

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ОБЪЕДИНЕННЫЙ ИНСТИТУТ
ГЕОЛОГИИ, ГЕОФИЗИКИ И МИНЕРАЛОГИИ

Препринт

С. А. Вишневский

**ЧУКЧИНСКАЯ
КОТЛОВИНА—
ЭРОДИРОВАННЫЙ
ИМПАКТНЫЙ КРАТЕР
НА СЕВЕРЕ ТАЙМЫРА**

НОВОСИБИРСК 1992

УДК 523.681 : 552.164 (571.511).

С.А.Вишнеvский. Чукчинская котловина – эродированный импактный кратер на Севере Таймыра. Новосибирск, 1992. 49 с.
(Препр./Институт минералогии и петрографии СО РАН; №).

Приводятся сведения по морфологии и геологии Чукчинской котловины на Северном Таймыре. Описываются обнаруженные в ней мегабрекчии и признаки низкоамплитудного ударного метаморфизма в кварце.

Морфология котловины в сочетании с указанными признаками взрывного воздействия позволяет считать её глубоко эродированной астроблемой сложного типа, имеющей диаметр 6 километров. Возраст импактного события оценивается как позднемеловой – раннепалеогеновый.

Работа рассчитана на широкий круг геологов и специалистов по проблемам импактных взаимодействий, планетологии и метеоритики.

Печатается
с авторского оригинала

Институт минералогии
и петрографии СО РАН,
1992

I. ВВЕДЕНИЕ.

В северной части Таймырского полуострова, при региональном анализе рельефа с целью выявления возможных астроблем, в верховьях реки Чукчи – правого притока Нижней Таймыри (рис. I) – была обнаружена глубокая изометричная котловина с координатами центра $75^{\circ}42'$ северной широты и $97^{\circ}48'$ восточной долготы, которая имеет явно наложенный характер по отношению к геологическим структурам района. При последующем изучении котловины на основе материалов предшественников дополнительные благоприятные признаки, которые бы подтверждали импактный генезис котловины (следы необычного "вулканизма"; особенности геологии и так далее) не были обнаружены. На имеющихся геологических картах (см., например, работу /2/) район котловины никак не читается. Тем не менее,

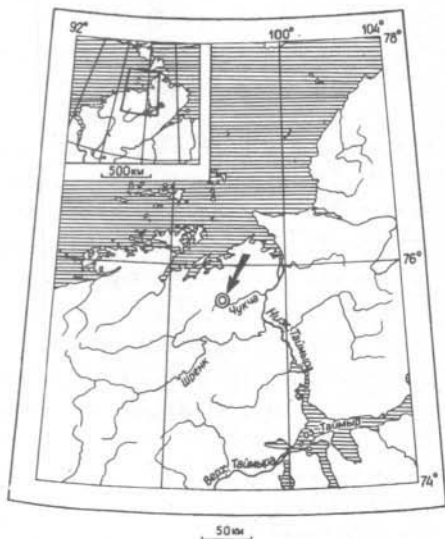


Рис. I. Обзорная схема расположения Чукчинской котловины.

морфологическое сходство котловины с воронкой сложного импактного кратера оказалось настолько явным, что она была занесена в разряд объектов, подлежащих полевой рекогносцировке.

При проведении в Хатангском районе полевых работ 1989 года предоставилось благоприятное сочетание обстоятельств и погодных условий для попутного посещения Чукчинской котловины, что и было сделано посредством авиадесанта. В течение 4 часов, совместно с геологом В.Н.Лагутенко (Екатеринбург) и студентами Новосибирского университета К.О.Яковлевым и И.А.Морозовым было выполнено краткое геологическое обследование западного и северного секторов котловины и района её центрального поднятия. Результаты полевых и лабораторных исследований вместе с их обсуждением предлагаются вниманию читателя.

2. ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК РАЙОНА.

Геологическая изученность Северного Таймира пока недостаточна для создания общепринятой схемы расчленения и датировки слагающих его пород. Поэтому материалы по геологии района приводятся на основе не вполне увязанных друг с другом исследований разных авторов. Так, общий структурно-тектонический план региона излагается по сведениям В.В.Беззубцева /2/, в то время как сведения по стратиграфии, магматизму, истории развития района и локальной геологии объекта заимствованы из работ А.Ф.Хапилина (1986) и В.А.Сальникова (1986), проводивших свои исследования непосредственно на территории котловины.

Общая тектоническая позиция района и структура его фундамента по В.В.Беззубцеву /2/ следующие. Район Чукчинской котловины находится на стыке двух крупных геологических блоков Таймира: Ленивенско-Чукчинского и Шренк-Ленинградского, которые разделены Главным Таймырским глубинным разломом. Предполагается, что по этому разлому породы Ленивенско-Чукчинского блока широким – до 150 километров – фронтом надвинуты на Шренк-Ленинградский блок.

По В.В.Беззубцеву, Ленивенско-Чукчинский блок представлен

породами верхнерифейско-нижнеордовикского структурного яруса, которые образуют сложно построенный Харитоновский метасинклиниорий. В составе данного яруса принимают участие различные терригенно-осадочные породы, начиная от верхнерифейских до нижнеордовикских включительно. Они прорваны разновозрастными интрузиями, претерпели региональный и контактовый метаморфизм и нарушены многочисленными разрывными дислокациями.

К юго-востоку от предыдущего находится Шренк-Ленинградский блок, в составе которого выделяется 5 структурно-тектонических ярусов. Из них в районе Чукчинской котловины известны породы верхнерифейского структурного яруса, представленные терригенно-осадочными, карбонатными и осадочно-вулканогенными формациями, которые смяты в систему линейных и коробчатых складок и образуют юго-восточный фланг Борзовского синклинория.

Разрывные нарушения в пределах указанных блоков пользуются исключительно широким развитием. Главный Таймырский глубинный разлом, разделяющий эти крупные фрагменты земной коры, имеет сложное строение и сопровождается сериями оперяющих надвигов с зонами изменённых и перетёртых пород разного возраста и генезиса.

Характеристика рыхлых осадочных пород чехла и сведения по магматизму района приводятся ниже согласно данным А.Ф.Хаплина и В.А.Сальникова.

Древний фундамент района перекрывается терригенно-осадочными породами мезозойского структурного яруса. Породы этого структурного яруса выполняют Усть-Таймырскую впадину сложной конфигурации, которая занимает часть площади обоих блоков древнего фундамента и расположена к востоку и северо-востоку от Чукчинской котловины. Породы мезозойского структурного яруса залегают, в основном, горизонтально, а отмечаемые в них иногда складки носят приразломный характер.

В районе широко развиты рыхлые кайнозойские отложения, которые по большей части являются современными осадками. Более древние, палеогеновые и нижнеэоценовые отложения, известные в составе кайнозойского комплекса, в непосредственной близости

от котловины не обнаружены. Однако, встреченные в переотложенном виде остатки соответствующих фораминифер и диатомей указывают на возможное наличие таких пород.

Верхнеэоценовые—среднечетвертичные отложения сохранились фрагментарно, приуроченные к депрессиям рельефа. Стратиграфия их очень сложная, со множеством фациальных типов и большой изменчивостью по простиранию. Общепринятой схемы расчленения этих отложений нет.

К депрессиям рельефа приурочены по большей части и верхнечетвертичные отложения, представленные морскими и прибрежно-морскими осадками.

Современные отложения имеют большое площадное развитие и состоят преимущественно из аллювиальных фаций и поверхностных образований водоразделов и склонов.

Интрузивные образования района весьма разнообразны, но проблема возраста древних интрузий, равно как и возраста вмещающих их толщ окончательно не решена. Даже в сравнительно согласованной позиции обоих указанных выше авторов временной рубеж документированного начала интрузивной деятельности оценивается от раннего (А.Ф.Хапилин) до среднего (В.А.Сальников) рифея, в соответствии с оценкой возраста вмещающих толщ. Ниже использован вариант А.Ф.Хапилина.

Среди интрузивных образований района известны следующие комплексы:

- Малиновский габбро—плагиогранитовый комплекс раннего рифея;
- Чукчинский габбро—гранитовый комплекс среднего рифея, включающий сюда и горнblendиты;
- Оленьинский гранодиорито—лейкогранитовый комплекс позднего палеозоя;
- пермско—раннетриасовый комплекс базитовых даек и силлов;
- проявления малых мезозойских интрузий щелочных пород: жилы, дайки и штоки эссекситов, щелочных и нефелиновых сиенитов, гранитов, кварцевых порфиров и лампрофиров.

Позднепалеозойские гранитоиды знаменуют мощный этап ин-

трузивной деятельности и широко распространены в пределах Ленивенско-Чукчинского блока, образуя множество массивов разной величины, ориентированных в северо-восточном направлении согласно со структурой вмещающих толщ. Эти интрузии сопровождаются широкими ореолами огнейсования и ороговикования пород рамы.

Чукчинская котловина расположена в юго-восточной части Ленивенско-Чукчинского блока, в 5-7 километрах от линии его контакта со Шренк-Ленинградским блоком.

3. ИСТОРИЯ ФОРМИРОВАНИЯ РЕЛЬЕФА РАЙОНА.

Для интерпретации генезиса Чукчинской котловины представляет интерес история развития рельефа района начиная с позднего палеозоя, когда важнейшие структурные черты геологии Таймыра были уже сформированы.

Одной из наиболее ранних эпох выравнивания, когда был образован первый из документируемых пенепленов, остатки которого фрагментарно сохранились в погребённом или повторно-обнажённом состоянии, была предкарбоновая эпоха.

Вторая эпоха выравнивания, по длительности и масштабу наиболее значительная для Таймыра, была раннемезозойской. Она началась в раннем триасе и привела к всеобщей пенепленизации страны.

В поздне триасовое-раннемеловое время произошло поднятие территории с созданием расчленённого рельефа и каньонообразных долин речной сети.

В позднеюрское-раннемеловое время для района начался спокойный этап развития с накоплением осадков, которые частично законсервировали расчленённый рельеф предыдущей эпохи. Равнинный режим развития территории продолжался до позднемелового времени, а возможно и в раннем палеогене. За этот период произошло накопление осадков мощностью в десятки и сотни метров, а также формирование кор выветривания.

Вероятно, в середине палеогена началась очередная активизация страны с образованием контрастного рельефа, а вслед за этим вновь наступила фаза тектонического покоя, продлившаяся

до начала плиоцена. За это время рельеф был сглажен.

Начиная с плиоцена в районе устанавливается морской режим (так называемая санчуговская трансгрессия плиоцен-среднечетвертичного времени), которым закончилась длительная мел-палеогеновая стадия континентального развития территории.

Кратковременное осушение района, которое произошло в среднечетвертичное время, вновь сменилось самым последним по возрасту верхнечетвертичным погружением (так называемая казанцевская трансгрессия), с подъёмом уровня моря до гипсометрических отметок + 60–120 метров в современной шкале высот.

Последний этап тектонической активизации, сопровождаемый дифференцированным подъёмом блоков, осушением территории и образованием современного рельефа, начался в плейстоцене и продолжается до сих пор.

4. ГЕОМОРФОЛОГИЯ ЧУКЧИНСКОЙ КОТЛОВИНЫ И ЕЁ ОКРЕСТНОСТЕЙ.

Согласно А.Ф.Хапилину (1986) место локализации Чукчинской котловины представляет область интенсивного неотектонического поднятия, выделяемого как Коломейцевско-Устьтаймырская морфоструктура. Это поднятие имеет форму клина, который протягивается более чем на 130 километров в северо-восточном направлении (от озёр Астрономических до устья Нижней Таймыры), а в ширину достигает 30–40 километров в своей юго-западной части. В рельефе поднятие выражено возвышенностью с высотными отметками до + 360 метров (в окрестностях котловины – до + 324 метра). В поперечном сечении профиль возвышенности асимметричен: северное её крыло полого опускается в сторону Карского моря, а южное довольно круто обрывается неотектоническим уступом, по которому возвышенность граничит с широкой Шренк-Мамонтовской депрессией рельефа, представляющей "сквозную" долину, занятую нижним течением Чукчи, Шренка и правобережных притоков последнего.

Возвышенность, исключая свой юго-восточный фланг, где в зоне неотектонического уступа наблюдается оживление рельефа с каньонообразными врезами речных долин, представляет сглаженную

полого-холмистую страну, местами переходящую в субгоризонтальную равнину. Как считает А.Ф.Хапилин, эта поверхность выравнивания возникла ещё в палеогене, начиная с которого денудация здесь была или заторможена, или не проявлялась вовсе.

Основным мотивом геологического строения блока, отвечающего Коломейцевско-Устьтаймырской морфоструктуре, является северо-восточное простирание структур, литологических границ и интрузивных тел, сопровождаемое дизъюнктивами такого же или субмеридионального направления.

