

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

**МЕТЕОРИТНЫЕ  
СТРУКТУРЫ  
НА ПОВЕРХНОСТИ  
ПЛАНЕТ**



ИЗДАТЕЛЬСТВО • НАУКА •

АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
КОМИТЕТ ПО МЕТЕОРИТАМ

551.24

МЕТЕОРИТНЫЕ  
СТРУКТУРЫ  
НА ПОВЕРХНОСТИ  
ПЛАНЕТ

2978



ИЗДАТЕЛЬСТВО • НАУКА •  
МОСКВА 1979



В сборнике представлены оригинальные исследования ведущих советских специалистов в области изучения метеоритных кратеров, объединяющие новейшие достижения различных отраслей наук о Земле: геохимии, петрологии, геофизики, а также сравнительной планетологии и физики взрывов. Он содержит работы по механизму образования кратеров, по сравнению кольцевых структур на различных планетах, по изучению астроблем на территории СССР, по геофизической характеристике кольцевых структур. Рассматриваются также вопросы, связанные с эволюцией кратеров и их сохранностью.

Сборник предназначен для геологов, геофизиков и астрономов, а также для исследователей негеологических специальностей, интересующихся проблемой метеоритных кратеров и кольцевых структур на планетах.

Ответственные редакторы

член-корреспондент АН СССР **В.В. ФЕДЫНСКИЙ**,  
кандидат геолого-минералогических наук А.И. ДАБИЖА

## ПРЕДИСЛОВИЕ

Тема настоящего сборника связана с одной из самых интересных и актуальных проблем, возникших за двадцатилетие космической эры (1957–1977 гг.). Речь идет о сравнительной характеристике облика Земли и ее ближайших космических соседей: Луны и планет внутренней группы Солнечной системы – Меркурия, Венеры, Марса. Чем больше мы узнаем об этих родных сестрах Земли, возникших практически одновременно из одного протопланетного околосолнечного облака и просуществовавших примерно одно и то же время – 4–5 млрд. лет, тем больше удивляемся, насколько по-разному протекала эволюция этих планет в ближайших окрестностях Солнца.

В самом деле, Земля, на поверхности которой, почти на три четверти покрытой водами океана, окутанной высокой и облачной атмосферой и прикрытой от космических лучей защитным коконом магнитосферы, сосредоточена богатая и разнообразная жизнь, Земля с ее биосферой и ноосферой – “сферой разума”; по Вернадскому, – совсем непохожа на мертвенные каменные пустыни Луны и Меркурия, на покрытые толстым слоем красноватого песка равнины и горы Марса, на раскаленные поля застывшей лавы на Венере, безжизненные под пологом плотной и горячей атмосферы. Сегодня не осталось и следа от вековой мечты человека найти в ближайших окрестностях космоса обитаемые миры, напоминающие Землю и хоть сколько-нибудь пригодные для существования на них разумных существ. От Бруно до Фламариона и Тихова выдающиеся умы человечества создавали и лепили эту мечту, которая исчезла с получением новой убедительной научной информации. И на обломках наивной легенды о сходстве облика и судьбы рожденных Солнцем ближайших к нему планет возникает новая проблема: познать и понять, почему сложилась по-разному судьба внутренней (земной) группы планет Солнечной системы, что общего было в их развитии и сохранилось в современном облике.

Это большая и многогранная проблема, к ней возможны различные подходы, и один из наиболее естественных и важных состоит в сравнении морфологии поверхности планет. Мы сразу замечаем огромные кольцевые образования (кратеры) на поверхности Луны, Марса, Меркурия и, на первый взгляд, отсутствие таких форм на Земле. Радионаблюдения на Венере также обнаруживают кратеры, подобные кольцевым горам Луны. По мнению большинства ученых, такие кольцевые структуры – продукт бомбардировки поверхности планет метеоритами, этими фрагментами протопланетного вещества или распавшейся планеты. Однако Земля не является исключением из общего правила, и на ее поверхности, подвергавшейся значительным изменениям под воздействием геологических процессов, уже сейчас найдена примерно сотня метеоритных кратеров, космогенное происхождение которых доказано. Это – лишь небольшая доля космических структур, которые могут быть обнаружены на поверхности континентов при целенаправленном изучении.

Но в какой мере была затронута Земля процессом образования космогенных структур?

Имеется много доводов, что такие земные структуры, как мировая система океанических рифтов, островные дуги с примыкающими к ним глубоководными впадинами или современные горные системы, не имеют отношения к ударно-метеоритному тектогенезу, а обязаны своим происхождением эндогенным причинам. Щитовой вулкан-гигант Олимп на Марсе, риф-

топодобные трещины на поверхности этой планеты также имеют эндогенное происхождение. С меньшей уверенностью эндогенное происхождение может быть приписано лавовым излияниям, заполнившим дно лунных морей. Так или иначе внутренние силы формировали облик Земли и других внутренних планет Солнечной системы. Без окончательного ответа пока остается вопрос о взаимоотношении эндогенных и экзогенных, внутрипланетных и внешних космических сил. Их относительная роль в образовании современного лика планет и их спутников безусловно различная, но на этот счет можно высказать лишь соображения качественного порядка. Морфологию Фобоса, этого мертвого, лишенного внутренней энергии фрагмента планетной материи, полностью определили космогенные факторы. Луна и Меркурий настолько сильно подверглись воздействию метеоритной бомбардировки, что преобладание экзогенных факторов очевидно, и имеется искушение объяснить чуть ли не все особенности их поверхности влиянием только этих факторов. Однако от такой крайней точки зрения необходимо воздержаться, так как и на Луне, и на Меркурии уже имеется достаточно признаков проявления их внутренней энергии в особенностях поверхности. Границу между эндогенными и экзогенными образованиями на Луне и Меркурии при нынешнем состоянии их изученности провести пока еще нельзя. Марс, бесспорно, обнаруживает на своей поверхности следы внутреннего развития, однако оно преждевременно угадо или происходило гораздо более медленными темпами, чем на Земле. Поверхность этой планеты в чрезвычайно сильной степени подвергалась также метеоритной бомбардировке. Наконец, Земля — яркий пример преобладания эндогенного тектогенеза. Здесь не только имеет место относительное уменьшение роли космических факторов в формировании поверхности, но и внутренние геологические силы активно воздействуют на образовавшиеся метеоритные структуры, превращая их в слабо различимые астроблемы или вовсе уничтожая в короткие геологические сроки малые по размерам кратеры.

Соотношение между эндогенными и экзогенными факторами при формировании лика планет зависит от их размеров. Чем больше размеры планеты, тем больше ее внутренняя потенциальная энергия. По некоторым признакам количество потенциальной энергии, реализующейся в ходе эволюции планет в форме эндогенного тектогенеза, находится в прямой зависимости от наличия и размеров их ядра. Не углубляясь в рассмотрение этого вопроса, заметим, что он относится к числу важнейших при изучении эволюции Земли и других планет. В конечном итоге удельное значение космогенного фактора уменьшается с увеличением размеров планеты, и прежде всего ее ядра. С этой точки зрения облик Венеры должен более походить на облик Земли, чем Марса и тем более Луны или Меркурия.

