87. Никольский А. П. Взрывные метеоритные кратеры Украинского щита вблизи г. Вишница. — Геологический журнал, 1975, т. 35, вып. 4, с. 78—85.

88. Орлов Л. Н. О происхождении кратера Босумтви (Гана) (к проблеме генезиса гигантских кольцевых структур). — Геол. и геофизика, 1973, № 6, с. 130—134.

89. Орлов Л. Н. О связи метеоритного удара с вызванным вулканизмом (об одном источнике локального магматизма) — Изв. АН СССР Сер. геол. 1976, № 9, с. 154—157.
90. О строении Карской депрессии / Д. Г. Осолодков, С. И. Стрельников, А. Л. Швидак и др. — Сов. геология, 1975, № 3, с. 114—119.
91. Папулов Г. Н., Шатров В. П. Время возникновения Карской кольцевой депрессии на Пай-Хое. — В кн.: Ежегодник института геологии и геохронологии. УНЦ АН СССР, 1975. Свердловск, 1976, с. 9—13.
92. Петров В. Г. Особенности строения Калужской структуры. — Бюл. Моск. о-ва испыт. природы, 1969, т. 54, № 6, с. 36—42.
93. Петров В. Г. О кольцевых вулкано-тектонических структурах на Русской плите. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым центральных районов европейской части СССР Вып. 6. Калуга, 1970, с. 320—329.
94. Пинчук Л. Я. Морфология и генезис Беевиче-Салаатинской впадины. — В кн.: Кимберлитовый вулканизм и перспективы коренной алмазности северо-востока Сибирской платформы. Л., 1971, с. 123—126. (Тр. НИИГА).
95. Поляков М. М., Трухалев А. Н. Попигайская вулкано-тектоническая кольцевая структура. — Изв. АН СССР Сер. геол. 1974, № 4, с. 85—94.
96. Радзивилл А. Я., Довгаль Ю. М. Тектоническое положение Болтыпской кальдеры в структуре УКШ. — В кн.: Эволюция вулканизма в истории Земли. (Матер. I Всесоюз. палеовулканолог. симпозиума). М., 1973, с. 218—220.
97. Райхлин А. И., Мащак М. С. Петрохимическое сопоставление импакти-тов Попигайского кратера и кристаллических пород его основания. — Метеоритика, 1977, вып. 36, с. 140—145.
98. Робертсон Р. В., Грив Р. А. Ф. Астроблемы Канады. — Природа, № 9, 1973, с. 70—77.
99. Рост Р., Долгов Ю. А., Вишневицкий С. А. Газы во включениях импактных стеклов кратера Рис (ФРГ) и находка высокобарических полиморфов углерода. — Докл. АН СССР, 1978, т. 241, № 3, с. 695—698.
100. Сафронов В. С. Эволюция допланетного облака и образование Земли и планет. М., Наука, 1969. 243 с.
101. Селивановская Т. В. Зювиты кратера Нордлингер Рис и их аналоги в Попигайском метеоритном кратере. — Метеоритика, 1977, вып. 36, с. 135—139.
102. Селивановская Т. В. Петрографические типы тагамитов Попигайской астроблемы. — Метеоритика, 1977, вып. 36, с. 131—134.
103. Скрынник Г. В. Природа центрального и кольцевых поднятий в метеоритных кратерах Земли. — Геол. журнал, 1977, т. 37, вып. 3, с. 147—152.
104. Смирнов Л. П. Стратиграфия меловых континентальных отложений Попигайской котловины. — Тр. науч.-исслед. ин-та геол. Арктики, 1962, т. 121, вып. 18, с. 29—43.
105. Смирнов В. И. Метеоритная гипотеза происхождения Садбери. — Геология рудных месторождений, 1973, т. 15, № 2, с. 3—12.
106. Тихонов В. А., Карпенко В. С., Кудлаев А. Р., Танцова Н. П. Брекчиевая трубка в Северном Криворожье. — Геол. рудн. месторождений, 1968, № 3, с. 5—12.
107. Тектиты. М., Мир, 1966. 303 с.

108. *Туманов Р. Р.* Новые данные о тектонике Городецко-Ковернинской тектонической зоны. — В кн.: Материалы по геологии востока Русской платформы. Вып. 5. Казань, изд-во Казан. ун-та, 1973, с. 112—125.