Соответствующим образом это обусловило развитие "ортогональной" системы речных долин, слабо расчленяющих возвышенность в северо-восточном и северо-западном направлениях. Долинам гидросети свойственна здесь большая ширина, неглубокий врез и пологий уклон. Лишь по юго-восточному флангу возвышенности, в зоне неотектонического уступа, характер речных долин, как уже упоминалось, изменяется соответствующим образом.

Широкая и глубокая Чукчинская котловина (рис.2), занимающая центральную часть возвышенности, является исключением для

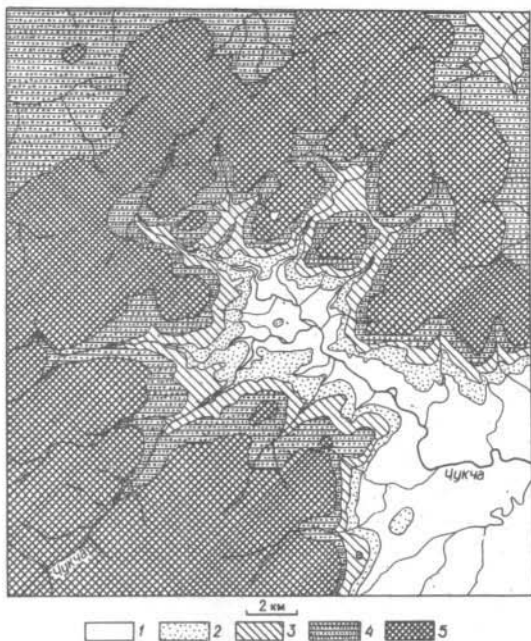


Рис. 2. Гипсометрическая схема района Чукчинской котловины. Высоты над уровнем моря, в метрах: 1 - 0-80; 2 - 80-120; 3 - 120-160; 4 - 160-200; 5 - свыше 200.

стереотипного облика рельефа территории. Эта котловина имеет форму типично "кратерной" чашевидной впадины с крутыми склонами и плоским дном.

Внешний перегиб рельефа, по которому котловина отделяется от окружающего обрамления, проходит по гипсометрическим отметкам порядка + 200 метров. В пределах этих отметок котловина обладает правильной округлой формой и имеет диаметр 6-6,2 километра. Внешний перегиб рельефа как бы знаменует границу, за пределы которой развитие котловины было остановлено.

Внутренний перегиб рельефа, где склон котловины переходит в её дно, пролегает по гипсометрическим отметкам порядка + 80-100 метров. Крутизна склонов котловины, достигающая 6-9°, к подошве склона постепенно выглаживается.

Особенностью Чукчинской котловины является хорошо выраженная в её рельефе центральная горка, где из-под рыхлых отложений дна обнажаются скальные породы ложа депрессии. Относительная высота горки в сравнении с руслами окаймляющих её по кольцевому тальвегу ручьёв достигает 25-30 метров, а диаметр горки составляет около 1 километра.

Глубина видимого дна котловины достигает 150 метров относительно её бортов (горизонталь + 200 метров), однако с учётом высоты окружающих эту депрессию плоских столовых вершин (+247, 252, 270 и даже + 324 метра - к северу от котловины) эта глубина по отношению к древней палеогеновой поверхности выравнивания возрастает до 200-220 и даже 260 метров. Как будет показано далее, полная глубина Чукчинской воронки, измеряемая до её скального ложа, значительно больше, поскольку эта впадина частично заполнена рыхлыми отложениями.

В склонах котловины стекающими в неё ручьями прорезано 5 глубоких ниспадающих долин; по шестой долине, прорезающей возвышенность в юго-восточном направлении, котловина дренируется руслом реки Чукчи в сторону Шренк-Мамонтовской депрессии. Помимо этих долин, скульптура склонов котловины характеризуется серией мелких центростремительных саёв, а в западном и северном секторах оживляется куэстообразными грядами останцов скальных пород.

Центральное поднятие имеет форму караванобразного холма с сглаженной вершиной; рельеф поднятия несколько разнообразится группой невысоких курумообразных развалов глыб карбонатных пород, отпрепарированных эрозией от вмещающей среды.

Система ручьёв, ниспадающих в котловину, образует радиально-кольцевой рисунок, который, вероятно, соответствующим образом отражает картину тектонических нарушений в ближнем обрамлении впадины и её ложе. Долины ручьёв узкие, местами каньонообразные, особенно в бортовой части котловины. Уклоны русел в ручьях, достигающие $2-8^{\circ}$, являются самыми большими по району.

На геоморфологических картах бассейн ближнего обрамления Чукчинской котловины выделяется как область активного расчленения рельефа, контрастно противопоставленная окружающей полого-увалистой равнине. Звездообразно рассекая местность, собираемые котловиной долины ручьёв кое-где отчлениают от этой равнины отдельные столовые высоты, отрезанные от остальной части окружающего плато. Некоторое преимущество эрозия рельефа вокруг котловины получила на северо-восток и юго-запад от последней, отдавая предпочтение простиранию основных геологических структур. Однако, на округло-изометричном контуре самой котловины это отразилось мало.

Наложённый характер Чукчинской котловины, игнорирующей геологические структуры обрамления, а также размеры, глубина и типично "кратерный" облик этой депрессии рельефа удовлетворяют особенностям морфологии импактных структур, что и стимулировало внимание к ней. Исключая взрывное происхождение импактного типа, любой другой механизм, который попытается объяснить образование этой, так не соответствующей геологии и рельефу района, котловины представляется искусственным и нелогичным, будет ли это гипотеза водной или ледниковой эрозии, грабена, зоны эндогенного дробления и так далее.

5. ГЕОЛОГИЯ ЧУКЧИНСКОЙ КОТЛОВИНЫ.

В Чукчинской котловине и в её окрестностях проводились детальные геологические работы, в том числе и бурение, что по-

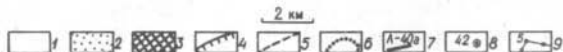
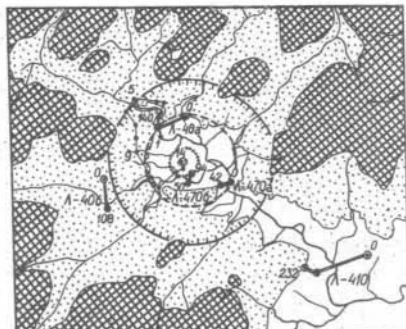


Рис. 3. Профили буровых скважин в Чукчинской котловине и точки наблюдения автора. А. Гипсометрия рельефа, высоты над уровнем моря, в метрах: 1 - 0-80; 2 - 80-200; 3 - свыше 200. Б. Морфологические границы котловины: 4 - экстраполяция внешнего контура над врезами долин; 5 - подошва склона; 6 - контур центрального поднятия. В. Привязка геологических наблюдений: 7 - профили буровых скважин предшественников и номера профилей; 8 - концевые скважины на профилях и их номера; 9 - точки наблюдений автора.

зволило получить не только общегеологические сведения, но также проследить мощность, литологию и возраст рыхлых отложений как в самой котловине, так и в других депрессиях (А.Ф.Хапилин, 1986; В.А.Сальников, 1986). В этом отношении Чукчинская котловина выгодно отличается от малоисследованных пространств окружающих территорий и может быть более менее детально охарактеризована в геологическом плане. Схема расположения буровых скважин в пределах котловины, а также точки наблюдений геологического маршрута автора показаны на рис. 3.

Чукчинская котловина расположена в присевой части крупной антиклинальной складки северо-восточного простирания, которая протягивается от озёр Астрономических через верховья Чу-

кчи до бассейна реки Малиновского. Эта складка расчленена многочисленными разломами, которые группируются в пакеты северо-восточного и субмеридионального направлений, образуя почти ортогональную систему дислокаций. Падение слоёв в антиклинали крутов, на северо-запад ($290-320^{\circ}$), с углами наклона $60-80^{\circ}$, что наблюдается как к северо-западу, так и к юго-востоку от котловины. На этом фоне довольно неожиданно выглядят несколько замеров ориентировки падения слоёв, сделанных в южной прибрежной части котловины. Эти ориентировки имеют близкое к радиальному направление по отношению к центру котловины.

Породы антиклинали инъецированы несколькими интрузивными комплексами. Краткие сведения о возрасте, геологии и вещественном составе этих интрузий приведены в разделе 2, а геология Чукчинской котловины показана на рис. 4.

Из пород фундамента, представляющих нижний структурный ярус района, в окрестностях котловины известны исключительно рифейские отложения. Среди них выделяются ждановская свита, чукчинская серия, стерлеговская + конечнинская свиты нерасчленённые и мининская свита. Вопрос о возрасте этих свит пока полностью не решён. А.Ф.Хапилин (1986) описывает серию этих пород как раннерифейско-вендскую, а В.А.Сальников (1986) датирует её более узким временным интервалом — от среднего до позднего рифея. Для наших целей этот вопрос принципиального значения не имеет, и в дальнейшем описании мы будем придерживаться, хотя и несколько условно, обобщённой схемы, оценивающей возраст данной серии пород интервалом от нижнего до верхнего рифея. Согласно А.Ф.Хапилину, ждановская свита и чукчинская серия принадлежат Шренк-Фаддеевской структурной зоне фундамента, а стерлеговская, конечнинская и мининская свиты — к Мининско-Челюскинской зоне.

Ждановская свита нижнего рифея. Породы этой свиты составляют центральную часть описываемого района, образуя ядро антиклинальной структуры. По вещественному составу толща пород свиты разделяется на три подсвиты: нижнюю — карбонатную, среднюю — карбонатно-терригенную и верхнюю — терригенную. Нижняя подсвита ждановской свиты сложена мелкозернистыми светло-серыми и

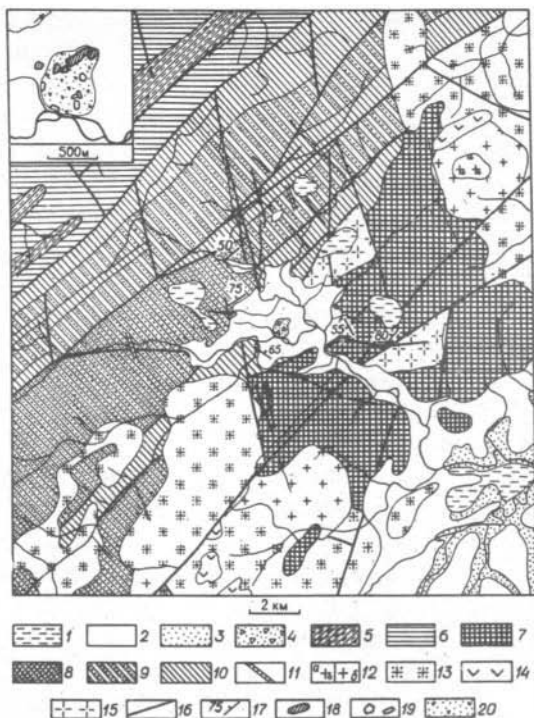


Рис. 4. Геология Чукчинской котловины и её окрестностей. 1 - современные отложения (Q_{IV}); 2 - верхнечетвертичные отложения (Q_{III}); 3 - плиоцен-среднечетвертичные отложения (Q_2-Q_{II}); 4 - мегабрекчии центрального поднятия Чукчинской котловины; 5 - мининская свита верхнего рифея (R_{3mn}); 6 - стерлеговская и конечнинская свиты нижнего-среднего рифея (R_1^{st+kn}) нерасчленённые; 7 - чукчинская серия среднего рифея (R_2ck); 8-10 - ждановская свита нижнего рифея, в том числе: 8 - средняя и верхняя подсвиты нерасчленённые ($R_1^{gd_2+3}$); 9 - средняя подсвита ($R_1^{gd_2}$); 10 - нижняя подсвита ($R_1^{gd_1}$); 11 - дайки поздне-триасовых-раннеюрских лампрофиров мончокит-компонитового ряда (xT_3-J_1); 12 - Оленьинский гранодиорито-лейкогранитовый комплекс позднего палеозоя: а - гранит-порфиры средней фазы (γ^aP), б - порфириновые крупнозернистые граниты ранней фазы (γ^pP); 13 - граниты (γR_2) и 14 - габро-диориты ($\gamma b R_2$) Чукчинского габро-гранитного комплекса среднего рифея; 15 - плагиограниты Малиновского габро-плагиогранитового комплекса раннего рифея

кремовыми доломитами с неяснополосчатой текстурой. Средняя подсвета сменяет предыдущую через пачку тёмно-серых углеродистых известняков мощностью 10–15 метров. В этих известняках содержится некоторое количество терригенного материала (до 10–20%), вкрапленность пирита и до 2% углеродистого вещества. Над переходной пачкой залегают переслаивающиеся хлорито-кальцито-серицито-альбито-кварцевые сланцы, минеральный состав которых широко колеблется. В кровле подсветы залегают пачка известняков и мергелей общей мощностью до 50–70 метров, также богатая углеродистым веществом (до 12%). Верхняя подсвета сложена хлорито-серицито-альбито-кварцевыми сланцами с различными соотношениями указанных минералов. Сланцы имеют плитчатую отдельность и интенсивно окварцованы.