Изучение черт сходства планет будет способствовать более глубокому пониманию их различий, индивидуальных особенностей развития Земли, более полному пониманию ее прошлого и настоящего.

Вопрос о метеоритных структурах Земли и планет земной группы как одна из проблем различия и сходства этих планет выдвинулся ныне в число принципиально важных, актуальных, как и вся проблема сравнительной планетологии, частью которой он является.

Современная метеоритная бомбардировка планет внутренней группы в первом приближении известна. Оставалась ли она такой, как теперь, за все время геологической истории? Ответ на этот вопрос давался по статистике кратеров на Луне, и по этим данным получается, что за последний миллиард лет поток метеоритного вещества уменьшился лишь вдвое. По земным кратерам, ввиду малого пока количества доказанных объектов, анализ дает неопределенный ответ. Но вот в доморскую эпоху истории Луны, т.е.

нескольким более 1 млрд. лет назад, этот поток был, возможно, гораздо более интенсивным. Если это так, то метеоритное происхождение могли иметь многие протерозойские образования на земной поверхности, и с этой точки зрения кольцевые структуры на древнейших массивах континентов заслуживают особенно пристального внимания и тщательного изучения. Возможно, что протерозой был эпохой, когда Земля подвергалась несравненно более интенсивной космической бомбардировке, и тогда относительная роль эндогенного и космического тектогенеза могла быть существенно иной, чем для более поздних геологических эпох. Поэтому важной проблемой является тщательное изучение древнейших кольцевых структур на Земле и непредвзятое определение их генезиса. Вместе с тем особое внимание необходимо уделить определению возраста метеоритных кратеров радиологическим методом, для того чтобы располагать надежной датировкой имевших место событий.

Несмотря на быстрые успехи учения о метеоритных структурах, мы еще знаем о них настолько мало, что перед нами возникает две задачи, связанные с фундаментальным расширением научной информации в этой области.

Во-первых, следует в ходе геологической съемки и других геологоразведочных работ провести систематический поиск возможных космогенных структур, а для этого ознакомить широкие круги геологов с критериями определения метеоритной природы кольцевых структур и наладить сбор информации такого рода от организаций Министерства геологии СССР и других ведомств, ведущих геологические исследования.

Во-вторых, надо систематически и тщательно обследовать одну за другой все структуры, которые пока еще нельзя достоверно причислить к космогенным, используя для этого геофизические, петрографические, аналитические методы для установления их природы с тем, чтобы расширить базу для обобщений и выводов, которые могут быть сделаны по этим материалам. Эта задача может быть решена лишь согласованными усилиями нескольких высококвалифицированных научных коллективов.

Комитет по метеоритам Академии наук СССР, где проводится изучение земных метеоритных кратеров, взял на себя инициативу создания сборника "Метеоритные структуры на поверхности планет". Необходимость подобной сводки для геологов, геофизиков, астрономов, физиков, которым приходится сталкиваться с проблемой космогенного тектогенеза или просто интересоваться ею, очевидна.

Ученые и специалисты, занимающиеся изучением метеоритных кратеров на Земле и других планетах, видные советские геологи, петрографы, геофизики, астрономы, механики охотно откликнулись на наше обращение и в короткие сроки создали книгу, которую мы предлагаем вниманию читателей. Она написана по единому плану исследователями, придерживающимися одной и той же концепции — о значительной роли ударно-взрывного тектогенеза в формировании облика планет, включая Землю.

Важно подчеркнуть, что данная книга во многом продолжает и развивает достижения советской науки в разработке проблемы космогенного тектогенеза. Основы физической теории метеоритных ударов с космическими скоростями были заложены в СССР еще в 1937 г. К.П. Станюковичем и развиты им в 50-х годах, после чего в разработку этого важного направления включилось уже большое количество физиков и механиков в Советском Союзе и за рубежом. Еще в своих ранних работах К.П. Станюкович развил теорию "реактивного" импульса, образующегося при разлете продуктов взрыва в результате удара с большими скоростями. Суть этого явления состоит в том, что импульс отдачи на порядок превышает импульс падающего тела, поскольку  $G \sim \sqrt{ME}$ , где  $E$  — энергия удара,  $M$  — разлетающаяся масса;  $M \sim E$ , т.е.  $G \sim E$ . Это позволило В.В. Федынскому и К.П. Ста-

нюковичу еще в 1947 г. показать, что метеоритные удары о поверхность Луны, Марса, астероидов уносят больше вещества, чем его падает, и что поверхность планет, имеющих разреженную атмосферу или вовсе не имеющих атмосферы, должна быть похожа на лунную, что впоследствии было подтверждено при космических полетах. За последние годы теория метеоритной бомбардировки поверхности планет была существенно усовершенствована советскими учеными, а некоторые метеоритные структуры на территории СССР подверглись детальному изучению. Все это создало предпосылки для написания настоящей книги.

Обзор развития взглядов на происхождение кольцевых структур на поверхности планет составлен В.А. Бронштеном. Механика образования ударных и взрывных кратеров и воздействия распространяющихся при этом ударных волн рассматривается в статьях Б.А. Иванова и Э.И. Андрианкина.

Статьи геологов и петрографов посвящены методам изучения метеоритных кратеров и анализу критериев, по которым устанавливается их космогенная природа. В.Л. Масайтис дает обзор методов и результатов изучения астроблем, т.е. доплиоценовых взрывных кратеров, в той или иной мере уже измененных геологическими процессами. А.И. Райхлин и Т.В. Селивановская, А.А. Вальтер и Е.П. Гуров описывают признаки ударного метаморфизма, в результате которого образуются новые характерные минералы, а также типичные взрывные брекчии и импактиты.

Геофизическая характеристика метеоритных кратеров и астроблем дается в статье А.И. Дабижи и В.В. Федынского.

Распределение метеоритных кратеров Земли по их размерам и возрасту рассматривается в статье В.В. Федынского, А.И. Дабижи и И.Т. Зоткина.

Распространенности метеоритных кратеров на Земле и их сохранности на Украинском кристаллическом щите посвящена статья А.А. Вальтера и Е.П. Гурова, в которой указывается, что на равнинной поверхности материков за последние 500 млн. лет могло возникнуть более 36 тысяч кратеров, между тем к 1976 г. их было известно только 69. Таким образом, мы находимся лишь в самом начале изучения земных метеоритных структур.

Основные черты геологии астроблем, известных на территории СССР, описаны в статье В.Л. Масайтиса. Результаты ознакомления с 45 метеоритными кратерами на территории СССР, из которых 11 были изучены более детально, содержатся в статье А.О. Аалоз. В статье А.И. Дабижи и М.С. Красса дается обзор эволюции метеоритных кратеров с физико-геологической точки зрения.