109. *Ударные* расплавы в астроблемах европейской части СССР / *А. И. Райхлин, А. Н. Данилин, В. В. Хайлов* и др. — В кн.: Проблемы петрологии (геологические аспекты). Т. I (Матер. к V Всесоюз. петрограф. совещанию). Алма-Ата, 1976, с. 310—312.

110. *Устрицкий В. И.* Мезозойские отложения, кайнотипные лавы и туфобрекчии Пай-Хоя. — Тр. ин-та геологии Арктики, 1953, т. 72, с. 3—13.

111. *Федынский В. В., Дабижа А. И., Зоткин И. Т.* Распределение космогенных структур Земли по размерам и возрасту. — Докл. АН СССР, 1978, т. 233, № 5, с. 1087—1090.

112. *Федынский В. В., Хрянина Л. П.* О вероятном количестве метеоритных кратеров на территории Советского Союза. — Астрон. вестн., 1976, т. 10, № 2, с. 81—87.

113. *Фирсов Л. В.* О метеоритном происхождении Пучеж-Катунского кратера. — Геотектоника, 1965, № 2, с. 106—118.

114. *Фишман М. В.* Позднемезозойский вулканизм юга Карского побережья. — В кн.: Геология и полезные ископаемые северо-востока европейской части СССР Сыктывкар, 1974, с. 70—79.

115. *Флоренский П. В.* Метеоритный кратер Жаманшин (Северное Приаралье) его тектиты импактиты. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1975, № 10, с. 73—86.

116. *Хабаков А. В.* Геологическое строение Карского побережья Северо-Восточного Пай-Хоя. — Тр. Главсевморпути, 1945, вып. 20, 51 с.

117. *Хрянина Л. П.* Соболевский метеоритный кратер (хр. Сихотэ-Алинь). — Изв. АН СССР Сер. геол., 1978, № 8, с. 39—49.

118. *Хрянина Л. П., Иванов О. П.* Структура метеоритных кратеров и астроблем. — Докл. АН СССР, 1977, т. 233, № 2, с. 457—460.

119. *Чихачев С. М.* К вопросу о тектонике в Ленинградской области. — Проблемы сов. геологии, 1936, № 8, с. 714—715.

120. *Шкерин Л. М.* Особенности геологического строения кратерообразной структуры Табун-Хара-Обо (Юго-Восточная Монголия) — Метеоритика, 1976, вып. 35, с. 97—102.

121. *Шмаёнок А. И., Малаховский Д. Б.* Трубка взрыва вблизи юго-восточного берега Чудского озера. — Вестн. Ленингр. гос. ун-та, 1974, № 24, вып. 4, с. 97—107.

122. *Шмитт Г. Г.* Эволюция Луны: модель 1974 г. — В кн.: Космохимия Луны и планет. М., Наука, 1975, с. 345—357.

123. *Шорт Н. М.* Ударные процессы в геологии. — В кн.: Взрывные кратеры на Земле и планетах. М., Мир, 1968, с. 30—67.

124. *Шумейкер Ю. М.* Механика удара на примере Аризонского метеоритного кратера. — В кн.: Взрывные кратеры на Земле и планетах. М., Мир, 1968, с. 68—104.

125. *Щеглов А. Д.* Рудная геология и космические исследования. — Сов. геология, 1977, № 11, с. 102.

126. *Щербак Н. П.* Петрология и геохронология докембрия западной части Украинского щита. Киев, Наукова думка, 1975. 268 с.