Чукчинская серия среднего рифея. Породы серии образуют группу выходов северо-восточного простирания. В разрезе серия представляет очень изменчивое чередование вулканогенно-осадочных образований. В обобщённом виде этот разрез можно описать следующим образом: а) низы серии – мощная толща метаморфизованных туфоконгломератов, туфогравелитов, а также псаммитовидных туфов кислого и среднего состава; пачки этих пород перемежаются с метаморфизованными фельзитами, дацитами и кварцевыми порфирами; лавы и туфы находятся в объёмном соотношении примерно 1 : 4 соответственно; б) верхи серии – метаморфизованные вулканогенно-осадочные отложения с примерно равным соотношением вулканогенных и осадочных пород по объёму; осадочные члены разреза представлены доломитами и известняками с примесью кварца и пирокластики; вулканогенные члены разреза – фельзиты, андезиты и андезито-базальты.

Стерлеговская и концецнинская свиты нижнего-среднего рифея нерасчленённые. На характеризуемой площади эти свиты не имеют

(γR_1); 16 – разломы; 17 – элементы залегания.

На врезке – мегабрекчии центрального поднятия Чукчинской котловины; 18 – блоки кристаллических сланцев ждановской свиты; 19 – блоки карбонатных пород ждановской свиты; 20 – связующая брекчиевая масса.

чёткой литологической границы друг с другом и поэтому описываются совместно. Основные разности слагающих их пород представлены метапесчаниками, метаалевролитами и метааргиллитами. Для толщи этих пород свойственна ритмичность с мощностью ритмов от I до 6–8 метров. В каждом ритме в направлении снизу вверх нарастает роль грубозернистой компоненты. В окраске пород доминируют зеленовато-серые цвета. Характерные особенности пород, слагающих обе свиты, следующие: а) в слоях метапесчаников и метаалевролитов содержатся стяжения известковистых песчаников лепёшковидной формы, достигающие длины до 20–30 сантиметров; б) состав обломочной массы преимущественно кварц-плагиоклазовый, с небольшой добавкой мелких неокатанных обломочков метаэффузивов типа фельзита или андезита; в) для пород этого сообщества характерна так называемая "бурошпатизация" – интенсивное развитие карбонатов анкерит-пистомезитового ряда.

Далее вверх по разрезу пород фундамента следует колосовская свита верхнего рифея, однако в окрестностях котловины эта свита выпадает из разреза и в нашем очерке не описывается.

Мининская свита верхнего рифея. Породы этой свиты слагают ядра мелких синклинальных структур и представлены метаморфизованными песчаниками, алевролитами и аргиллитами, образующими ритмично-построенную толщу. Для пород свиты свойственна ярко-зелёная окраска, связанная с повышенными содержаниями минералов группы эпидота.

Мезозойский комплекс рыхлых отложений, относимый к следующему структурному ярусу региона, в окрестностях Чукчинской котловины отсутствует. Тем не менее, будет любопытно отметить, что совсем неподалёку, в 30 километрах от котловины, на среднем течении реки Малиновского в днище небольшой погребённой котловины поперечником около 600–650 метров и глубиной в скальном ложе до 30–40 метров, скважинами вскрыты аллювиально-озёрные и озёрно-болотные углисто-глинистые отложения средне- и верхнеюрского возраста. Этот факт свидетельствует, что некоторые формы рельефа в районе имеют довольно древний возраст, и может служить косвенным доказательством того, что гораздо более широкая и глубокая Чукчинская котловина, не имеющая в сво-

ём заполнения мезозойских пород, может быть более поздним образованием.

Кайнозойский комплекс рыхлых отложений развит в районе довольно широко, однако это относится к неоген-четвертичным образованиям, в то время как остальные звенья разреза отсутствуют.

Разрез кайнозойских отложений начинается верхнеогеновыми-среднечетвертичными породами. Они широко распространены в Шренк-Мамонтовской депрессии, частично занимающей юго-восточный край описываемой территории (рис.4), а также встречаются в основании разреза рыхлых отложений, заполняющих Чукчинскую котловину. Повсюду по району эти отложения непосредственно налегают на рифейские породы, встречаются главным образом по скважинам и лишь изредка обнажаются по берегам рек. Среди верхнеогеновых-среднечетвертичных отложений выделены аллювиальные, аллювиально-озёрно-болотные, прибрежно-морские и морские осадки.

Древние аллювиальные валунно-галечные отложения этой серии, перекрытые мощной - до 20-30 метров - толщиной плиоценовых глин и песков, вскрыты скважинами в основании заполняющего комплекса Чукчинской котловины, где они выполняют наиболее пониженные участки погребённой долины, врезанной в днище котловины. Мощность их колеблется от 1-3 до 7-8 метров. Состав аллювия пёстрый и отвечает разнообразным рифейским породам района; цементом служат разнозернистые кварцевые пески и бурые суглинки.

Морские и прибрежно-морские отложения данной серии развиты более широко и встречаются как в составе заполняющего комплекса Чукчинской котловины, так и в Шренк-Мамонтовской депрессии. В целом это алевроито-песчанистые разности, однако в Чукчинской котловине их характер становится более глубоководным. Здесь это тёмно-серые плотные оскольчатые глины, песчанистые глины или глинистые пески. В котловине они образуют единый горизонт, налегая или на древний аллювий описываемой серии, или на скальные рифейские породы ложа котловины. Чукчинскую группу морских отложений В.А.Сальников относит к глубоководной фации санчуговской трансгрессии позднеогеново-среднечетвертичного ин-

тервала времени. К этому обстоятельству мы ещё вернёмся. Максимальная мощность морских отложений в Чукчинской котловине, встреченная в скважине № 40 на линии Л-40а (см. рис. 3), составляет 65,4 метра. Положение скального ложа котловины, прослеженное по линиям скважин Л-40а, Л-40б, Л-470а и Л-470б, характеризуется гипсометрическими отметками от + 22 метра (скважина № 70, линия Л-470б) до - 8,6 метра (скважина № 24, линия Л-40а) и - 43,2 метра (скважина № 24, линия Л-470а), то-есть, на значительной части своей площади скальное ложе котловины расположено ниже уровня моря.

Таким образом, полная глубина Чукчинской котловины как депрессии в скальном ложе фундамента достигает 300-320 метров и даже 370 метров (в сравнении с самыми высокими отметками окружающих холмов) относительно древней палеогеновой поверхности выравнивания. Интересно отметить, что ниже по течению Чукчи, уже в пределах Шренк-Мамонтовской депрессии, глубина залегания скального ложа под верхнеэоценовыми-среднечетвертичными осадками ограничена гипсометрическими отметками до + 6,2 метра (линия Л-410, скважина № 132) и таким образом, днище Чукчинской котловины располагается ещё ниже, чем цоколь долины реки в Шренк-Мамонтовской депрессии. В.А.Сальников объясняет этот факт предположением, что современный подъём Шренк-Мамонтовского блока идёт быстрее, чем Коломейцевско-Устьтаймырского.

Вверх по разрезу предыдущая серия отложений перекрывается верхнечетвертичными породами, представленными морскими осадками, которые сопоставляются с казанцевской трансгрессией позднего плейстоцена. В Шренк-Мамонтовской депрессии разрез этих отложений разделяется на две пачки: нижнюю, представленную галечниками, песками и алевролитами, и верхнюю, которая сложена прибрежно-морскими и даже континентальными фациями (алевриты, галечники, разнозернистые пески и торфяники). В Чукчинской котловине осадки этого возраста на две пачки не разделяются и представлены единым горизонтом песчано-гравийных отложений с редкой галькой. Мощность их колеблется от 7-10 метров (линия скважин Л-470б) до 15-20 метров (линия скважин Л-470а). На выходе из котловины (линия Л-410) эти отложения отсутствуют. По

мнению В.А.Сальникова, своеобразие верхнечетвертичных отложений в Чукчинской котловине позволяет говорить о существовании в ней в этот период времени замкнутого озёрного бассейна.

Среди современных отложений в районе котловины выделяется два генетических типа: а) поверхностные образования водоразделов и склонов; б) русловой аллювий современных водотоков. Условно к современным отложениям отнесены "шляпы" рыхлых покровных масс, отделившиеся на плоских вершинах высот, окружающих Чукчинскую котловину. На поверхности таких покровов развиты термокарстовые явления, в том числе и воронки термокарстовых озёр. Судя по глубине последних, мощность покровов может достигать 10-15 метров.

В целом, подводя итог сделанному обзору геологии района, можно отметить, что он не отличается какими-либо необычными особенностями строения или истории развития, которые могли бы объяснить образование здесь Чукчинской котловины традиционным для земной геологии способом (эрозионная абразия пород фундамента, гляциальная ниша, неотектоническая впадина и прочее). Более того, на фоне упорядоченного монотонного чередования литологических, интрузивных и дизъюнктивных структур района большая, глубокая и изометричная Чукчинская котловина, обладающая профилем правильного кратера, выглядит ещё более экзотической формой рельефа, чем можно ожидать исходя только из анализа топографии.

6. ВЫРАЖЕНИЕ ЧУКЧИНСКОЙ КОТЛОВИНЫ В ФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЯХ.

Детальных гравиметрических работ, которые позволили бы выявить плотностную аномалию, связанную с объектом такого размера как Чукчинская котловина, по району не имеется.

По данным магнитной съёмки средних масштабов магнитное поле в районе Чукчинской котловины характеризуется следующим образом: а) на уровне свит и интрузивных тел детали приповерхностной геологии выражены слабо, за исключением общего северо-восточного простирания структур; б) от района озёр Астрономических до верховьев реки Малиновского протягивается обширная

положительная аномалия поля ΔT_a , имеющая глубинную природу и по мнению М.И.Залипухина (1961) свидетельствующая о перспективах на железные руды. На фоне этой аномалии влияние Чукчинской котловины становится незаметным, даже если оно и имеется.

7. СЛЕДЫ ИМПАКТНЫХ ИЗМЕНЕНИЙ В ПОРОДАХ ЧУКЧИНСКОЙ КОТЛОВИНЫ.

В ярко выраженных случаях вещественные признаки ударно-взрывного воздействия на породы мишени весьма разнообразны и прослеживаются в широком диапазоне, начиная от уровня геологических тел, где мы наблюдаем наборы характерных импактных фаций, и кончая специфическими макро- и микродеформациями пород и минералов, образованием высокобарических полиморфов и диаплектической витрификацией. Документируемым финалом всей цепочки ударно-взрывных изменений пород мишени является образование импактного расплава. Однако, такой богатый спектр изменений мы можем наблюдать только в хорошо сохранившихся астроблемах, диагностика которых не представляет особой проблемы на современном уровне исследований.

Если же мы имеем дело с эродированными ударно-взрывными структурами, то наиболее выразительные признаки импактного воздействия, которые обычно сконцентрированы в аллогенном выполнении кратерной воронки, как правило, легко уничтожаются, и на месте астроблем малого и среднего масштаба чаще всего остаётся только линза подкратерной брекчии. Набор достоверных признаков ударного метаморфизма в таком случае резко снижается, а большинство деформаций становится слабо выраженным и не всегда однозначным. Особенно это присуще для эродированных астроблем, которые образовались на осадочных мишенях /4,5,12,14/.

Поскольку слабый ударный метаморфизм "пограничного типа" изучен недостаточно, для его идентификации приходится прибегать к аналогиям, используя для сравнения соответствующий материал из заведомо импактных структур или мест ядерных взрывов.

В Чукчинской котловине обнаруженные следы импактного воздействия выражены слабо и спектр их очень фрагментарен. Эти

следы прослежены на уровне импактных фаций, а также макро- и микродеформаций пород и минералов.

7.1. Импактные фации в Чукчинской котловине.

При маршрутном обследовании северного и западного склонов Чукчинской котловины были встречены скальные обнажения и осыпи пород фундамента, представленные монотонно падающими к северо-западу под крутыми углами различными сланцами верхней части разреза пород ждановской свиты, как правило, пронизанные многочисленными кварцевыми жилами.