Заключительная часть книги посвящена метеоритным структурам на поверхности планет. К.П. Флоренский, А.Т. Базилевский и Н.Н. Гребенник описывают морфологию ударных кратеров на Луне и планетах. Статья Б.С. Зейлика, рассматривающего проблемы генезиса гигантских кольцевых структур на Земле и планетах, в значительной мере является дискуссионной, ее пока можно рассматривать только как смелую гипотезу, требующую основательной и объективной научной проверки.

*В.В. Федынский*

## РАЗВИТИЕ ВЗГЛЯДОВ НА ПРОИСХОЖДЕНИЕ КОЛЬЦЕВЫХ СТРУКТУР НА ПЛАНЕТАХ И СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ ПРОБЛЕМЫ

### ПЕРВЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Обилие кольцевых структур на Луне, сразу бросившееся в глаза ее первым наблюдателям, уже с конца XVII в. поставило на повестку дня проблему их происхождения. Впервые идею об ударном происхождении лунных кратеров, подкрепленную опытами по их моделированию сбрасыванием горошин в жидкую глину, высказал Гук в 1667 г. в своей "Микрографии" (Копал, 1963). В конце 80-х годов XVIII в. известный немецкий астроном-наблюдатель Шретер, много занимавшийся изучением Луны и картографированием ее поверхности, выдвинул вулканическую гипотезу происхождения лунных кратеров.

Спустя несколько десятилетий, в 1824 г., Груитуйзен вновь высказал идею о возможности образования кольцевых структур за счет "продавливания" лунной коры при ударах о поверхность Луны гигантских космических тел. Однако эта идея была забыта почти на полстолетия, пока в 1873 г. Проктор вновь не предложил ее. По его мнению, проломы лунной коры при ударах метеоритов сопровождались излияниями лавы, которая и образовала стенки и дно кратера (Бронштэн, 1968).

Пожалуй, первое подробное изложение метеоритной гипотезы образования форм лунного рельефа было дано в 1892 г. президентом Американского геологического общества Г.Джилбертом<sup>1</sup> в его речи при уходе с этого поста и годом позже - в обстоятельном труде на 50 страницах (Gilbert, 1893). Вулканическая гипотеза происхождения кратеров на Луне была им подвергнута серьезной критике. Джилберт указал не только на роль механического воздействия ударяющих тел, но и на тепловой эффект удара - на превращение большей части кинетической энергии удара в теплоту. Это должно приводить к частичному расплавлению лунной коры и к образованию морей. Джилберт первым обратил внимание на систему радиальных выбросов, расходящихся от Моря Дождей, объяснив их вторичным разбрасыванием осколков после удара. Светлые лучи он объяснял разбрызгиванием расплавленных пород, а трещины - разрывами коры в результате сильных ударов в прилегающих районах.

Несмотря на то что Джилберт был недалек от понимания физической картины ударного образования кратеров на Луне, он не су-

<sup>1</sup> В русской литературе часто встречается также транскрипция Гильберт.

мел понять ее до конца. Поэтому для него, как и для многих геологов, камнем преткновения явилась круговая форма большинства лунных кратеров. В то время считалось, что при косых ударах метеоритов (которые более вероятны, чем прямые) должны образовываться эллиптические кратеры, а не круглые. Это "противоречие" заставило Джилберта выдвинуть гипотезу *ad hoc* о том, что Луна образовалась из окружавшего когда-то Землю кольца, подобного кольцу Сатурна.

## ОТКРЫТИЕ МЕТЕОРИТНЫХ КРАТЕРОВ НА ЗЕМЛЕ

За два года до публикации работы Джилберта, в 1891 г., был впервые подробно описан (Foote, 1891) знаменитый Аризонский кратер (Каньон Дьябло) диаметром 1200 м и глубиной 175 м.

Джилберт не понял (как и большинство ученых того времени), что этот кратер имеет метеоритное происхождение. Он считал его криптовулканическим, т.е. образовавшимся при прорывах пара, связанных с вулканизмом (Gilbert, 1896). В качестве доводов против метеоритной природы Аризонского кратера Джилберт и его современники приводили отсутствие в нем (как они полагали) метеоритных осколков и магнитных аномалий.

В 1905 г. Барринджер начал тщательные исследования Аризонского кратера, в ходе которых пришел к твердому убеждению в его метеоритном происхождении (Barringer, 1905, 1910). Выяснилось, что осколки метеоритного железа находили в самом кратере и его окрестностях еще с 1866 г. Барринджер организовал бурение кратера<sup>1</sup> и изучил структуру подстилающих слоев. Двадцатилетние исследования дали неопровержимые доказательства метеоритной природы кратера. Были обнаружены вторичные выбросы, расположенные симметрично относительно центра кратера, радиальный сдвиг пластов горных пород, в кратере была найдена так называемая горная мука и куски шлаковидного стекла - продукты расплавления пород при ударе метеорита (Barringer, 1914, 1924; Merrill, 1907, 1908).

Тем не менее некоторые геологи (Чирвинский, Хейгер) до 50-х годов высказывали сомнение в метеоритной природе Аризонского кратера, считая его иррегулярным образованием типа маара (Кринов, 1955).

Между тем вслед за Аризонским были обнаружены другие метеоритные кратеры: в 1921 г. - Одесса (штат Техас, США) диаметром 160 м, в 1927 г. - группа кратеров Каали на о-ве Саарема (Эстония) с главным кратером диаметром 110 м, в 1931 г. - группа из 13 кратеров в Хенбери (Австралия) с эллипсовидным

<sup>1</sup> Собственно, целью этого бурения была попытка найти основную массу метеорита, которую оценивали в десятки тысяч тонн, так что ее обнаружение сулило и экономические выгоды.

центральный кратером  $220 \times 110$  м, в 1932 г. — два кратера Вабар в Саудовской Аравии (диаметр большего — 100 м), за ними последовали другие открытия (Кринов, 1955). Полный каталог 115 метеоритных кратеров, известных к 1967 г., приведен в сборнике "Взрывные кратеры на Земле и планетах" (1968).

Открытие метеоритных кратеров на Земле показало, что подобные образования не являются специфической принадлежностью именно лунного рельефа, а существуют (хотя и в небольшом количестве и не столь больших размеров) также и на Земле. Это значительно укрепило позиции сторонников метеоритной гипотезы происхождения лунных кратеров.

В 1916 г. сотрудник Московской университетской обсерватории Эпик, ничего не зная о работе Джилберта, опубликовал статью "Замечание по поводу метеорной теории лунных ширков" (Эпик, 1916), в которой развивал идеи, близкие к взглядам Джилберта, и впервые указал на взрывное образование кратеров.