127. Юрк Ю. Ю., Еременко Г. К., Полканов Ю. А. Болтышская котловина — ископаемый метеоритный кратер. — Сов. геология, 1975, № 2, с. 138—144.
128. Яковлев О. И., Парфенова О. В., Архангельская В. Н. Изменение состава пород при образовании ударных расплавов. — Докл. АН СССР, 1978, т. 240, № 4, с. 934—937.
129. Якунов В. С. К вопросу о происхождении Попигайской котловины. — Докл. АН СССР, 1972, т. 206, № 5, с. 1185—1186.
130. Baldwin R. The measure of the Moon. Chicago, Univ. Chicago Press. 1963, p. 1—488.
131. Baldwin R. B. The tsunami model of the origin of ring structures concentric with large lunar craters. — Physics Earth and Planetary Interiors, 1972, v. 6, p. 327—339.
132. Beals C. S. Impact craters and relative ages of Earth and Moon. — Nature, 1970, v. 225, N 5230, p. 368—369.
133. Beals C. S. Hitchen A. On the deposition of sediments in craters. 2 Publ. of the Dominion Observatory, Ottawa, 1970, v. XXXIX, N 4, p. 105—118.
134. Boon J. D., Albritton C. C. Meteorite scars in ancient rocks. — Field and Lab., 1937, N 5, p. 53—64.
135. Brenan R. L., Peterson D. L., Smith H. J. The origin of Red Wing Creek structure: McKenzie County North Dakota. Earth Sci. Bull., 1975, v. 8, N 3, p. 1—41.
136. Butkovich T. R. Influence of water in rocks on effects on underground nuclear explosion. — J. Geophys. Res., 1971, v. 76, N 8, p. 1993—2011.
137. Carr M. H. Distribution and emplacement of ejecta around martian impact craters. — In: Impact and explosion cratering. Pergamon Press, 1977, p. 593—603.
138. Chao E. C. T. The Ries crater of Southern Germany, a model for large basins on planetary surfaces. — Geol. Jahrbuch, Reihe A, 1977, Heft. 43, p. 3—81.
139. Chao E. C. Preliminary interpretation of the 1973 Ries research deep drill core and a new Ries cratering model. — Geologica Bavarica, 1977, v. 75, p. 421—442.
140. Chao E. C. T., El Goresy A. Shock attenuation and the implantation of Fe—Cr—Ni veinlets in the compressed zone of the 1973 Ries research deep drill core. — Geologica Bavarica, 75, München, 1977, p. 289—304.
141. Chou C. L. Abundances of noble metals in the Earth's upper mantle: evidence for late heavy bombardment after core formation. — Meteoritics, 1978, v. 13, N 4, p. 407—411.
142. Choubert G. Sur les reactions provoquées par la chute de grandes meteorites. — Notes Serv. geol., Maroc, Rabat, 1977, t. 38, no 268, p. 37—114.
143. Cooper H. F., Sauer F. M. Crater-related ground motions and implications for crater sealing. — In: Impact and explosion cratering. Pergamon Press, 1977, p. 1133—1165.
144. Crook K. A. W., Cook P. J. Gosses-Bluf-diapir, cryptovolcanic structure or astrobleme? — J. Geol. Soc. Australia, 1966, 13, p. 495—516.
145. Currie K. L. Geology and petrology of the Manicouagan Resurgent Caldera, Quebec. — Bull. Geol. Surv. Canada, Ottawa, 1972, N 198, 153, p. 143—150.
146. Daly R. A. The Vredefort ring-structure of South Africa. — The J. of Geology, Chicago, 1947, vol. 55, N 3, p. 125—145.