У подошвы западного склона котловины (точки наблюдения №№ 10, 11) были встречены светлоокрашенные кремнистые доломиты из нижней части разреза ждановской свиты. Эти породы в разной степени раздроблены, а кое-где измельчены до состояния сыпучих пылевидных масс в зонах перетиранья. Здесь же неожиданно отмечено залегание пород, не свойственное для района и наклонное к центру котловины: азимут падения 27° , угол падения $65-70^{\circ}$. Такой же, несогласный с общим падением моноклинали замер залегания пород чукчинской серии, имеющих близкий к центростремительному наклон к центру котловины, был сделан предшественниками на восточном борту котловины (рис. 4): азимут падения 240° , угол падения 55° .

Степень трещиноватости пород по пройденному в бортовой части котловины маршруту не выглядит аномальной в сравнении с обычными тектоническими дислокациями, и в этом отношении Чукчинская структура напоминает глубоко эродированную Логанчинскую астроблему /3/, на бортах которой скальные породы цоколя практически лишены макроскопических признаков ударного метаморфизма.

Район центрального поднятия котловины (точки наблюдения №№ 12-14) представляет пёстрое чередование блоков различных пород ждановской свиты: светло-серых и желтовато-серых доломитов, светлых и тёмно-серых филлитовидных и кристаллических сланцев. На покатом караваеобразном холме центрального поднятия блоки этих пород выделяются как невысокие глыбовые развалы

или щебенчатые курганы. Промежутки между блоками заполнены пёстрой смесью из мелких обломков различных пород. Отчасти эта смесь имеет элювиально-делювиальную природу, а отчасти может быть связана с соответствующим состоянием связующей массы блоков. Блоки сланцев интенсивно раздроблены, вплоть до состояния дресвы на отдельных участках; блоки карбонатных пород сохраняются в виде глыбовых развалов.

На аэрофотоснимках площадь центрального поднятия обладает своеобразной структурой мегаобломочной смеси, благодаря чему поднятие контрастно отличается от монотонных пространств окружающих территорий. Аэровизуальный облик этого поднятия очень похож на поля мегабрекчий Попигайской и Карской астроблем, которые автору приходилось дешифровать. Отдешифрованные и заверенные маршрутом контуры блоков центрального поднятия Чукчинской котловины, размеры которых колеблются от первых десятков до 300 метров, показаны на врезке рис. 4.

Мегаобломочная структура массива пород центрального поднятия котловины, характеризующая его как хаотическую смесь различных блоков исходных пород, многие из которых испытали сильное дробление, позволяет, по мнению автора, отнести этот массив к одной из донных фаций сложных кратеров — к мегабрекчиям и раздробленным породам центрального поднятия импактных структур. Именно такие образования, испытавшие быстрое возвратно-центростремительное движение на стадии ранней модификации кратерной структуры, слагают массивы пород в осевой части астроблем сложного типа. Степень ударного метаморфизма в породах центральных поднятий астроблем в зависимости от глубины эрозионного среза может быть невысокой или демонстрировать даже полное отсутствие макро- и микропризнаков ударного воздействия.

Мегабрекчии и раздробленные породы центрального поднятия являются пока единственной импактной фацией, обнаруженной в Чукчинской котловине.

7.2. Ударно-метаморфические макродеформации в породах Чукчинской котловины.

Ударный метаморфизм горных пород в импактных структурах характеризуется определённым набором макроскопических признаков, из которых на первое место можно поставить конусы разрушения и брекчии "грис", давно уже используемые в качестве критериев ударной нагрузки. Ряд других признаков, описанных в породах с заведомым ударным метаморфизмом (из астроблем и мест ядерных взрывов), известен гораздо меньше из-за своей слабой изученности и проистекающего отсюда отсутствия чётких критериев, которые могли бы разграничивать такие низкоамплитудные ударно-волновые деформации от тектонических.

Из "пограничных" следов слабого ударного метаморфизма можно назвать ударный кливаж, описанный для мест ядерных взрывов /19/ и Логанчинской астроблемы /3/, ударные зеркала скольжения (астроблема Шийли /4/) и совершенную "полевошпатовую" спайность кварца, встреченную автором в попигайских импактитах.

В мегабрекчиях центрального поднятия Чукчинской котловины брекчии "грис" и конусы разрушения не обнаружены, возможно, в связи с недостатком времени на обследование. Из ударно-метаморфических макродеформаций здесь отмечены только ударный кливаж (рис. 5) и совершенная спайность в обломках широко распространённого жильного кварца.

Ударный кливаж по кварцевым массам представляет 1-2 или несколько систем плоскостных трещин. Трещины каждой системы субпараллельны друг другу или пересекаются под пологими углами. Сеть трещин превращает породу в клиновидно-пластинчатую мозаику обломков. Механическая прочность всего агрегата при этом остаётся значительной и, вероятно, мало чем отличается от монолита. По данным /18/ субпараллельные трещины ударного кливажа представляют упругие деформации, то-есть, возникли при импульсных нагрузках ниже предела динамической упругости кварца (менее 3,5 ГПа).

Совершенная спайность на поверхности кварцевых обломков выражается как зеркально-блестящие, очень тонкослоистые повер-

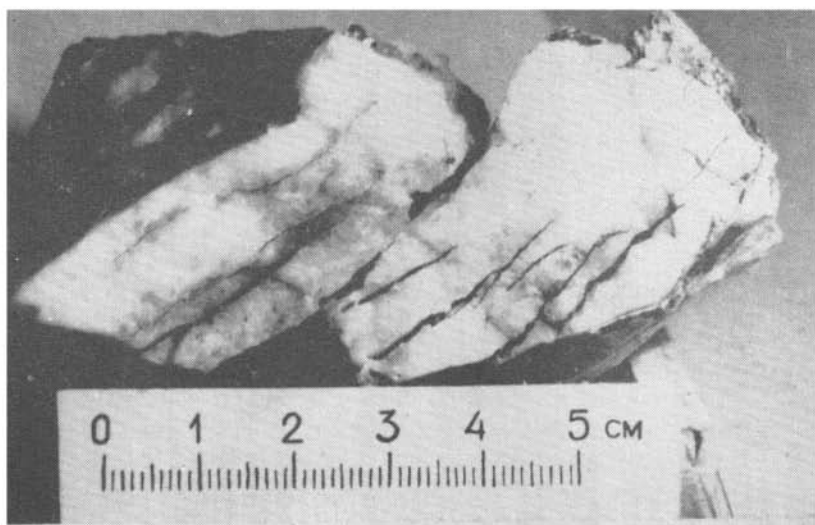


Рис. 5. Ударный кливаж в кварце из центрального поднятия Чукчинской котловины. Образец № Ч-14.

хности гладких, чётких параллельных отколов, аналогичные тем, которые можно было бы встретить у полевых шпатов. Эти поверхности отличны от той грубой рассланцовки или разлистовки, которая свойственна деформированному кварцу из тектонитов.

Аналогичная совершенная спайность наблюдалась автором в кварце из апогнейсовых импактитов Попигайского кратера (глыбы мегабрекчии на западном борту кратера, обнажение № 1073). Других признаков ударного метаморфизма в этих глыбах не обнаружено, и отмеченная спайность кварца является единственным макроскопическим свидетельством слабого ударного метаморфизма для этой однозначно импактной брекчии. Микроскопическая причина такой спайности в кварце из импактитов будет показана в следующем подразделе.

По-видимому, крайне редко, но совершенная спайность может встречаться и в кварце, не испытавшем ударного воздействия: единственный известный автору пример такого рода можно назвать

для кварца из горы Хрустальной в окрестностях Екатеринбурга. Подробнее причина этой спайности будет также отмечена ниже.

Поскольку заведомо импактные прецеденты описанных макродеформаций (кливаж и совершенная спайность) встречены в кварце и по другим астроблемам, их проявления в породах Чукчинской котловины можно считать связанными с ударным метаморфизмом.

7.3. Ударно-метаморфические микродеформации в породах Чукчинской котловины.

Микроскопические признаки ударного метаморфизма в различных породообразующих минералах образуют богатую и довольно специфическую палитру изменений, особенно характерную для кварца: различные планарные структуры, снижение оптических констант и в дальнейшем полная изотропизация вначале в твёрдой фазе (диалектическое стекло), а затем и в результате плавления (лешательериты). Кроме того, продвинутые стадии изменения сопровождаются микроструктурами неустойчивого течения на границах раздела плавившихся масс, а специально для кварца можно добавить появление микроструктур, связанных с образованием высокобарических полиморфов.

Планарные структуры в кварце являются одним из самых широко распространённых признаков импактного воздействия и возникают в широком диапазоне ударных давлений: от самых низких, едва только превышающих динамический предел упругости этого минерала (3,5 – 12 ГПа), или даже меньших, чем данный предел, до максимально высоких, порядка 45 – 50 ГПа, когда кварц превращается в диалектическое стекло переходного к лешательериту типа.

Среди планарных структур в ударно-метаморфизованном кварце выделяются следующие типы:

- а) планарные трещины;
- б) ламеллы деформации (полосы смятия и механические двойники);
- в) планарные элементы (тончайшие оптические неоднородности со световым эффектом типа полосы Бекке).

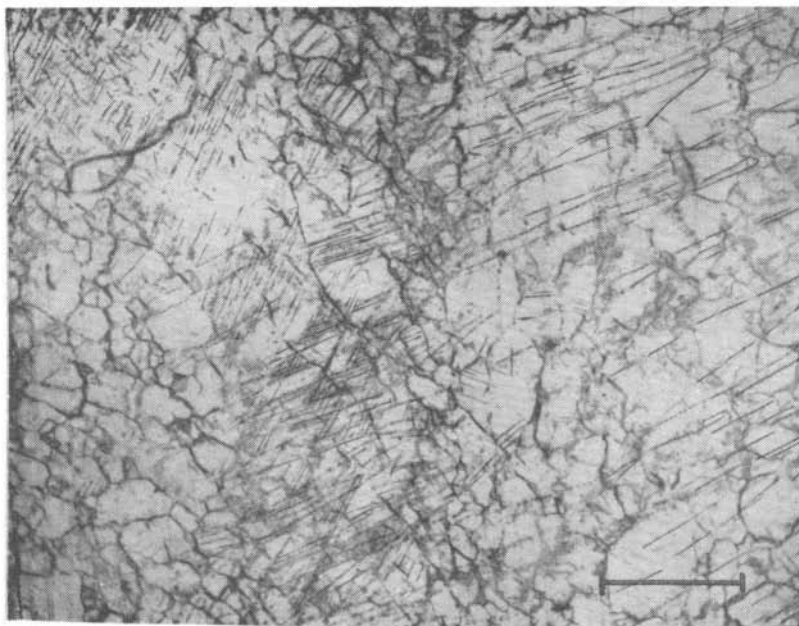


Рис. 6. Планарные структуры разных типов в кварце из центрального поднятия Чукчинской котловины. В центре - зёрна минерала с ламеллями и планарными элементами, слева - зёрна минерала с планарными трещинами. Обзорный снимок части шлифа Ч-14/6, масштаб 0,5 мм.

Тип планарных элементов по Д.Штоффлеру /23/ имеет следующие разновидности: декорированные, недекорированные, гомогенные и заполненные. Образование планарных элементов повидимому связано со скольжением вещества на уровне кристаллической решётки, вызванным высокими скоростями деформации и сдвигом при распространении ударной волны.

Из микроскопических признаков ударного метаморфизма в кварце из брекчий центрального поднятия Чукчинской котловины были обнаружены планарные трещины, ламелли деформации и планарные элементы (рис. 6). Макроскопически обломки такого кварца "забелены" тончайшей трещиноватостью, а в кристаллах ми-

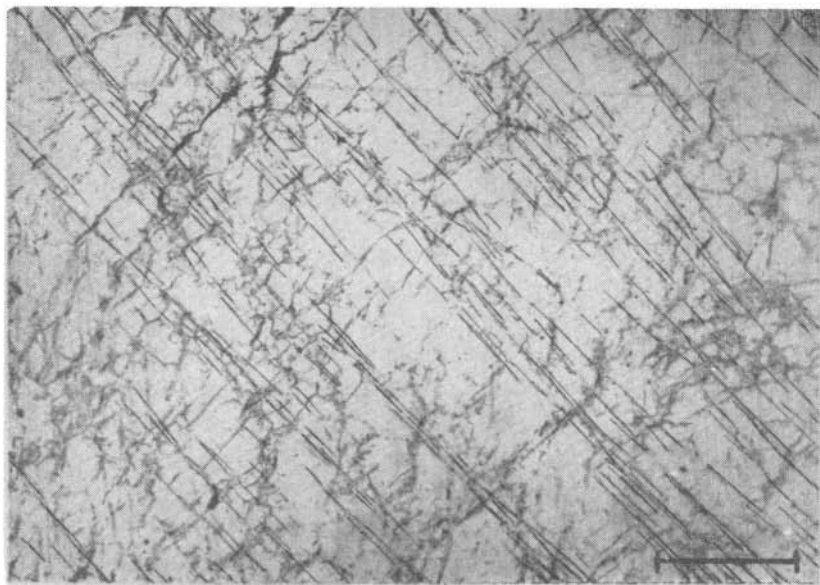


Рис. 7. Планарные трещины и их пакеты, создающие совершенную спайность кварца на визуальном уровне. Центральное поднятие Чукчинской котловины, шлиф Ч-14/6, масштаб 0,5 мм.