В 1921 г. обстоятельная работа по обоснованию метеоритной гипотезы (с критикой других гипотез, в частности вулканической) была выполнена немецким геофизиком Вегенером. Эта работа была переведена на русский язык (Вегенер, 1923). В работе Вегенера приводятся результаты его экспериментов по моделированию лунных кратеров путем сбрасывания комьев цемента на слой цементного порошка, в результате которых получались структуры, вполне подобные их лунным аналогам, даже с центральной горкой и радиальными выбросами. Подобные эксперименты были потом с успехом повторены в СССР Сабанеевым (1952, 1955, 1963) и Бенёволенским (1962). Вегенер, придерживаясь концепции Джилберта, рассматривал механическое и тепловое воздействие ударяющих масс на лунную поверхность — пробой коры и заполнение более или менее обширных участков расплавленной лавой. К таким участкам Вегенер относит днища темных кратеров типа Платона, Залив Радуг и с некоторым сомнением — круглые моря типа Моря Дождей (сомнение относится к связи этих лавовых излияний с падением метеоритов). В отличие от Джилберта Вегенер не сомневался в метеоритной природе Аризонского кратера и даже использовал данные о его строении для сравнения с лунными кратерами. Но непонимание физической природы явлений, сопровождающих удары с космическими скоростями и подобных сильному взрыву, естественно, ограничивало взгляды Вегенера и заставляло его, как и Джилберта, искать гипотезы ad hoc типа выпадения на Луну тел из кольца, окружавшего когда-то Землю.

## РАЗРАБОТКА ТЕОРИИ КРАТЕРООБРАЗОВАНИЯ

В 1924 г. новозеландский ученый Джиффорд (Gifford, 1924) снова высказал идею о взрывоподобном действии ударов метеоритов о поверхность Луны. Он дал правильную качественную картину явлений, сопровождающих удар. После взрыва метеорита (вызываемо-

го практически мгновенным торможением и переходом всей кинетической энергии тела в тепло) давление горячих газов, по Джи́ффорду, будучи равным по всем направлениям, из-за различного сопротивления среды приведет: а) к уплотнению пород под местом взрыва; б) к сжатию и раздвижению пород в боковых направлениях, сопровождаемому выбросом материи; в) к сильному дроблению и разрушению вещества верхних слоев и к выбросу его на большие расстояния, но с равномерным распределением по радиальным направлениям; г) к образованию блюдцеобразной выемки, т.е. кратера.

Работа Джи́ффорда не содержала развитой математической теории образования кратеров при ударах метеоритов и осталась незамеченной. Лишь спустя 12 лет Станюкович разработал, по-видимому, первую математическую теорию взрывного формирования метеоритных кратеров, о которой доложил в 1937 г. на II конференции по кометной и метеорной астрономии в Москве (Астапович, 1937). Но эта большая работа осталась тогда неопубликованной.

Годом раньше Эпик (Örik, 1936) опубликовал работу, в которой рассматривалось проникновение метеорита в грунт при ударе, выброс вещества и образование кратера на основе уравнений гидродинамики несжимаемой среды. Такой подход, как было показано позднее (Baldwin, 1963; Shoemaker, 1963), приводит к переоценке энергии удара на 1-2 порядка.

Только через 10 лет в печати появилась известная статья Станюковича и Федынского (1947) "О разрушительном действии метеоритных ударов", в которой были изложены основы взрывной теории происхождения метеоритных кратеров и сделано важное предсказание о том, что такие кратеры должны существовать на поверхностях Марса, Меркурия, астероидов и спутников планет. Три года позднее такие же предсказания были сделаны Эпиком (Örik, 1950) и Томбо (Tombaugh, 1950).

В это время Станюкович (1950) опубликовал более подробное изложение своей теории, в основе которой лежала так называемая взрывная аналогия - взрыв при ударе метеорита о поверхность планеты уподоблялся взрыву эквивалентного заряда взрывчатого вещества (ВВ) на некоторой глубине, равной глубине проникновения метеорита внутрь поверхностного слоя. Глубина проникновения и эквивалентный заряд определялись условиями задачи, т.е. скоростью, массой и плотностью метеорита, а также свойствами среды.

Спустя 10 лет Станюкович (1960; Станюкович, Бронштэн, 1960) еще более усовершенствовал свою теорию. Он изучал процесс взрыва зарядов ВВ различной мощности и калорийности, зависимость размеров и формы кратера и характера выброса продуктов взрыва от свойств среды и ускорения силы тяжести на данной планете. Была исследована глубина проникновения метеорита внутрь заданной среды. Применяв взрывную аналогию, т.е. приведя задачу о взрыве метеорита при ударе к задаче о взрыве ВВ, он получил выражения, позволяющие определить размеры как первичной воронки (образующейся в результате действия ударной волны сжатия при "взрыве"),

так и вала кратера, который, как и центральную горку, Станюкович считал насыпным образованием. В той же работе был рассмотрен разлет выброшенных масс и вопрос о потере массы малыми планетами и спутниками, не имеющими атмосферы, в результате метеоритной бомбардировки.

С почти 10-летним отставанием теория кратерообразования при метеоритных ударах начала разрабатываться на Западе. В 1956 г. были опубликованы работы Гилварри и Хилла, в которых рассматривалась одномерная задача удара метеорита (имеющего форму плоской пластинки) о земную поверхность (Gilvarty, Hill, 1956a, b) и исследовалось распространение ударных волн в теле метеорита и в грунте. В теории Гилварри-Хилла использовалось уравнение состояния вещества, основанное на статистической модели атома Томаса-Ферми и годное не для всего интервала метеорных скоростей, а лишь при скоростях удара 16-37 км/с. Тогда же авторы попытались с помощью своей теории количественно объяснить некоторые соотношения параметров лунных и земных кратеров (Hill, Gilvarty, 1956). Теория Гилварри-Хилла была в дальнейшем значительно развита Шумейкером (Shoemaker, 1963; Шумейкер, 1968a, б), сравнившим параметры Аризонского кратера и воронок от наземных ядерных взрывов.

В 1958-1961 гг. приближенную теорию кратерообразования, основанную на принципах механики несжимаемой жидкости, продолжал разрабатывать Эпик (Örik, 1958, 1961), который предположил, что масштабы кратера определяются не энергией падающего тела  $mv^2$ , а его количеством движения  $mv$ .

Наконец, в 1960-1962 гг. ряд работ по проблеме ударного кратерообразования опубликовал Бьорк, рассмотревший двумерную задачу с позиций гидродинамики сжимаемой жидкости (Björk, 1961). Решение уравнений было выполнено численно на ЭВМ и дало полную трехмерную картину образования кратера, уплотнения пород, выброса осколков и других сопутствующих явлений. Выяснению этой картины способствовали эксперименты Чартерса (Charters, 1960) по высокоскоростному удару о твердые тела и жидкости.