147. *Dence M. R.* Shock zoning at Canadian Craters: petrography and structural implications. — In: *Shock Metamorphism of Natural Materials*, Baltimore, 1968, p. 169—184.
148. *Dence M. R.* Impact melts. — *J. of Geophys. Res.*, 1971, v. 76, no 23, p. 5552—5565.
149. *Dence M. R.* Meteorite impact craters and the structure of the Sudbury basin. — *Spec. Pap. Geol. Assoc. Canada*, Toronto, 1972, N 10, p. 7—18.
150. *Dence M. R.* The nature and significance of terrestrial impact structures. *Int. Geol. Congr.*, 24-th session, sect. 15, Montreal, 1972, p. 27—89.
151. *Dence M. R., Engelhardt W., Plant A. G., Walter L. S.* Indications of fluid immiscibility in glass from West Clearwater Lake impact crater, Quebec, Canada, *Contr. Miner. and Petrol.*, 1974, 46, p. 81—97.
152. *Dence M. R.* The Manicouagan impact structure observed from Skylab. — In: *Skylab explores the Earth*, NASA spec. publ., 1977, p. 175—189.
153. *Dence M. R., Grieve R. A. F., Robertson P. B.* Terrestrial impact structures. Principal characteristics and energy considerations. — In: *Impact and explosion cratering*. Pergamon Press, 1977, p. 247—277.
154. *Dietz R. S.* Vredeford Ring Structure: meteorite impact scar? — *J. Geol.*, 1961, 69, p. 499—516.
155. *Dietz R. S.* Astroblems: ancient meteorite impact structures on the Earth. — In: *The Moon, meteorites and Comets*. Univ. Chicago Press, 1963, p. 285—300.
156. *Dietz R. S.* Sudbury astrobleme splash emplaced sublayer and possible cosmogenic ores. — *Spec. pap. Geol. Assoc. Canada*, Toronto, 1972, N 10, p. 29—40.
157. *Dietz R. S., McHone G. E.* Impact structures from ERTS imagery. — *Meteoritics*, 1974, 9, N 4, p. 324—333.
158. *Eggleton R. E., Shoemaker E. M.* Breccia at Sierra Madera. — *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper*, 1961, 424-D, p. 151—153.
159. *El Goresy A., Chao E. C. T.* Identification and significance of armalcolite in the Ries glass. — *Earth and Planetary Science Letters*, 1976, v. 30, N 2, p. 200—208.
160. *El Goresy A., Chao E. C. T.* Discovery, origin and significance of Fe—Cr—Ni veinlets in the compressed zone of the 1973 Ries research drill core. — *Geologica Bavarica*, 1977, 75, p. 305—321.
161. *Engelhardt W. V.* Impact structures in Europe. *Intern. Geol. Congr.*, XXIV session, sect. 15, Planetology, Montreal, 1972, p. 90—111.
162. *Engelhardt W. V.* Shock produced rock glasses from the Ries Crater. — *Contr. Mineral. and Petrol.*, 1972, v. 36, N 4, p. 265—292.
163. *Engelhardt W. V.* Meteoriten Krater. — *Die Naturwissenschaften*, 1974, 61, H. 10, s. 413—422.
164. *Engelhardt W. V., Walzebuck J.* Holyrood cryptoastrobleme. — tectonized impact site in Eastern Newfound. *Meteoritics*, 1978, v. 13, N 4, p. 449—454.
165. *Escola P.* On volcanic rocks in Lake Jänisjärvi in Eastern Finland. — *Bull. Comm. Geol. Finlande*, 1921, 55, p. 1—13.
166. *Feldman V. I., Granovsky L. B.* Meteoritic crater Shunak, the Central Kazakstan, USSR — IX Lunar and Planetary Sci. Conf. abstz. of papers, 1978.