нераля наблюдается совершенная спайность. Под микроскопом зёрна кварца часто являются оптически-разупорядоченными, обладая волнистым или клиновидно-мозаичным погасанием.

Планарные трещины представляют параллельные ряды дислокаций, образующие в пределах кристаллического индивида не более одной системы. Каждая такая система может представлять серию равномерно дистанцированных трещин с шагом между ними от первых десятков микрометров до 0,5 миллиметра, однако гораздо чаще трещины распределены неравномерно и группируются в пакеты, дистанцированные друг от друга на несколько десятков или сотен микрометров. Каждый отдельно взятый пакет состоит из нескольких (3-10 штук) на порядок более сближенных трещин (рис. 7), кулисообразно заходящих одна за другую. Протяжённость индивидуальных трещин в пакете - от 0,2 до 1 - 2 миллиметров, в то

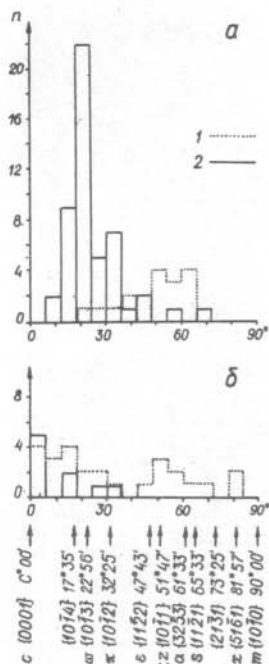


Рис. 8. Гистограмма распределения ориентировок полюсов планарных структур в кварце относительно оси С минерала:

а - кварц из центрального поднятия Чукотской котловины, шлифы серии 4-14/6;

б - кварц с совершенной спайностью из апогнейсовых импактитов, мегабрекчия западного борта Полигайского кратера, шлифы № 1073 а-б.

1 - планарные трещины; 2 - ламеллы деформации и планарные элементы.

время как протяжённость самого пакета определяется размерами кристалла и может достигать нескольких сантиметров. Крупные зёрна кварца обычно обладают своей собственной ориентацией трещин, но нередки случаи, когда системы трещин переходят из одного индивида в другой, лишь незначительно изменяя своё направление и плотность.

Совершенная спайность кварца связана с участками развития планарной трещиноватости. Ориентировка полюсов планарных трещин, которую можно видеть на рис. 8-а, показывает, что часть из этих дислокаций сопоставима с наиболее частым случаем проявления несовершенной спайности кварца по ромбоэдру $\Gamma, Z \{10\bar{1}1\}$, который известен в литературе [11]. Кроме того, в чукотском кварце встречены не описанные в справочной работе [11] ориентировки совершенной спайности, сопоставляемые с поверхностью $\alpha \{32\bar{5}3\}$ (под углами $59-62^\circ$ к оси С минерала), а также плоскости спайных трещин, ориентированные под углами $36-39^\circ$ к оси С минерала и по другим направлениям. Возможно, что указанные проявления спайности, которые по степени совершенства и по ориентации отличны от описанных дислокаций в тектонически-деформированном кварце, являются призна-

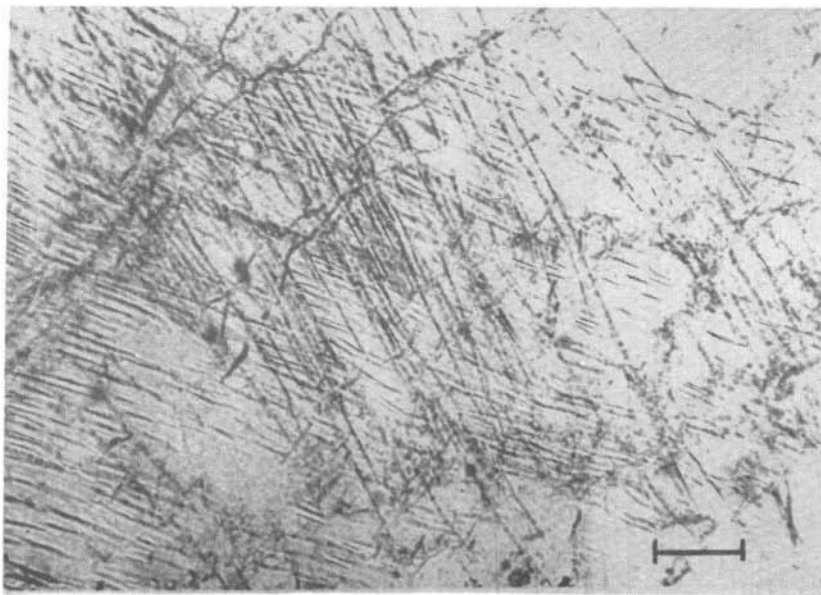


Рис. 9. Планарные элементы в кварце из пород центрального под-
нятия Чукчинской котловины. Шлиф Ч-14/6, масштаб 100 мкм.

ками исключительно импактной природы, однако этот вопрос тре-
бует специального изучения.

В отличие от импактных проявлений совершенной спайности в кварце (как, например, в Попигайской астроблеме), которые свя-
заны с планарной трещиноватостью, совершенная спайность в ква-
рце горы Хрустальной, о чём уже упоминалось в предыдущем под-
разделе, имеет другую природу. Она связана с "полисинтетичес-
кими" двойниковыми структурами, которые отражают условия роста
или деформации минерала.

Ламелли деформации в чукчинском кварце присутствуют как
равномерные или пакетно-скоцентрированные системы параллель-
ных пластинок толщиной до 5-10 микрометров каждая. Плотность
этих дислокаций различна, и расстояния между пластиночками мо-
гут меняться от соизмеримых с их толщиной до на порядок боль-

ших (50–100 микрометров). Погасание ламеллей отличается от минерала-хозяина на некоторый малый угол, порядка $2-3^\circ$. В пределах отдельного зерна кварца ламелли деформации чаще всего образуют одну систему, но встречаются зёрна с двумя системами этих дислокаций. Если планарные трещины и ламелли деформации встречаются совместно, то последние образуют оперяющую систему по отношению к трещинам.

Планарные элементы в чукчинском кварце образуют сгущенные, с шагом до 5–10 микрометров, оптические неоднородности, иногда напоминающие тончайшие ламелли (рис. 9). В отдельно взятом зерне минерала наблюдается от одной до двух систем таких деформаций. По отношению к планарным трещинам эти структуры также являются оперяющими.

Как и ламелли деформации, планарные структуры, образующие свою систему в каждом отдельно взятом зерне кварца, за пределы последнего не выходят. Если такое зерно имеет волнистое или клиновидно-мозаичное погасание, то эти деформации соответствующим образом слегка изгибаются при переходе системы из одного сектора кристалла в другой. В проходящем свете планарные элементы и ламелли деформации на участках своего сгущения придают зерну буроватую окраску, что может быть связано с колебаниями оптических констант в результате массовых субмикронных дислокаций или сверхтонкой перекристаллизации минерала.

Ориентировка полюсов планарных элементов и ламеллей (рис. 8-а) характеризуется чёткими максимумами распределения, соответствующими поверхностям ω $\{10\bar{1}3\}$ и $\{10\bar{1}4\}$, в меньшей степени поверхности π $\{10\bar{1}2\}$.

Особенности всех типов планарных микродеформационных нарушений в кварце из мегабрекчий центрального поднятия Чукчинской котловины, и в первую очередь, кристаллографическая ориентация ламеллей и планарных элементов, позволяют рассматривать их как петрографические следы слабого ударного метаморфизма, возникшие в пластическом режиме нагружения. Однако, та часть планарных трещин, которая образует трансгранулярные системы, переходящие из одного кристаллического индивида в другой, ви-

димо представляет уже упругие деформации, которые возникли при импульсных нагрузках ниже динамического предела упругости кварца.

Минимальные значения ударных давлений, при которых различные планарные структуры создаются в кварце экспериментально, колеблются от 5 ГПа (планарные трещины в кварце из мест ядерных взрывов и в экспериментах на лабораторных мишенях, данные /8/) до 8 ГПа (планарные трещины и планарные элементы в экспериментах /1/), то-есть, находятся в диапазоне возможных значений динамического предела упругости кварца. При этом отмечено, что планарные трещины возникают при более низких нагрузках, чем планарные элементы. Если принять во внимание, что длительность ударно-волновых явлений в Чукчинском импактном событии на 3 - 5 порядков превосходила экспериментальную, то можно допустить, что основная часть планарных структур в изучавшемся кварце возникла при самых минимальных нагрузках режима пластической деформации - от 3,5 до 5 ГПа. Что касается планарных трещин, образующих сквозные системы в агрегатах кварцевых зёрен, то их образование можно связывать с более низкими, чем динамический предел упругости кварца (3,5 ГПа) давлениями.

Микродеформации в кварце из других астроблем. В слабо импактированном кварце из глыб апогнейсовой мегабрекчии на западном борту Попигаевского кратера (обнажение № 1073), который обладает совершенной спайностью, при микроскопическом изучении были обнаружены сходные с чукчинскими образцами системы планарных трещин с равномерным или пакетным распределением в зерне (рис. 10). Пакеты состоят из коротких, тесно сближенных, кулисообразно заходящих друг за друга дислокаций. Иногда к этим трещинам добавляются слабо выраженные планарные элементы. Однако, при микроскопическом сходстве планарных трещин в кварце из попигайских и чукчинских пород имеются различия в их кристаллографической ориентировке. Планарные трещины в попигайском кварце наряду с максимумом по ромбоэдру $g,z \{10\bar{1}1\}$ обладают ещё максимумами в области $\{10\bar{1}4\}$ и базальной с $\{0001\}$ (рис. 8-б).

Причины таких различий неясны, но возможно, связаны с вещественным составом пород и разной продолжительностью импульса

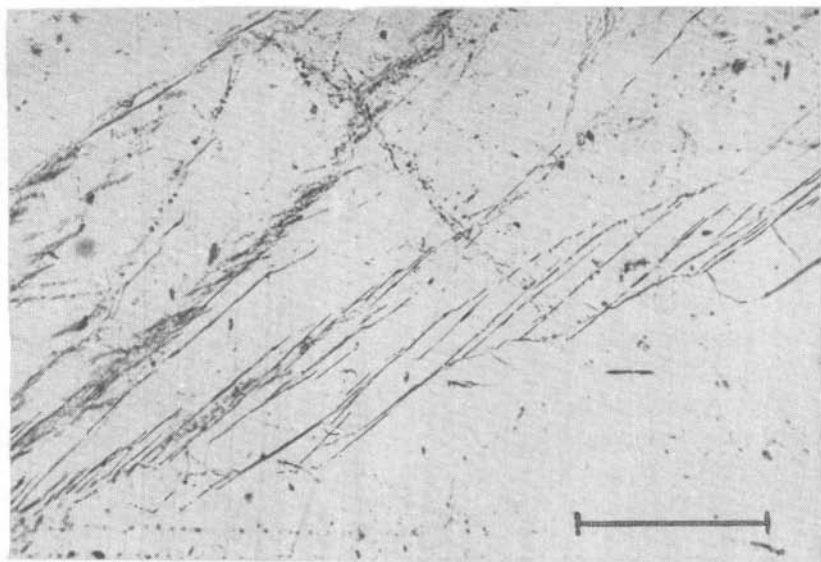


Рис. 10. Пакеты спайных трещин в кварце из апогнейсовых импактитов, мегабрекчия западного борта Попигаевского кратера. Шлиф № 1073-б, масштаб 0,5 мм.

для Попигаевского и Чукчинского импактных событий.

8. ГЕНЕЗИС ЧУКЧИНСКОЙ КОТЛОВИНЫ И РЕКОНСТРУКЦИЯ НЕКОТОРЫХ ПАРАМЕТРОВ ИМПАКТНОГО СОБЫТИЯ.