## ВЗГЛЯДЫ ГЕОЛОГОВ НА ПРОИСХОЖДЕНИЕ ЛУННЫХ КРАТЕРОВ

Параллельно с разработкой теории кратерообразования, которой занимались в основном физики и газодинамики, в 40-50-х годах в среде астрономов и геологов усилилась дискуссия о происхождении лунных кратеров и других форм лунного рельефа.

Интерес геологов к лунному рельефу проявился еще в XIX в. (Бронштэн, 1968). В 1843 г. де Бомон, автор контракционной гипотезы развития Земли, посвятил одну из своих работ сравнению горных массивов Земли и Луны. В 1846 г. американский геолог Дана опубликовал статью "О вулканах на Луне". Изучением предполагаемых лунных вулканов много занимался начиная с 70-х годов XIX в. французский геолог Менье. В 1896 г. он издал в Петербурге монографию "Сравнительная геология, или геология небесных тел",

в которой разрабатывал вопросы образования и развития лунного рельефа (не только кратеров, но и гребней, борозд, трещин). В те же годы изучением форм лунного рельефа и структуры лунной поверхности занимался известный немецкий геолог Зюсс, посвятивший Луне несколько работ и объяснивший образование "морей" очаговыми расплавлениями поверхностного слоя лунной коры.

В начале XX в. проблемой происхождения лунных кратеров интересовался академик Павлов, предложивший одну из модификаций вулканической гипотезы. По его схеме раскаленная лава, поднимаясь из недр Луны, расплавляла части лунной поверхности, образуя круглые лавовые озера, окаймленные кольцевыми валами. После застывания лавы получался кратер типа Платона. Новые очаги расплавления приводили к образованию вторичных (паразитных) кратеров и центральных гор.

Французские астрономы Леви и Пюизэ составили и издали в конце XIX в. большой фотографический атлас Луны, в течение 65 лет считавшийся лучшим в мире. На его основе многие астрономы и геологи пытались сделать морфологический анализ структур лунного рельефа и выявить те или иные признаки, по которым можно было бы судить о генезисе лунных образований.

Именно такой – морфогенетический – подход к изучению лунного рельефа характерен для большинства исследований, выполненных геологами. В отличие от метеоритной теории кратерообразования, содержавшей более или менее строгую физико-математическую разработку проблемы и позволявшей количественное сравнение расчетов с данными о лунных и земных кратерах, геологические исследования содержали лишь качественный анализ, хотя и основанный на богатом опыте структурной геологии. Никто из сторонников вулканической гипотезы образования лунных кратеров не пытался дать более или менее четкое описание и теорию процесса кратерообразования, которая могла бы конкурировать с метеоритной теорией.

Новый этап в изучении происхождения лунных кратеров и "морей" начался с середины 40-х годов нашего столетия, когда, с одной стороны, появился ряд фундаментальных исследований лунного рельефа, а с другой – новые космогонические концепции происхождения Солнечной системы (Шмидта в СССР, Юри и Койпера в США) позволили рассматривать формирование лунного рельефа не изолированно, а как последнее звено в цепи событий, приведших к образованию самой Луны.

В 1944–1949 гг. были опубликованы три фундаментальные монографии, посвященные систематическому описанию и интерпретации лунного рельефа. Две из них были написаны геологами, и их авторы подходили к проблеме с позиций чисто эндогенного происхождения основных форм рельефа Луны. Это – двухтомная монография Спёрра "Геология в применении к селенологии" (Spurr, 1944, 1948) и книга Хабакова (1949) "Об основных вопросах развития поверхности Луны".

Третья монография – книга Болдуина “Лик Луны” (Baldwin, 1949) – была написана астрономом, убежденным сторонником метеоритной (экзогенной) гипотезы происхождения лунных кратеров и “морей”. О подходе Болдуина к проблеме и результатах его работ будет сказано ниже.

Изложение вопроса в книгах Спёрра и Хабакова построено по одному принципу. В каждой из них дается весьма подробное геоморфологическое описание различных характерных деталей лунного рельефа (и целых крупных регионов, например Моря Дождей) и на основании выявленных признаков делаются те или иные выводы об их генезисе. Оба автора твердо стоят на той точке зрения, что основные (а по Спёрру – вообще все) формы лунного рельефа – эндогенного происхождения. Но весьма существенное различие в их подходе к этому вопросу состоит в том, что Спёрр вовсе не считает нужным даже упоминать, а тем более критиковать метеоритную гипотезу, отделившись от нее двумя-тремя замечаниями в приложениях<sup>1</sup>, тогда как Хабаков, напротив, уделяет критике метеоритной гипотезы самое серьезное внимание и все же признает за некоторыми видами кратеров (за так называемыми кратерами-лунками) метеоритное происхождение.

На основании геоморфологического анализа лунного рельефа эти исследователи подразделили всю историю формирования рельефа Луны на несколько стадий, или периодов. В основе периодизации Хабакова лежит вытекающее из морфологического анализа представление о чередовании периодов интенсивного кратерообразования с периодами формирования морей и связанного с этим затопления обширных территорий расплавленной лавой. Следы таких затоплений и погружений доморских кратеров полностью или частично ниже уровня поверхности морей наблюдаются на Луне во многих местах. Типичными примерами являются Море Нектара с полупогруженным гигантским кратером Фракастор и многочисленные кратеры-фантомы, очертания которых прослеживаются на поверхности морей при косом падении солнечных лучей.

Нет никакого сомнения в том, что в истории Луны действительно имело место чередование различных стадий рельефа, в частности, периодов интенсивного кратерообразования и обширных излияний магмы из недр Луны. Безусловно, Луна, как и любая планета, претерпевала развитие в основном за счет действия внутренних (эндогенных) сил, которые могли приводить к расплавлениям и лавовым излияниям более или менее крупного масштаба, а также к тектоническим явлениям различных типов: к образованию горных хребтов, разломов, тре-

<sup>1</sup> Поражает легкомысленность этих замечаний. Так, Спёрр считает доводом против метеоритной гипотезы тот факт, что ни разу не наблюдалось падение метеорита на Луну, и даже строит целую серию гипотез, почему метеориты “избегают” Луну. Другим “доводом” он считает то обстоятельство, что Проктор в 1878 г. (!) отказался от метеоритной гипотезы, защищавшейся им ранее.

шин и т.д. В этом отношении геоморфологический анализ, выполненный Хабаковым, Спёрром и их последователями, внес положительный вклад в изучение лунного рельефа. Вряд ли следует подвергать сомнению и относительную датировку этапов развития Луны, данную Хабаковым.