167. *Floran R. J., Dence M. R.* Morphology of the Manicouagan ring-structure, Quebec, and some comparisons with lunar basins and craters. — Proc. 7th Lunar Sci. Conf., Houston, Texas, 1976, v. 3, New York, p. 2845—2865.
168. *Fredriksson K., Dube A., Milton D. J. Balasundaram M. S.* Lonar Lake, India: an impact crater in basalt. — Science, 1973, v. 180, N 4088, p. 862—864.
169. *French B. M.* Shock metamorphism as a geological process. — In: Shock metamorphism of natural materials. Baltimore, 1968, p. 1—17.
170. *French B. M.* Sudbury structure, Ontario: some petrographic evidence for an origin by meteorite impact. In: Shock metamorphism of natural materials. Baltimore, 1968, p. 1094—1098.
171. *French B. M.* Shock metamorphic features in the Sudbury structure, Ontario; a review, Spec. Pap. Geol. Assoc., Canada, Toronto, 1972, N 10, p. 19—28.
172. *French B. M., Hargraves R. B.* Bushveld Igneous Complex South Africa: absence of shock-metamorphic effects in a preliminary search. — J. of Geol., 1971, v. 79, N 5, p. 616—620.
173. *Gall H., Müller D. Stöffler D.* Verteilung, Eigenschaften und Entstehung der Auswurfmassen des Impaktkraters Nordlinger Ries. — Geol. Rundsch., 1975, 64, N 3, p. 915—947.
174. *Gall H., Müller D., Pohl J.* Zum geologischen Bau der Randzone des Ries-Kraters. 1977, N. Jb. Geol. Palaont. Mh., H.2, s. 65—94.
175. *Gault D. E. Quaide W. L., Oberbeck V. K.* Impact cratering mechanism and structures. — In: Shock metamorphism of natural materials, Baltimore, 1968, p. 87—99.
176. *Gault D. E. Hörz F., Hartung G. B.* Effects on microcratering on the lunar surface. — In: Proc. of Third Lunar Sci. Conf., 1972, v 3, p. 2713—2734.
177. *Geological map of the Republic of South Africa and the Kingdoms of Lesotho and Swaziland 1 1000 000.* Geol. Surv. S. Africa, Pretoria, 1970.
178. *Goodwin A. M.* Giant impacting and the development of continental crust. — In: The early history of the Earth. J. Wiley and Sons, 1975, p. 77—98.
179. *Gosses Bluff impact structure, Australia / Milton D. J. Barlow B. C. Brett A. R. et al.* Science, 1972, v. 175, p. 1199—1207.
180. *Green D. H.* Archaen greenstone belts may include terrestrial equivalents of lunar-maria. — Earth and Planet. Sci. Letters, 1972, v. 15, p. 263—270.
181. *Grieve R. A. F.* Meteoritic component and impact melt composition at the Clearwater impact structures. Quebec. Geochim. et Cosmochim. acta, 1978, v. 42, N 4, p. 420—431.
182. *Grieve R. A. F.* The petro-chemistry of the melt rocks at Brent crater and their implications for the conditions of impact. Meteoritics, 1978, v. 13, N 4, p. 484—487.
183. *Grieve R. A. F., Dence M. R., Robertson P. V.* Cratering processes As interpreted from the occurrence of impact melts. — In: Impact and explosion cratering. Pergamon Press. 1977, p. 791—815.
184. *Grieve R. A. F., Dence M. R.* The terrestrial cratering record-II. The crater production rate. Ikarus, 1979, n. 38, p. 230—242.
185. *Grieve R. A. F., Robertson P. B.* The terrestrial cratering record-I. Current status of observations. Ikarus, 1979, n. 38, p. 212—229.
186. *Hamilton W.* Bushveld complex — products of impacts? — Geol. Soc. South Africa, Spec. Publ., 1970, p. 367—379.

187. *Hartmann W K.* Interplanet variations in scale of craters morphology — Earth, Mars, Moon. *Ikarus*, 17, 1972, p. 707—713.
188. *Hartmann W K.* Cratering in the solar system.— *Sci. Amer.*, 1977, v. 236, N 1, p. 84—99.
189. *Hartung J. B. Dence M. R., Adams J. A. S.* Potassium-argon dating of the Brent impact crater. Ontario, Canada. — *J. of Geophys. Res.*, 1971, v. 76, N 23, p. 5437—5448.
190. *Head J. W Wood C. A., Mutch T. A.* Geologic evolution on the terrestrial planets. — *Amer. Sci.* 1977, 65, N 1, p. 21—29.
191. *Hjelmqvist S.* Beskrivning till berggrundskarta over Kopparbergs län *Sver. Geol. Unders. Ser., Gd.*, 1966, N 40.
192. *Hochstim A. R.* Hypersonic chemosynthesis and possible formation of organic compounds from impact of meteorites on water. — *Proc. Nat. Acad. Sci. USA*, 1963, v. 50, N 2.
193. *Hörz F.* Untersuchungen an Riesglasern. — *Beiträge für Mineralogie und Petrographie*, 1965, II, s. 621—661.
194. *Howard A. K., Offield T W.* Shatter cones at Sierra Madera, Texas. *Science*, 1968, v. 162, N 3850, p. 261—265.
195. *Impact and explosion cratering* / Ed. by D. J. Roddy, R. O. Pepin, R. B. Merrill. Pergamon Press, 1977, 1301 p.
196. *Innes M. J. Beals C. S.* Profile of the fossil crater at Brent, Ontario. — *Proc. Roy. Soc. Can.* 3rd Ser., 1961, N 6. 258 p.
197. *Irvin T N.* Crystallisation sequence in the Muscox intrusion and other layered intrusions — II. origin of chromite layers and similar deposits of other magnetic orcs. — *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 1975, v. 39, N 67, p. 999—1020.
198. *Jakucs L. A.* Tekete-tenger es a Kaszpi—to astroblem eredete. *Foldr. ert.* 1975, 24, N 4, 433—438.
199. *Hansens M. G., Hertogen G., Takahashi H., Anders E., Lambert P.* Meteoritic material in the Rochechouart Crater, and the prevalence of irons among crater — forming meteorites. Papers presented to the Symposium on planetary cratering. Flagstaff, Arizona 13—14, Sept. 1976, pp. 62—63.
200. *Kieffer S. W.* The role of volatiles in the impact process. Lunar and planetary Sci. Conf. VIII. Abstr. of papers. Houston Texas, 1977, p. 543—545.
201. *Koljonen T Rosenberg R. J.* Major elements and REE in tektites and three probable shock-metamorphic rock series of the Baltic shield. — *Geochemical Journal*, v. 10, 1976, p. 1—11.
202. *Kraut F. French B. M.* The Rochechouart meteorite impact structure, France Preliminary geological results. *J. Geophys. Res.*, 1971, v. 76, N 23, p. 5407—5413.
203. *Krinov E. L.* Giant meteorites. Pergamon Press, England, 1966, p. 397.
204. *Lambert P.* The Rochechouart crater: shock zoning study. *Earth Planet. Sci. Letters*, 1977, v. 35, N 2, p. 258—268.
205. *Lambert P.* Rochechouart impact crater: statistical geochemical investigations and meteoritic contamination. — In: *Impact and explosion cratering*. Pergamon Press, 1977, p. 449—460.
206. *Lehtinen M.* Lake Lappajärvi, a meteorite impact site in western Finland. *Geol. Surv. Finl.* — *Bull. Geol. Soc. Finl.*, 1976, v. 282, p. 1—92.