Морфология Чукчинской котловины напоминает типичный импактный кратер сложного типа с центральным поднятием, и в то же время выглядит явно наложенной по отношению к геологическим структурам района, не проявляя никакой связи с формами рельефа, возникшими на их основе. Поэтому эндогенный или экзогенный геологический генезис котловины выглядит маловероятным, в то время как импактный не встречает возражений с точки зрения морфологии.

Мегабрекчии являются одной из характерных импактных фа-

ций астроблем, и тот факт, что они имеются в котловине, служит одним из прямых доводов в пользу импактного происхождения последней. Кроме того, наличие мегабрекчий в центральном поднятии котловины хорошо согласуется с геологическим строением глубоко эродированной астроблемы, но в то же время было бы неожиданно для эрозионной или просядочной тектонической структуры.

Важное значение для суждения о генезисе Чукчинской котловины имеют макроскопические и микроскопические признаки ударного метаморфизма, найденные в кварце из брекчий этой структуры.

Совокупность названных признаков позволяет, по мнению автора, обоснованно связывать генезис Чукчинской котловины с импактным событием и считать её ударно-взрывным кратером.

Отсутствие кратерного вала, а также целой группы импактных фаций, принимающих обычно участие в структуре аллогенного выполнения кратерных воронок, указывает, что Чукчинская котловина представляет глубоко эродированную астроблему. По аналогии со стандартным строением импактных структур сложного типа можно считать, что в Чукчинской астроблеме сохранилась только часть нижнего структурного яруса — линза аутигенного дробления и ядерная часть зоны пластического течения, слагающая массив мегабрекчий центрального поднятия.

Теория импактного кратерообразования позволяет сделать ряд параметрических оценок ударно-взрывного события, имеющих определённый общепознавательный интерес. Базовой основой для таких оценок является величина диаметра кратера, из которой стандартным образом рассчитываются энергетические и геометрические параметры процесса.

Современный диаметр Чукчинской котловины в плоскости с высотной отметкой + 200 метров составляет 6 — 6,2 километра. С одной стороны, такая величина диаметра несколько завышена за счёт процессов боковой эрозии, расширивших воронку кратера в сравнении с его исходными размерами на уровне этой плоскости. С другой стороны, в проекции на древнюю поверхность мишени, где протекало импактное событие (как минимум, это были высотные отметки от + 270 до + 320 метров), размеры воронки были

явно большими, чем в сечении плоскости + 200 метров. Поэтому, без особой погрешности, в качестве средней величины, которая комплексно погашает как тенденции завышения, так и занижения, можно принять современный диаметр котловины в гипсометрическом сечении + 200 метров, то-есть, 6 километров. Эта величина в качестве диаметра кратера Чукчинской астроблемы использована для нижеследующих оценок.

1. Энергия Чукчинского взрыва согласно формуле М.Денса с соавторами /17/ для земных гравитационных кратеров

$$E = 2,4 D^{3,4}$$

(где D - диаметр кратера в километрах, а E - энергия взрыва в мегатоннах тротилового эквивалента) определяется в $1,06 \cdot 10^3$ Мт или $4,4 \cdot 10^{18}$ Дж.

2. Масса Чукчинского космического тела, считая удар вертикальным, а скорость V столкновения средней для метеоритов, налетающих на Землю, то-есть, 24,6 км/с /22/, на основе оцененной энергии взрыва по формуле

$$E = mV^2/2$$

оценивается в 14,5 млн тонн; при этом диаметр Чукчинского тела, если его представлять сферой, составил для варианта железного метеорита с плотностью $7,9 \text{ г/см}^3$ 150 метров, а для варианта каменного метеорита типа хондрита L- или H-группы (плотность $3,5 \text{ г/см}^3$) - 200 метров.

3. Глубина взрыва, или расстояние, на которое метеорит успевает проникнуть в мишень, прежде чем передаст ей свою кинетическую энергию, составляющая обычно от 1 до 1,5-2 диаметров упавшего тела (в зависимости от его плотности) для Чукчинского импактного события оценивается величиной порядка 300 метров (1,5 диаметра для каменного и 2 диаметра для железного метеорита).

4. Затухание ударной волны на вертикальной оси под центром взрыва, исходя из формулы /17/

$$P = 0,2 E^{0,9} z^{-2,7}$$

(где P - давление на фронте ударной волны в килобарах, E - энергия взрыва в мегатоннах, а z - глубина положения той или иной

изобары в километрах под центром взрыва) оценивается следующим образом:

P, ГПа	100	60	30	20	10	5	1
z, км	0,47	0,57	0,73	0,85	1,11	1,43	2,6

Для оценки положения той или иной изобары относительно поверхности мишени к вычисленным значениям необходимо добавить глубину проникновения метеорита в мишень - 300 метров.

5. Объём зоны импактного плавления, если её представлять полусферой, которая ограничена изобарой в 60 ГПа, составляет около 0,4 кубического километра.

6. Глубина эскавационной впадины d_3 , или граница в линзе аллогенно-активизированных пород мишени, которая отделяет зону баллистической эскавации, на основе зависимости, предложенной Р.Гривом (по /9/)

$$d_3 = 0,06 D^{1,1}$$

(где D - диаметр кратера в километрах) для Чукчинской астроблемы оценивается в 430 метров.

7. Общая глубина эскавации h_3 и глубина зоны турбулентного течения z_3 . В заключение приведём оценку осевой глубины ещё двух важных границ, возникающих в мишени в процессе импактного кратерообразования: общей глубины эскавации h_3 (или границы раздела аллогенных и аутигенных импактитов) и границы раздела зон пластического и турбулентного течения в линзе аллогенно-активизированных пород (z_3).

Качественно, в понимании автора, обе эти границы характеризуются в работе /4/. В частности, в зоне турбулентного течения формируется центробежный донный поток, а в зоне пластического течения происходит связанное движение материала, образующего центральное поднятие. Граница раздела обеих зон представляет поверхность так называемого "истинного дна" кратера. За

ж - Здесь же можно добавить, что импактные изменения пород мишени в основании линзы аллогенной активизации должны быть очень слабы и ограничены деформациями типа разломов и трещин,

счёт образования центрального поднятия эта поверхность деформировалась на стадии ранней модификации кратера.

По предложенной автором зависимости, которая рассматривается в работе /5/, а дополнительные комментарии к ней излагаются в Приложении (см. ниже), общая глубина эскавации h_0 оценивается для Чукчинской астроблемы в 2,5 километра, а глубина границы раздела зон пластического и турбулентного течения f_0 - в 770 метров. Отметим, что глубины h_0 и f_0 оцениваются для вертикальной оси симметрии астроблемы, считая от поверхности мишени, и могут экстраполироваться конформно изобарам ударной волны повидимому только в некотором ограниченном шаровом секторе возвратно-центростремительных движений, где изобары ударной волны и волн разгрузки примерно параллельны друг другу.

Исходя из полученных выше оценок, можно произвести реконструкцию Чукчинского импактного события и представить схематический разрез одноимённой астроблемы, который приводится на рис. II. Профиль кратерного дна показан в предположении, что высота центральной горки по оси структуры достигала уровня палеоповерхности мишени. Если на предполагаемый разрез астроблемы наложить современный профиль Чукчинской котловины (с учётом степени ударного метаморфизма брекчий центрального поднятия, с

судя по амплитуде ударных волн на таком расстоянии. Поэтому в своём первоначальном значении - как существенно преобразованные (вплоть до импактного плавления, по /10/), но оставшиеся на месте своего залегания под дном кратера породы мишени - термин "аутигенная брекчия" становится неуместен для средних и крупных астроблем. Материал, залегающий в этих структурах непосредственно под дном кратера и имеющий следы сильного ударного метаморфизма, непременно испытал быстрые связанные движения большой амплитуды во время образования центрального поднятия и относится уже к зоне пластического течения. А материал, оставшийся в исходном залегании под линзой аллогенной активизации, изменён слишком слабо, чтобы считаться брекчией. Понятие "аутигенная брекчия" было введено на раннем этапе изучения астроблем, преимущественно малых по размерам, когда исследователь, поражённый интенсивной перемешанностью импактитов в кратерной воронке, ниже линии дна кратера встречал породы мишени, которые сохраняли свою структуру и текстуру, а также многие элементы исходного залегания и поэтому казались неизблевыми.

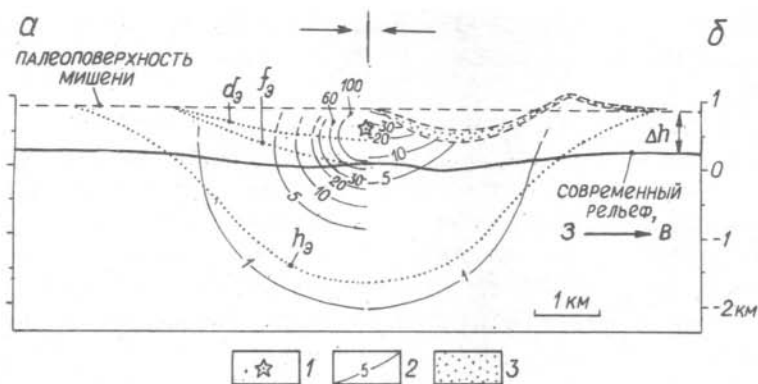


Рис. 11. Реконструкция Чукчинского импактного события и созданной этим событием астроблемы, радиальные разрезы: а - начальные стадии процесса, б - конечная структура астроблемы.

I - "центр" взрыва; 2 - изобары ударной волны, в ГПа; 3 - аллогенное выполнение кратерной воронки.

$d_э$ - рубеж зоны баллистической эскавации по Р.Гриву /9/;
 $f_э$ - граница раздела зон пластического и турбулентного течения (первоначальное положение линии "истинного дна" кратера); $h_э$ - общая глубина эскавации, отмечающая подошву зоны пластического течения, то-есть, нижнюю границу линзы аллогенно-активизированных пород мишени; Δh - амплитуда эрозионного среза на современном этапе.

импульсной нагрузкой не более 5-7 ГПа), то получаются следующие выводы:

1) все импактиты аллогенного выполнения кратерной воронки Чукчинской астроблемы уничтожены эрозией;

2) уровень палеоповерхности пород мишени располагался значительно выше - примерно на 600 метров - чем современная поверхность выравнивания.

При известной условности последней оценки качественный вывод о значительной площадной денудации района после образования астроблемы остаётся справедливым, и в следующем разделе это обстоятельство будет использовано в оценке времени события.

9. ВОЗРАСТ ЧУКЧИНСКОЙ АСТРОБЛЕМЫ И НЕКОТОРЫЕ ЗАКЛЮЧЕНИЯ О ЕЁ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ.

По наиболее древним отложениям заполняющего комплекса, а также с учётом того, что ко времени санчуговской трансгрессии на месте структуры уже существовала глубокая депрессия рельефа, верхний рубеж возраста Чукчинской астроблемы оценивается как доплиоценовый. Прямим указанием на это является более глубоко-водный характер плиоцен-среднечетвертичных отложений в Чукчинской котловине по сравнению с соответствующими осадками на окружающих территориях.

Нижний рубеж возраста астроблемы формально оценивается как постпалеозойский по наличию в составе мишени интрузивных пермских пород Оленьинского гранодиорит-лейкогранитового комплекса.

Других стратиграфических данных для уточнения столь широкого интервала возможных датировок астроблемы больше нет. Ничего не уточняет в отношении возраста события и анализ положения Чукчинской котловины по отношению к палеогеновой поверхности выравнивания, нивелирующей Коломейцевско-Устьтаймырскую морфоструктуру. Относительно этой поверхности Чукчинская котловина может быть как наложенной, так и более древней, поскольку астроблема как структура с вертикальной мощностью во много сотен метров может существовать сколь угодно долго в условиях равнинного развития территории, пока не будет срезана эрозией или вскрыта каньонами речной сети.

Однако, если вместе со сведениями по мезо-кайнозойской истории развития района учесть вывод о значительной — до 600 метров — амплитуде эрозионного среза, то возраст Чукчинского импактного события можно оценить более определённо. Для этого нужно ответить на вопрос — чем была сложена та часть разреза пород мишени, которая денудирована?

По наличию островка средне- и верхнеюрских угленосных континентальных отложений, расположенного неподалёку от Чукчинской астроблемы, в одной из неглубоких котловин палеогенового рельефа Коломейцевско-Устьтаймырской морфоструктуры (среднее

течение реки Малиновского) можно заключить, что денудированная часть разреза мишени была в основном представлена рыхлыми мезо-кайнозойскими отложениями, которые накопились в эпоху равнинного развития территории, в юрско-меловое и частично раннепалеогеновое время.