Но, как уже было указано, подход этих исследователей к анализу лунного рельефа был односторонним, а значит, и неполным по двум причинам: они либо полностью (Спёрр), либо в значительной степени (Хабаков) отвергали воздействие на эволюцию рельефа Луны экзогенных факторов и их взгляды не имели серьезного космогонического обоснования, поскольку, например, Хабаков исходил из гипотезы Дарвина об отделении Луны от Земли, а Спёрр — из столь же устаревшей контракционной гипотезы развития Земли, примененной к Луне. Причины расплавлений они видели либо в общем сжатии Луны, либо в местных сжатиях, связанных с изменением ее формы в ходе замедления вращения.

В более поздних работах сторонники вулканогенного происхождения лунных кратеров и целиком эндогенного происхождения морей (Хабаков, 1960; Грин, 1963; и др.) не связывают процессы расплавлений и излияний магмы с устаревшими космогоническими гипотезами, а попросту обходят этот вопрос молчанием. В них намечается более серьезное и реалистическое отношение к воздействию на поверхность Луны экзогенных факторов, в частности метеоритной бомбардировки.

Книга Болдуина "Лик Луны" (Baldwin, 1949) была первым систематическим изложением основных представлений о лунном рельефе и его происхождении с позиций метеоритной гипотезы. Главным отличием подхода автора к проблеме от подхода Спёрра и Хабакова было стремление выявить не только качественные, но и количественные закономерности формы, размеров, распределения по размерам и по лунной поверхности кратеров и некоторых других образований.

С этой точки зрения кольцевые структуры представляют собой очень удобный класс объектов, так как они характеризуются такими легко определяемыми из наблюдений и сравнимыми характеристиками, как диаметр кратера  $D$ , глубина дна  $d$ , высота вала  $h$ , высота центральной горки  $h'$  и др.

Изучая соотношения между этими величинами, Болдуин построил кривую (рис. 1), выражающую связь между диаметром и глубиной дна для лунных кратеров, земных метеоритных кратеров, а также воронок от бомб, снарядов и крупных взрывов. Все эти объекты легли на одну плавную кривую, что и было истолковано Болдуином и его последователями как решающий довод в пользу метеоритной гипотезы. Аналогичные кривые были построены для зависимостей  $D-h$ ,  $D-h'$  и др.

Строго говоря, кривая Болдуина указывала лишь на взрывной характер образования кратеров. Но взрывы, приведшие к их образованию, могли быть результатом не только ударов метеоритов,

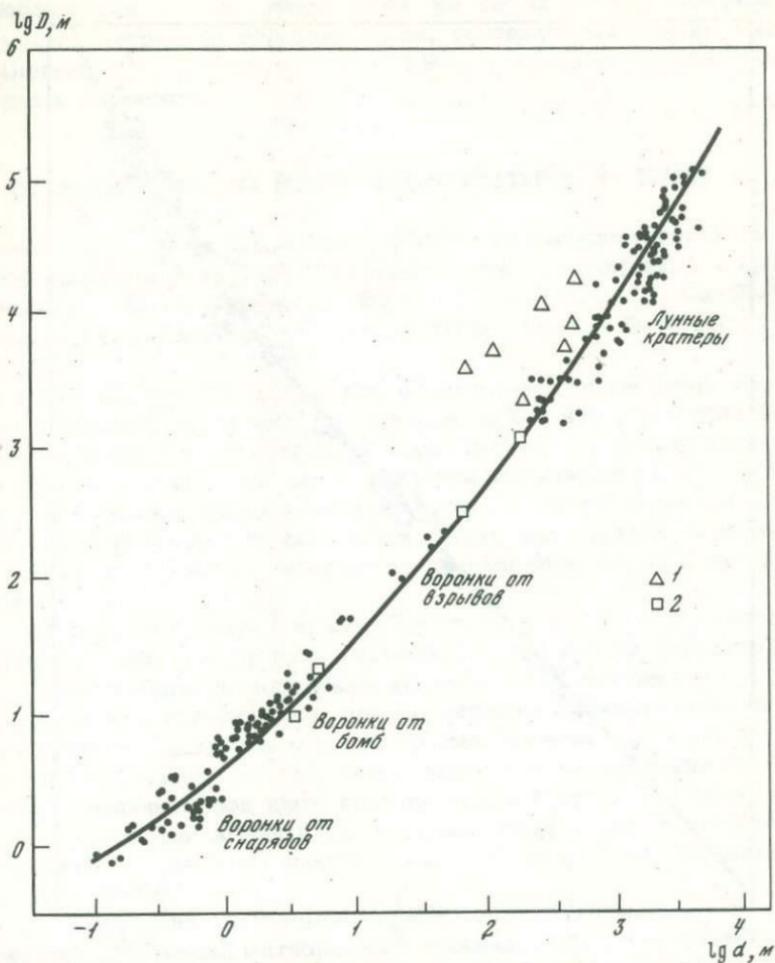


Рис. 1. Зависимость между диаметром  $D$  и глубиной  $d$  воронок от взрывов, бомб, снарядов, метеоритных и лунных кратеров (по Baldwin, 1949)

1 — кальдеры по данным автора; 2 — метеоритные кратеры

но и действия внутренних сил, на что обратили внимание Станюкович и Бронштэн в 1960 г. Эту точку зрения впоследствии пытался обосновать Штейнберг (1972). Действительно, некоторые взрывные кальдеры неплохо ложатся на кривую Болдуина (Baldwin, 1963), но далеко не все (см. рис. 1). Однако предположение о том, что большинство лунных кратеров представляет собой взрывные кальдеры, встречает серьезное возражение, состоящее в том, что в этом случае на Луне было бы гораздо больше вулканов обычных типов, встречающихся на Земле, что не соответствует действительности (Юри, Макдональд, 1973).