207. *Lemcke K.* Möglichke Folgen des Einschlages von Großmeteoriten ins Weltmeer. — Neues Jahrb. Geol. und Paläontol. Monatsh., 1975, N 12, p. 719—726
208. *Lindsey G. F.* Lunar stratigraphy and sedimentology. Elsevier, 1976, 302 p.
209. *Littler J., Faheu J. J., Dietz R. S., Chao E. C. T.* Coesite from the Lake Bosumtwi crater, Ashanti, Ghana, Abstr. 74-th Ann. Meeting, Geol. Soc. Amer Nov. 1961, p. 94.
210. *Lowman P. D. jr.* Crustal evolution in the silicate planets Die Naturwissenschaften, 65 Jahrgang, März, 1978, p. 117—124.
211. *Manton W. J.* The orientation and origin of shatter cones in the Vredefort ring. — Ann. of N. Y. Ac. Sci, 1965, v. 123, art. 2, p. 1017—1049.
212. *Martini J. E. J.* Coesite and stishovite in the Vredefort Dome, South Africa. — Nature, 1978, v. 272, N 5655, p. 715—717
213. *Masaitis V. L.* Impactites and breccias of the astroblems of the USSR. — Lunar Science, Conf. VIII, Abstr. of papers, Houston, Texas, 1977, p. 622—624.
214. *Masaitis V. L., Danilin A. N., Bogomolnaia L. S.* Crvstallization of impact melt in Boltish crater. — Lunar and Planetary Science Conf. IX Abstr. of papers, Houston, Texas, 1978, pp. 699—701.
215. *Meteoritic material at five large impact craters* H. Palme, M.-J. Janssens, H. Takahashi et al. Geochim. et Cosmochim. Acta, 1978, v. 42, N 3, p. 313—324.
216. *Millman P. M.* The space scars of Earth. — Nature, 1971, v. 232, N 5307, 161—164.
217. *Milton D. J., Dube A., Jen Gupta S.* Deposition of ejecta at Lonar crater. — Meteoritics, 1975, v. 10, N 4, p. 456—457
218. *Murtaugh G. G.* Shock metamorphism in the Manicouagan crvptoexplosion structure, Quebec. Intern. Geol. Congr. 24th sess., sect. 15, Montreal, 1972, p. 123—129.
219. *Nayak V. K.* Glassy objects (impactite glasses) a possible new evidence for meteoritic origin of the crater Lonar, Maharashtra state, India. — Earth and Planetary Science Lett. 1972, 14, N 1, p. 1—6.
220. *Neukum G., König B., Fechtig H.* Cratering in the Earth-Moon system: consequences for ages determination by crater counting. Proc. 6-th Lunar Sci. Conf. Houston Texas, 1975, v. 3, p. 2597—2620.
221. *Neukum G., Wise D. U.* Mars: a standart crater curve and possible new time scale. — Science, 1976, v. 194, N 4272, p. 1381—1387.
222. *Nininger H. H.* Arizonas Meteorite Crater. Pastpresent-future. American Meteor. Museum, Sedona, Arisona, 1956, 232 p.
223. *Norman J., Price N., Chikwu-Ike Muo.* Astrons — the Earth's oldest scars. — New Sci. 1977, v. 73, N 1044, p. 689—692.
224. *Oberbeck V. R.* Application of high explosion cratering data to planetary problems. In: Impact and explosion cratering. Pergamon Press, 1977, 45—67
225. *Onorato P. K., Uhlman D. R., Simonds C. H.* Thermal history of the Manicouagan impact melt sheet. Quebec. — J. Geophys. Res., 1978, v. 83, N 136.
226. *Phinney W. C., Dence M. R., Grieve R. A. F.* Investigation of the Manicouagan impact crater, Quebec. An introduction. — J. Geophys. Res., 1978, v. 83, N 136, p. 2729—2735.