Тогда Чукчинская астроблема не могла появиться прежде, чем возникла достаточно мощная толща рыхлых мезо-кайнозойских отложений. Не могла астроблема возникнуть и после денудации этих отложений, в эпоху среднепалеогеновой активизации региона, когда возникла древняя поверхность выравнивания, сохранившаяся и поныне. Поэтому ориентировочно время образования астроблемы коррелирует с эпохой существования максимального по мощности чехла рыхлых отложений, то-есть, с интервалом от позднего мела до раннего палеогена. На этой оценке возраста события мы и остановимся.

В геологической истории Чукчинской астроблемы и её обрамления намечаются следующие этапы.

В результате воздымания Коломейцевско-Устьтаймирской морфоструктуры приблизительно в среднем палеогене произошла денудация рыхлых мезокайнозойских и части скальных пород протерозоя и палеозоя. Сформировалась палеогеновая поверхность выравнивания. Потеряв верхние этажи своего аллогенного структурного яруса (примерно до урвня современных высотных отметок + 200 метров), Чукчинская астроблема продолжала существовать как линия подкратерной брекчии, расположенная в центре выположенной воронки рельефа, которая имела диаметр около 15-20 километров и центробежную систему гидросети. Остатки этой воронки прослеживаются в обрамлении Чукчинской котловины в пределах высотных отметок от + 200 до + 270-300 метров. В пределах центрального поднятия астроблемы, которое могло выражаться в рельефе небольшой горкой, ещё сохранялись породы со следами ударного метаморфизма средней интенсивности (отвечающие импульсным нагрузкам порядка 10-20 ГПа).

Перед началом санчуговской трансгрессии, предположительно в миоцене, произошло дальнейшее воздымание Коломейцевско-Устьтаймирской морфоструктуры, в результате которого сформировался

крутой уступ рельефа, ограничивающий юго-восточный фланг этого поднятия. Здесь началось интенсивное расчленение местности каньонами речной сети, и по одному из них, принадлежавшему Палеочукче, была вскрыта линза подкратерной брекчии астроблемы. Сравнительно быстро раздробленные породы этой линзы были эродированы до современного уровня скального ложа дна котловины. В это время практически полностью сформировался современный морфологический облик котловины: центральная горка, кольцевой тальвег, чашевидные склоны. Началась интенсивная бортовая эрозия с образованием каньоновидных долин впадающих ручьёв.

Последовавшая затем в плиоцен-среднечетвертичное время санчуговская трансгрессия остановила этот процесс и захоронила котловину под рыхлой толщей морских осадков. После кратковременного осушения и частичной эрозионной реставрации котловины, к остаткам санчуговских слоёв добавились озёрные отложения, сопоставляемые с казанцевской трансгрессией позднего плейстоцена, когда в котловине возник полузамкнутый бассейн озёрного типа.

Современное поднятие территории, которое оказалось несколько более ускоренным для смежной с районом Шренк-Мамонтовской депрессии, обозначило последний этап очищения котловины от рыхлых неоген-четвертичных отложений и продолжило расчленение её склонов впадающими ручьями.

10. ПРЕДЛОЖЕНИЯ ДЛЯ БУДУЩИХ ИССЛЕДОВАНИЙ.

Весьма ограниченное время, которым располагал автор для полевых наблюдений, не позволило произвести достаточно полный осмотр котловины, особенно в районе центрального поднятия, где можно обнаружить новые признаки ударного метаморфизма. Однако, из общих подходов и теоретической модели, использованной в работе, следует, что находки пород, испытавших ударный метаморфизм средней интенсивности, а тем более импактное плавление, для Чукчинской астроблемы маловероятны.

В бортах котловины, особенно в её юго-западном и юго-восточном секторах, можно встретить дислокации, отвечающие самым

нижним этажам зоны аллогенной активизации пород мишени.

Возможно, представит интерес — на предмет выявления перетолженных обломков ударно-метаморфизованных пород — знакомство с образцами керна скважин, которые пройдены в заполняющем комплексе астроблемы работниками Центрально-Арктической экспедиции "Севморгео". Во время посещения этой экспедиции автору такой возможности не предоставили.

Большой интерес для подтверждения сделанных выводов и реконструкций будут иметь данные детальных геофизических работ, которых по объекту пока не имеется.

II. БЛАГОДАРНОСТИ.

Автор признателен геологу В.Н.Лагутенко (Екатеринбург) и студентам Новосибирского университета И.А.Морозову и К.О.Яковлеву, принимавшим участие в полевом обследовании Чукчинской котловины. Бесценным вкладом, без которого публикация данной работы оказалась бы невозможной, стала финансовая поддержка издательских расходов со стороны коллеги по институту доктора Н.П.Похиленко.

ПРИЛОЖЕНИЕ.

Качественная зависимость скорости выбросов от глубины эскаваций для импактных событий разного масштаба.

Диаграмма, отражающая указанную зависимость, была рассмотрена в работе /5/ и позволяет оценить положение на оси импактной структуры, которое занимают нижняя граница зоны аллогенной активизации пород мишени (общая глубина эскавации h_3) и граница раздела зон пластического и турбулентного течения r_3 . За основу при построении этой зависимости были приняты следующие принципы.

I. Рассматривается серия стандартных импактных событий, протекающих на гомогенной мишени во время вертикального паде-

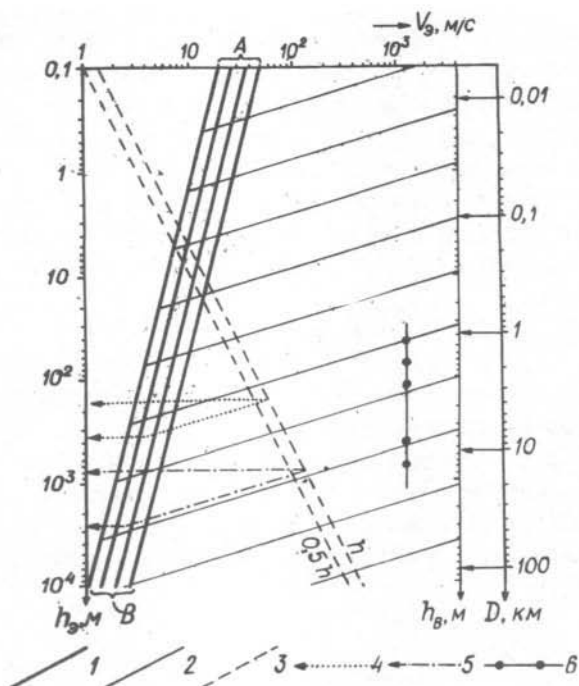


Рис. 12. Предполагаемая зависимость скорости выбросов V_e от глубины эскавации h_e материала мишени для кратерообразования при стандартных импактных событиях разного масштаба.

1 - минимальные скорости выбросов (семейство линий AB); 2 - затухание скорости выбросов под "центрами" взрывов, имеющих разную глубину h_e (семейство линий $V_e = f(h)$); 3 - предельные скоростные рубежи, необходимые для эскавации материала с глубины h до поверхности мишени (линия h) или до половины этого пути (линия $0,5h$); 4 - оценки верхнего (r_a) и нижнего (h_a) рубежей зоны пластического течения для Аризонского метеоритного кратера; 5 - то же самое для Чукчинского импактного события; 6 - глубины баллистической эскавации (d_a) по Р.Гриву [9] для расчётного кратера с энергией взрыва в 1 Mt TNT , Аризонского кратера, астроблемы Шийли, а также Чукчинского и Рагозинского кратеров (сверху вниз, соответственно).

ния сферических метеоритов разного размера, но однотипного вещественного состава, со средней по /22/ скоростью 24,6 км/с.

2. Максимальная скорость основной части кратерообразующих выбросов принята в 4 км/с, по данным /13/.

3. Минимальная скорость отрыва и движения на выброс для скальных пород обычного типа зависит от их прочности и плотности, и в масштабах лабораторного образца (порядка 10 см) может колебаться от 20 до 50 м/с, опираясь на данные /20/.

4. При переходе к геологическим масштабам "образца" прочность породы и минимальная скорость отрыва будут снижаться. На основе данных /6/ произведена оценка снижения этой скорости в зависимости от масштаба, нормированная к разным глубинам зоны возвратно-центростремительных движений грунта в некотором шаровом секторе под центром импакта. Зависимость минимальной скорости выбросов от масштаба "образца" показана на диаграмме (рис. 12) семейством линий АВ.

5. Принято, что затухание скорости выбросов аллогенно-активизированного материала на вертикальной оси под центром кратера происходит в полном соответствии с законом /7/ затухания ударных волн. На рис. 12 затухание скорости выбросов показано семейством линий $V_3 = f(h)$, где h — глубина под центром взрыва /5/.

6. Центральное поднятие создаётся движением грунта в зоне пластического течения. Верхняя граница этой зоны показана на диаграмме линиями предельного рубежа эскавации (ППЭ) со значениями h и $0,5h$, где h — глубина на оси под центром взрыва, на которой грунт ещё обладает скоростью, достаточной для его баллистического подъёма на уровень исходной поверхности. Однако, в работе /5/ обоснование такого выбора не было указано. Восполняя этот пробел, можно добавить, что обоснование данного значения величины h в качестве рубежа дискриминации между зонами пластического и турбулентного течения базируется на реальной геологии сложных кратеров. Так, например, в такой сложной астроблеме как Пучеж-Катунский кратер линия "истинного дна" в области центрального поднятия практически достигает уровня по-

верхности мишени, по данным /15/. Данное обстоятельство позволяет оценить положение "истинного дна" в осевой области кратера перед образованием центрального поднятия. Принято, что исходным положением "истинного дна" - границы раздела зон пластического и турбулентного течения - является рубеж, начиная с которого вещество при эскавации было способно подняться не более, чем до уровня поверхности мишени (вариант с $ПРЭ = h$) или до половины этой дистанции (вариант с $ПРЭ = 0,5h$). В настоящей работе осевая глубина "истинного дна" перед образованием центрального поднятия обозначена символом r_3 , а все оценки её величины сделаны для $ПРЭ = h$.

Естественно, что изложенные выше принципы нуждаются в обсуждении и представляются удовлетворительными лишь на уровне оценок. В частности, можно отметить вопрос корректности предположения о том, что снижение скорости движения на выброс тождественно с функцией затухания ударной волны. Связь этих параметров хотя и несомненна, но может осуществляться через некоторые дополнительные степенные коэффициенты, и тогда наклон семейства прямых $v_3 = f(h)$ станет иным, что повлечёт за собой изменение всех соотношений, вытекающих из диаграммы.

В работе /5/ был допущен ряд погрешностей при описании диаграммы, которые автор, пользуясь случаем, обязан отметить. Эти погрешности следующие.

а) Вследствие ошибки в построениях наклон линий семейства $v_3 = f(h)$ был определён неправильно - с углом в 13° к горизонту, в то время как эти линии согласно закону затухания ударных волн по /7/, с добавлением глубины взрыва, должны располагаться под углом в 16° , что и сделано на рис. 12. Здесь же отметим, что степенная функция закона затухания ударных волн, если её значения суммируются с постоянным членом - глубиной взрыва - становится слабо криволинейной в логарифмических координатах. Однако, такое отклонение незначительно, и им можно пренебречь, используя осредняющую прямую, которая и показана.

б) Не было указано, что конкретные кратеры должны привязываться к диаграмме по глубине взрыва, которая откладывается

в правой части рисунка по оси ординат. В оценке глубины взрыва для кратеров разного масштаба можно использовать стандартный подход, определяющий эту величину через энергию взрыва, массу и размеры падающего со средней скоростью 24,6 км/с метеорита в железном ($\rho = 7,9 \text{ г/см}^3$) или каменном ($\rho = 3,5 \text{ г/см}^3$) вариантах. По данным /21/ глубина проникновения метеорита в мишень колеблется от 1 до 1,5 - 2 диаметров упавшего тела, в зависимости от плотности и прочности соударяющихся масс. Различиями в вещественном составе космического тела можно пренебречь, тем более, что состав таких тел для случаев крупных астроблем практически неизвестен. Для этого не будет большой погрешностью сделать следующее допущение - принять, что для каменных метеоритов глубина проникновения составляла 1,5 диаметра, а для железных - 2 диаметра. Тогда в обоих случаях получается одно и то же значение глубины взрыва.

в) В работе /5/ зона турбулентного течения под "истинным дном" кратера ещё не выделялась, и все аллогенно-активизированные породы мишени выше линии ПРЭ относились к области баллистической эскавации. С выделением зоны турбулентного течения, представляющей область генерации центробежного донного потока (это отчётливо следует из геологических данных), такой подход представляется теперь недостаточным.