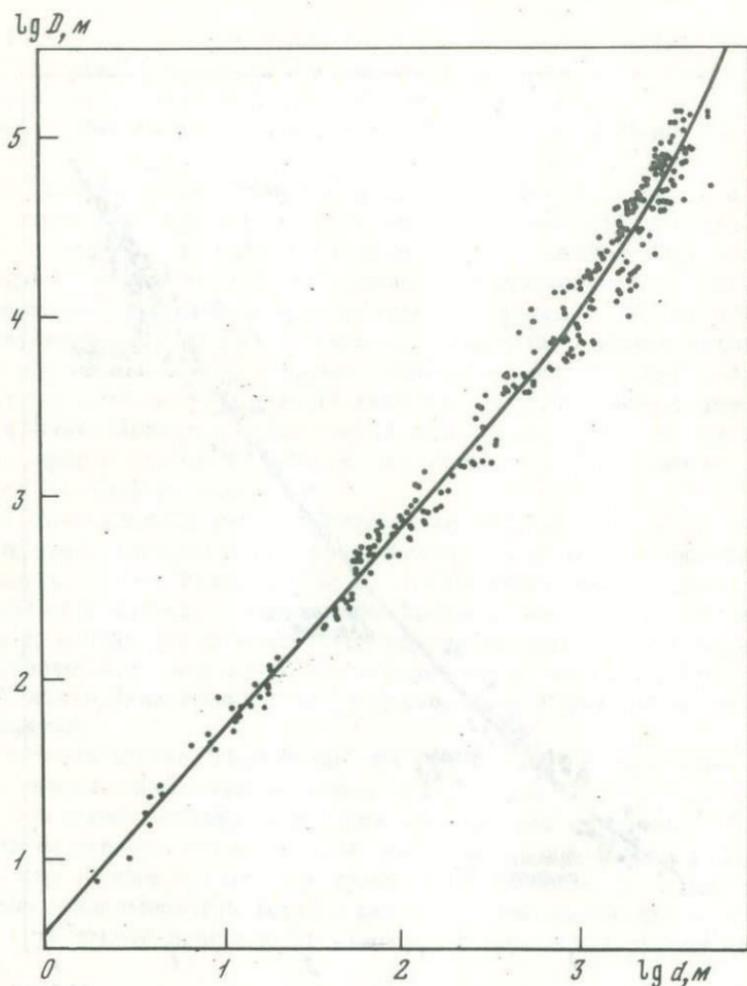


Рис. 2. Продолжение кривой Болдуина в сторону меньших диаметров лунных кратеров по данным космического аппарата "Рейнджер."

Важным результатом одной из работ Болдуина (Baldwin, 1964) явилось указание на близкое соответствие закона распределения по размерам лунных кратеров и метеорных тел (при этом к системе метеорных тел были присоединены со стороны больших масс астероиды). Если принять некоторую среднюю скорость соударений метеоритов с Луной и задать отношение плотностей метеорита и породы, то можно на основании теории сверхскоростного удара перейти от диаметров кратеров к диаметрам породивших их метеоритов. Найденное Болдуином соответствие было затем продолжено в сторону меньших диаметров кратеров и масс метеоритов по данным космических зондов "Рейнджер" (Baldwin, 1965; Болдуин, 1967) (рис. 2).

а впоследствии — по измерениям на самой лунной поверхности и по микрократерам на образцах пород, доставленных с Луны (Neukum, Dietzel, 1971; Neukum et al., 1972), — вплоть до кратеров микронных размеров.

## ОТКРЫТИЕ БОЛЬШИХ МЕТЕОРИТНЫХ КРАТЕРОВ НА ЗЕМЛЕ

Еще в конце 30-х годов Бун и Олбриттон пытались доказать ударное происхождение ряда кольцевых структур, считавшихся криптовулканами (Boon, Albritton, 1937, 1938 a, b, 1942). Однако в те годы найти доказательства такого происхождения было весьма трудно.

В 1950 г. Мин (Meen, 1950), обследовав круглое озеро Нью-Квебек в Канаде, установил по ряду признаков, что это крупный метеоритный кратер диаметром 3,4 км. До тех пор самым большим метеоритным кратером на Земле считался Аризонский, и в печати часто обсуждался вопрос, почему не обнаруживаются земные кратеры большего размера. Их кажущееся отсутствие служило серьезным аргументом противникам метеоритной теории формирования лунных кратеров.

В 1951 г. был открыт кратер Brent (3,5 км). Это заставило канадских ученых предпринять систематические поиски структур, которые могут быть метеоритными кратерами. Выявление их производилось по аэрофотоснимкам, причем первыми признаками метеоритной природы считались круговая форма, наличие вала, центральная депрессия (Денс, 1968). Более определенные критерии были связаны с наличием под дном кратера линзы брекчии и следов ударного метаморфизма: импактитов, плотных модификаций — коэсита и стиповерита (стишовита), наконец, конусов разрушения (Взрывные кратеры..., 1968).

В результате на территории Канады были обнаружены такие структуры несомненно метеоритного происхождения, как кратеры Клируотер (32 и 20 км), Кутюр (12 км), Дип Бэй (13,5 км), Холлефорд (2,5 км), Кили (13 км) и др. Поисками метеоритных кратеров занялись и в других странах, что привело к открытию кратеров Нордлингер Рис (ФРГ, 21 × 24 км), Босумтви (Гана, 10 км), Уэллс Крик (США, 10 км) и многих других.

Большой вклад в исследование канадских и американских кратеров внесли работы Билса, Иннеса, Роттенберга, Денса, Дитца и др. (Взрывные кратеры..., 1968). Важно отметить, что вновь обнаруженные кратеры прекрасно легли на кривую Болдуина, что давало независимое подтверждение их метеоритной природы.

В 1971–1974 гг. Масайтис провел цикл исследований, в ходе которых доказал метеоритное происхождение громадного Попигаевского кратера (около 100 км), а затем и ряда других структур на территории СССР: Пучеж-Катунской (80 км), Болтышской (25 км), Каменской (25 км), Калужской (15 км), Янисъярви (15 км), Карс-

кой (50 км) (Масайтис и др., 1971; Масайтис, Селивановская, 1972; Масайтис, 1973, 1974, 1975), причём часть из них (первые четыре) оказалась погребенной под последующими наслоениями. Эти работы подняли интерес к ударным кольцевым структурам в нашей стране. Появились работы, посвященные геофизическому анализу крупных кольцевых структур (Дабижа и др., 1976; Дабижа, 1976), и были предприняты исследования еще более крупных депрессий с целью выяснить, не имеют ли они также метеоритного происхождения.

Открытие больших метеоритных кратеров и астроблем на Земле сняло с повестки дня вопрос о причине "отсутствия" этих образований на нашей планете. Стало ясно, что Земля, как и Луна, подвергалась в прошлом довольно интенсивной метеоритной бомбардировке, следы которой из-за действия водной и ветровой эрозии, отложений осадочных пород и геодинамических факторов не сохранились в столь четком виде, как на Луне.

#### ОТКРЫТИЕ КРАТЕРОВ НА МАРСЕ, МЕРКУРИИ И ВЕНЕРЕ

В 1965 г. американский космический аппарат "Маринер-4" передал первые фотографии поверхности Марса с близкого расстояния, на которых было обнаружено более 300 кратеров размерами от 3 до 176 км (Charman et al., 1968; Каттерфельд, Хедервари, 1968). Лишь девять из них имели центральную горку. Характерным отличием марсианских кратеров от лунных было и явное уменьшение количества малых (менее 4 км) кратеров (Бронштэн, 1966). Как известно, количество лунных кратеров  $N$  на единицу поверхности возрастает с убыванием их диаметра по степенному закону  $N \sim D^{-n}$  (рис. 3). Распределение по размерам марсианских кратеров, как было установлено по фотографиям "Маринеров-6, 7", до некоторого  $D_{\min}$  подчиняется тому же закону, после чего начинает от него отклоняться в сторону уменьшения  $N$  (Murray et al., 1971). Как видно из рис. 3, число кратеров с  $D = 1$  км на Марсе уступает плотности лунных кратеров почти на порядок. Можно объяснить это двумя причинами: разрушением малых кратеров за счет эрозии или ослаблением метеоритной бомбардировки Марса в последнюю эпоху. Решению этой дилеммы может помочь изучение распределения кратеров на спутниках Марса - Фобосе и Деймосе, где эрозия исключена. Сравнение дифференциальной плотности кратеров на Фобосе, Деймосе и в двух районах Марса (по данным "Маринера-9") с соответствующей кривой для Луны представлено на рис. 4 (Pollack et al., 1972). Видно, что плотности кратеров на Фобосе и Деймосе хорошо ложатся на прямую, выражающую обратную степенную зависимость  $N \sim D^{-2}$  для Луны, тогда как на Марсе эти плотности на 1-2 порядка ниже. Как показали снимки Фобоса "Викинг-2", плотность кратеров на нем близка к насыщению, т.е. его поверхность весьма древняя.