227. *Phinney W. C., Simonds C. H., Cochran A., McGee P. E.* Geology of the West Clearwater, Quebec, impact structure. Part III. SEM petrology of very fine-grained units. — Lunar and planetary Sci. Conf., IX Abstr. of papers, Houston Texas, 1978, p. 895—897.
228. *Piekutowski A. J.* Cratering mechanisms observed in laboratory-scale high-explosive experiments. In: Impact and explosion cratering. Pergamon Press., 1977, p. 67—103.
229. *Pohl J., Stöffler D., Gall H., Ernst K.* The Ries impact crater In: Impact and explosion cratering. Pergamon Press. 1977, p. 343—405.
230. *Preuss E.* Einführung in die Ries-Forschung *Geologica Bavarica*, 1969, 61, München, s. 12—24.
231. *Reiff W.* The Steinheim Basin-an impact structure. In: Impact and explosion cratering. Pergamon Press, 1977, p. 309—321.
232. *Rhodes R. C.* New evidence for impact origin of the Buschveld Complex, South Africa, *Geology*, 1975, 3, N 10, p. 549—554.
233. *Ries impact crater. Southern Germany: search for meteorite material / Morgan J. W., Janssens M. J. et al.* *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 1979, v. 43, N 46, p. 803—805.
234. *Robertson P. B., Grieve R. A.* Impact structures in Canada their recognition and characteristics. — *J. of the Royal Astronomical Society of Canada*, 1975, v. 69, p. 1—21.
235. *Robertson P. B., Grieve R. A. F.* Shock attenuation at terrestrial impact structures. — In: Impact and explosion cratering. Pergamon Press, 1977, p. 687—703.
236. *Roddy D. J.* Large-scale impact and explosion craters: comparisons of morphological and structural analogs. — In: Impact and explosion cratering. Pergamon Press, 1977, p. 185—247.
237. *Roddy D. J., Boyce J. II., Golton G. W., Dial A. L.* Meteor crater, Arizona, rim drilling, volume, thickness, depth and energy calculations. — Lunar Science Conf. VI, Houston, Texas, 1975, p. 2621—2642.
238. *Rondot J.* Comparaison entre les astrolèmes de Siljan, Suède, et de Charlevoix, Québec. — *Bull. Geol. Inst. Univ. Uppsala*, 1976, 6, p. 85—92.
239. *Salisbury G. W., Ronca L. B.* The origin of continents, *Nature*, 1966, v. 210, N 5037, p. 669—670.
240. *Sawatsky H. B.* Buried impact craters in the Williston Basin and adjacent area. — In: Impact and explosion cratering. Pergamon Press, 1977, p. 461—480.
241. *Shock metamorphism of natural materials*, Mono Book, Baltimore, 1968, 644 p.
242. *Shoemaker E. M.* Why study impact craters? — In: Impact and explosion cratering. Pergamon Press, 1977, p. 1—11.
243. *Shoemaker E. M.* Astronomically observable crater-forming projectiles. — In: Impact and explosion cratering. Pergamon Press, 1977, p. 617—628.
244. *Short N. M.* A comparison of features characteristics of nuclear explosion craters and astrolèmes. — *Ann. of the New York Acad. of Sci.*, 1965, v. 123, art. 2, p. 573—616.
245. *Simonds C. H., Phinney W. C., Warner J. L.* Effect of water on cratering: review of craters and impactites on the Earth, Moon and Mars. — Lunar

and Planetary Sci. Conf. VIII, Abstr. of papers, Houston, Texas, 1977, p. 874—876.