г) Отсюда вытекает и следующая ошибка работы /5/: малое различие для Рагозинской астроблемы глубины баллистической эскавации d_3 по Р.Гриву (0,67 км) и ПРЭ = h (0,71 км), определённой по прежнему варианту диаграммы, было неверно воспринято как признак эквивалентности значений ПРЭ = h и d_3 , а само это различие объяснялось несогласованностью независимых способов оценки (метод Р.Грива и предлагаемая диаграмма). Далее логично следовал другой ошибочный вывод о том, что привязку кратеров к диаграмме можно производить не только по глубине взрыва, но и через значение глубины баллистической эскавации d_3 , выносимое на линию ПРЭ = h .

После устранения недостатка, отмеченного в пункте "а", и анализа соотношений параметров d_3 и ПРЭ = h для кратеров ра-

зного масштаба обнаружилось, что глубины баллистической эскавации $d_э$ образуют значения, стабильно и существенно не совпадающие с оценкой глубины "истинного дна" до образования центрального поднятия ($ПРЭ = h$). Значения $d_э$ всегда ниже (см. таблицу I), чем значения $ПРЭ = h$, что и следует ожидать из наличия зоны турбулентного течения между этими поверхностями. На диаграмме значения глубины баллистической эскавации $d_э$ для разных кратеров образуют серию точек, параллельную оси ординат со значением 1240 м/с по абсциссе (рис. 12). Такое расположение точек $d_э$ показывает, что рубеж баллистической эскавации по Р.Гриву оценивается по некоторой фиксированной величине ударных давлений.

Принося читателю извинения за эти погрешности, автор сообщает новые оценки общей глубины эскавации $h_э$, сделанные ранее для Рагозинской астроблемы /5/ и астроблемы Шийли /4/, а также приводит значения осевой глубины раздела зон турбулентного и пластического течения $f_э$ (исходное положение "истинного дна"), указанные в таблице I.

Таблица I.

Импактная структура	$d_э$, км	$f_э$, км	$h_э$, км	$f_э - d_э$, км	$\frac{f_э - d_э}{D}$, км
Теоретический кратер с энергией взрыва 1 Мт ТНТ и диаметром 0,77 км	0,045	0,110	0,215	0,065	0,084
Аризонский кратер, диаметр 1,2 км	0,074	0,160	0,350	0,086	0,072
Астроблема Шийли, диаметр 2,1 км*	0,135	0,282	0,800	0,147	0,070
Чукчинская астроблема, диаметр 6 км	0,430	0,770	2,500	0,340	0,057
Рагозинская астроблема, диаметр 9 км	0,670	1,200	4,500	0,530	0,059

* - по энергетическому эквиваленту кратера на породах средней крепости, см. /4/.

Комплексное использование предложенной диаграммы и глуби-

ны баллистической эскавации по Р.Гриву позволяет оценить осевую мощность зоны турбулентного течения $f_{\text{э}} - d_{\text{э}}$. Если эту мощность нормировать по отношению к диаметру кратера $(f_{\text{э}} - d_{\text{э}})/D$, то в пределах исследованной совокупности астроблем полученная величина обнаруживает тенденцию к уменьшению по мере роста диаметра кратера (табл. I).

Если продолжить поле диаграммы в область гигантских астроблем, то можно видеть, что для гипотетической воронки диаметром 600 километров линии $d_{\text{э}}$ и $\text{ПРЭ} = h$ пересекаются. Это обстоятельство не следует трактовать как окончательное выклинивание зоны турбулентного течения. Скорее напротив, здесь видимо проявляется известная условность наших попыток использовать некие универсальные мерки для импактных событий любого масштаба. Глубина баллистической эскавации $d_{\text{э}}$ как раз и представляет одну из таких величин, поскольку зона баллистической эскавации в принципе не может быть фиксирована некоторым значением скорости (в том числе и значением в 1240 м/с) как универсальный немасштабный параметрический маркер для любых импактных событий.

В самом деле, что обозначает баллистическая эскавация?

Это свободный нестеснённый разлёт материала по баллистическим траекториям в процессе эскавации кратера. Однако, совершенно очевидно, что для кратера диаметром в 1 метр или 10 метров практически любые скорости отрыва (20–50 м/с) приведут к баллистическому разлёту всего подвергнутого эскавации вещества. В то же время мы видим, что для гипотетической воронки диаметром 600 километров скорость выброса в 1240 м/с едва только достаточна для того, чтобы поднять материал с глубины 68 километров (совпадающие оценки $d_{\text{э}}$ и начальной глубины "истинного дна кратера" для $\text{ПРЭ} = h$) до уровня поверхности мишени. Естественно, что о свободном баллистическом полёте этого материала в условиях возвратно-центростремительных движений из внутренней части астроблемы говорить не приходится. Материал, который выбрасывался не только с этого рубежа, но и с более высоких горизонтов, двигался в стеснённых условиях достаточно плотной среды и фактически относился к зоне турбулентного течения, а

не к области взрывного облака. На долю чисто баллистических выбросов в этой гигантской астроблеме останется совсем немного материала, причём большая его часть так и не покинет кратер, отложившись в его пределах. С изложенных позиций, на астроблемах гигантского масштаба не только не происходит выклинивания зоны турбулентного течения, но напротив, должно происходить относительное возрастание её мощности, хотя в приведённой выше таблице мы видим обратное. Этот своеобразный эффект перерождения кратерообразующего процесса связан с тем, что при ограниченной скорости разлёта масштабы самого события могут быть любыми. Нарастающая уплотнённость крупных импактных воронок является доказательством в пользу такого перерождения.

Возвращаясь к глубинам баллистической эскавации d_3 , автор полагает после сделанных выше замечаний, что данный параметр как и все остальные, является оценочным, а его использование, по-видимому, уместно только для воронок малого и среднего масштаба: от нескольких километров до нескольких десятков километров в диаметре. Для мелких импактных воронок, диаметром в десятки и сотни метров, в баллистическом разлёте примут участие гораздо менее скоростные выбросы, в то время как для гигантских воронок с поперечником в сотни километров, для такого разлёта вещества потребуются скорости, более высокие, чем зафиксированное значение в 1240 м/с.

Дополнительно к характеристике предлагаемой диаграммы можно добавить, что семейство линий АВ, обозначающее минимальные скорости отрыва для скальных пород, может быть заметно расширено влево, в сторону скоростей менее 20 м/с (у образцов лабораторного масштаба) в случае мишени из глин, песков и других слабосвязанных пород.

Для удобства пользования диаграммой сделан пересчёт от глубины взрыва к диаметру кратера, выполненный по упоминавшейся стандартной схеме: масса и размер метеорита $\text{-----} \rightarrow$ энергия взрыва $\text{-----} \rightarrow$ диаметр кратера. Шкала диаметров кратеров показана в правой части диаграммы. Кроме Чукчинской астроблемы, на диаграмме в качестве примера показаны оценки параметров для

Аризонского кратера диаметром 1,2 километра: $r_3 = 160$ м и $h_3 = 350$ м (для пород средней крепости). Можно видеть, что при отождествлении параметра r_3 с глубиной "истинного дна", а параметра h_3 - с глубиной зоны брекчирования, отмечается хорошее соответствие с фактической геологией кратера, которая приведена в работе Е.Шумейкера /16/: глубина "истинного дна" 170 метров и глубина зоны брекчирования 330 метров.

Последнее краткое замечание касается проблемы появления центрального поднятия в структуре кратеров большого диаметра. Во-первых (см. таблицу 2), с ростом диаметра кратера прогрессивно возрастает относительная мощность h_3/D линзы аллогенно-активизированных пород мишени, что обусловлено масштабным эффектом снижения прочности пород. Во-вторых, также прогрессивно возрастает относительная мощность $(h_3 - r_3)/D$ зоны пластического течения.

Таблица 2.

Импактная структура	h_3/D	$(h_3 - r_3)/D$
Теоретический кратер с энергией врыва 1 Мт TNT и диаметром 0,77 км	0,28	0,136
Аризонский кратер, диаметр 1,2 км	0,29	0,158
Астроблема Шийли, диаметр 2,1 км*	0,38	0,246
Чукчинская астроблема, диаметр 6 км	0,42	0,288
Рагозинская астроблема, диаметр 9 км	0,48	0,344

* - по энергетическому эквиваленту кратера на породах средней крепости, см. /4/.

Таким образом, логично представить, что только с ростом размеров кратера создаётся достаточно мощная зона пластического течения, которая способна образовать центральное поднятие или вызвать всё более явное уплощение кратерной воронки.

Л и т е р а т у р а

1. Бадюков Д.Д. Экспериментальное моделирование ударного метаморфизма минералов//Импактиты. М., 1981, с. 20-34.
2. Беззубцев В.В., Залядеев Р.Ш., Сакович А.Б. Геологическая карта Горного Таймыра. Масштаб 1 : 500000. Красноярск, 1986.
3. Вишневский С.А. Логанчинская астроблема в траппах Тунгусской синеклизы. Новосибирск; 1984, 28 с. (Препр./ИГиГ СО АН СССР; № 1).
4. Вишневский С.А., Коробков В.Ф. Купол Шийли - эродированная астроблема в Западном Примугодзарье. Новосибирск, 1989, 51 с. (Препр./ИГиГ СО АН СССР; № 13).
5. Вишневский С.А., Лагутенко В.Н. Рагозинская астроблема - эоценовый кратер на Среднем Урале. Новосибирск, 1986, 42 с. (Препр./ИГиГ СО АН СССР; № 14).
6. Динес Д.К. Влияние масштаба на прочность гранитных материалов//Механика образования воронок при ударе и взрыве. М., 1977, с. 80-85.
7. Иванов Б.А., Базилевский А.Т., Сазонова Л.В. Об образовании центральных поднятий в метеоритных кратерах// Метеоритика, 1982, вып. 40, с. 67-81.
8. Каротаева Н.Н., Сазонова Л.В. Планарные деформации в минералах как индикатор ударного метаморфизма//Импактиты. М., 1981, с. 35-55.
9. Масайтис В.Л. Гигантские метеоритные удары: некоторые модели и их следствия//Современные идеи теоретической геологии. Л., 1984, с. 151-179.
10. Масайтис В.Л., Михайлов М.В., Селивановская Т.В. Попи-гайский метеоритный кратер. М., 1975, 124 с.
11. Минералы. Справочник. Том 2. Вып. 2. М., 1965, с. 143-209.
12. Михайлов М.В., Шурыгин А.Г., Харьвов Л.С. Беевиче-Салаатинский метеоритный кратер//Докл. АН СССР, 1979, т. 245, № 4, с. 911-914.
13. Ударные кратеры на Луне и планетах. М., 1983, 200 с.
14. Фельдман В.И., Грановский Л.Б., Дабижа А.И. Метеоритный кратер Шунак//Импактиты. М., 1981, с. 56-69.
15. Фирсов Л.В. О метеоритном происхождении Пучеж-Катунского кратера//Геотектоника, 1965, № 2, с. 106-118.
16. Шумейкер Е.М. Механика удара на примере Аризонского метеоритного кратера//Взрывные кратеры на Земле и планетах. М., 1968, с. 68-104.
17. Dence M.R., Grieve R.A.F., Robertson P.B. Terrestrial impact structures: principal characteristics and energy considerations//Impact and Explosion Cratering. N.Y., 1977, p. 247-275.
18. Horn W., Schmetzer K. and El-Goresy A. Optical and crystallographical investigations on quartz from shocked rocks from meteoritic craters Ries and Rochechouart//N. Jb. Miner. Abh., 1981, p. 61-90.
19. James O.B. Shock and thermal metamorphism of basalt by

nuclear explosion, Nevada Test Site//Science, 1969, vol. 166, N 3913, p. 1615-1620.

20. Ivanov B.A. The effect of gravity on crater formation: thickness of ejecta and concentric basins//Proceedings of the 7-th Lunar and Planets Sci. Conference, vol. 3. N.Y., 1976, p. 2947-2965.

21. Kieffer S.W., Simonds C.H. The role of volatiles and lithology in the impact cratering processes//Review of geoph. and space physics, 1980, vol. 18, N 1, p. 143-181.

22. Shoemaker E.M. Astronomically-observed crater-forming projectiles//Impact and Explosion Cratering. N.Y., 1977, p. 617-628.

23. Stoffler D. Deformation and transformation of rock-forming minerals by natural and experimental shock process. 1. Behavior of minerals under shock compression//Fortschr. Mineral., 1972, vol. 49, p. 50-113.

Утверждено к печати

Институтом минералогии и петрографии СО РАН

Технический редактор О.М.Вараксина

Подписано к печати 28.09.92.

Бумага 60x84/16. Печ.л.3,0. Уч.-изд.л.2,9.

Тираж 200. Заказ 214.

Объединенный институт геологии, геофизики
и минералогии СО РАН

Новосибирск, 90. Ротапринт.