246. *Simonds C. H., Phinney W. C., McGee P. E., Cochran A.* Geology of the West Clearwater, Quebec, impact structure, part I, II. — Lunar and Planetary Sci. Conf. IX, Abstr. of papers, Houston, Texas, 1978, p. 1059—1064.

247. *Slawson W. F.* Vredefort core: a cross-section of the upper crust. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 1976, 40, p. 117—121.

248. *Stähle V.* Nickel und Kobalt in Gesteinen des Nördlinger Ries. — *Contr. Mineral. and Petrol.*, 1970, 28, p. 72—88.

249. *Stähle V.* Impact glasses from the suevite of the Nordlinger Ries. — *Earth and Planetary Science. Lett.*, 1972, v. 17, N 1, p. 275—293.

250. *Stähle V., Ottemann J.* Ries-Forschungsbohrung 1973 Zeolitisierung der Gläser im Suevit und Petrographie der Beckensuevite und Gangbreccien. — *Geologica Bavarica*, München, 1977, 75, p. 191—217.

251. *Stöffler D.* Progressive metamorphism and classification of shocked and brecciated crystalline rocks of impact craters. — *J. Geophys. Res.*, 1971, v. 76, N 23, p. 5541—5551.

252. *Stöffler D.* Petrographic and grain size characteristics of suevite and lunar impact breccias. — *Meteoritics*, 1973, 8, 4, p. 443—444.

253. *Stöffler D.* Cratering mechanics, impact metamorphism and distribution of ejected masses of the Ries structure. An introduction. *Fort. Miner.*, 1974, 52, 1, Stuttgart, p. 109—117.

254. *Svensson N. B.* Lake Lappajarvi, Central Finland: a possible meteoritic impact structure. — *Nature*, 1968, 217, p. 438.

255. *Svensson N. B.* Probable meteorite impact crater in central Sweden. *Nature. Phys. Sci.*, 1971, v. 229, p. 90—92.

256. *Tertiary lake sediments of the Ries research borehole Nordlingen 1973 — a summary / H. Füchtauer, V. D. Brelle, U. Dehm et al.* — *Geologica Bavarica*, 1977, 75, München, s. 13—20.

257. *Urey H. C.* Cometary collisions and geological periods. — *Nature*, 1973, v. 242, p. 32—33.

258. *Van Dorn W. G.* Tsunamies on the Moon. — *Nature*, 1968, 220 p., p. 1102—1107, N 5172.

259. *Wetherill G. W.* Late heavy bombardment of the moon and terrestrial planets. *Proc. 6-th Lunar Sci. Conf.*, Houston, Texas, 1975, vol. 2, p. 1539—1561.

260. *Wilshire H. G.* Pseudotachylite from the Vredefort Ring, South Africa. *J. Geol.*, 1971, v. 79, N 2, p. 195—206.

261. *Wilshire H. G., Offield T. W., Howard K. A., Cummings D.* Geology of the Sierra Madera cryptoexplosion structure, Pecos County, Texas. — *U. S. Geol. Survey Prof. Pap.*, 1972, 599-H, p. 1—42.

## ГЕОЛОГИЯ АСТРОБЛЕМ

Редактор издательства В. Г. Чирков  
Переплет художника В. А. Тюлюкина  
Технический редактор Н. П. Старостина  
Корректор М. И. Витис

ИБ № 3984

Сдано в набор 09.06.80.  
Подписано в печать 25.12.80. М-29858.  
Бумага тип. № 2. Гарнитура литературная.  
Печать высокая.  
Усл. печ. л. 14,5. Усл. кр.-отт. 14,81.  
Уч.-изд. л. 16,45. Тираж 1500 экз.  
Заказ № 1743/576. Цена 2 р. 60 к.

Издательство «Недра», Ленинградское отделение.  
193171, Ленинград, С-171,  
ул. Фарфоровская, 12.  
Типография № 2 Ленуприздата,  
192104, Ленинград, Литейный пр., 55.