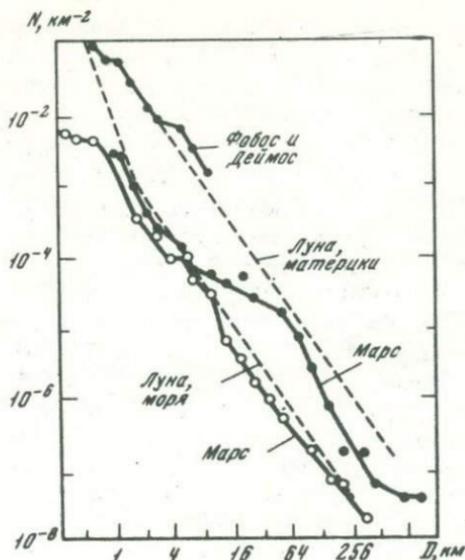
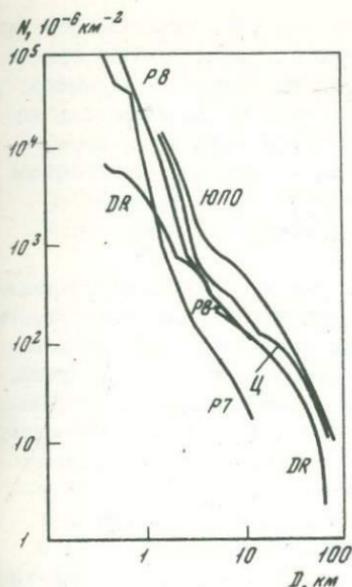


Рис. 3. Распределение кратеров по размерам для Луны и Марса (по Murray et al., 1971)

По данным "Рейнджер-7" (P7), "Рейнджер-8" (P8) в районе кратера Циолковский (Ц), в области Deucalionis Regio (DR), в Южной полярной области (ЮПО)

Рис. 4. Дифференциальная плотность кратеров на Фобосе, Деймосе, Марсе и Луне (по Pollack et al., 1972)

Кривые для Марса относятся к областям с большой и малой густотой кратеров

Наибольший кратер на Фобосе имеет диаметр 8 км, что соответствует энергии удара  $\sim 10^{27}$  эрг. Поскольку этот удар не привел к дроблению спутника, нижний предел прочности вещества Фобоса на разрыв равен  $5 \cdot 10^6$  дин/см<sup>2</sup>, что соответствует трещиноватым скальным породам (Pollack et al., 1972). Доказательством этого служат обнаруженные на Фобосе приборами "Викинга-2" системы борозд, могущих быть трещинами от удара (Hartmann, 1977).

Открытие кратеров на Фобосе и Деймосе дало окончательное доказательство того, что Марс, как и Луна (и Земля), перенес на протяжении своей истории метеоритную бомбардировку не меньшей интенсивности, но наличие атмосферы (а в прошлом, возможно, и гидросферы) привело к исчезновению части образовавшихся кольцевых структур.

В то же время подробные исследования рельефа Марса позволили выявить гигантские вулканы, в том числе и крупнейший в Солнечной системе щитовой вулкан Олимп высотой в 27 км с диамет-

ром основания 600 км. Найдены и другие крупные вулканы: Арский, Аскрейский и Павлиний (в южном полушарии планеты). Тем самым установлено, что вулканическая активность на Марсе была высокой, но основной формой ее проявления в деталях рельефа являются щитовые вулканы и купола, а не кольцевые структуры, хотя несколько крупных кальдер на Марсе, несомненно, имеется. Вулканологам еще предстоит объяснить причины образования столь громадных щитовых вулканов на Марсе (низкая сила тяжести?) и их почти полного отсутствия на Луне.

В 1974 г. "Маринер-10" передал детальные фотографии поверхности Меркурия, которые поражают сходством с Луной, в частности обилием кратеров. Среди них встречаются кратеры с центральными горками, со светлым и темным дном, с системами светлых лучей. Как и на Луне, встречаются кратеры различного возраста: молодые, с резкими очертаниями вала, и древние, полуразрушенные. Характерным отличием кратеров Меркурия от лунных является меньшая протяженность систем лучей, области вторичных кратеров и радиальных выбросов, что объясняется вдвое большей силой тяжести на Меркурии (Cault et al., 1975). На Меркурии имеются двойные и паразитные кратеры, долины типа Альпийской на Луне, а также темные бассейны, подобные лунным морям (Trask, Guest, 1975). Однако занятая ими площадь гораздо меньше, чем на Луне (диаметр наибольшего бассейна Калорис 1300 км против 1800 км у Океана Бурь на Луне). Подсчеты кратеров в области Калорис показывают, что ее возраст — около  $4 \cdot 10^9$  лет. Возвышенности — более древние, но и там число малых кратеров отклоняется от закона  $N \sim D^{-2}$ , что можно объяснить их разрушением за счет размягчения поверхности в период ее бомбардировки (Hartmann, 1977).

Кратеры обнаружены радиолокационным методом и на Венере (Goldstein et al., 1976). Разрешающая способность метода позволила зафиксировать кратеры диаметром от 35 до 250 км. Ход кривой  $N(D)$  указывает на значительную роль эрозионных процессов на этой планете (Hartmann, 1977). Это может быть не только ветровая и пылевая эрозия, но и мощные тектонические процессы, о которых можно судить, в частности, по наличию остроугольных каменей на фотографиях с "Венеры-9".

Таким образом, кольцевые структуры ударного происхождения — характерная черта рельефа всех планет земной группы, их спутников и, очевидно, астероидов, т.е. всех тел Солнечной системы, имеющих твердую поверхность.

### ПРОИСХОЖДЕНИЕ КРУГОВЫХ МОРЕЙ

Еще Джилберт (Gilbert, 1893) обратил внимание на радиальную систему разломов и трещин, расходящихся от Моря Дождей (рис. 5). Он объяснил это явление последствиями мощного удара тела астероидальных размеров (в несколько десятков километров) о поверхность Луны. Таких ударов Луна испытала несколько, и их пос-

20

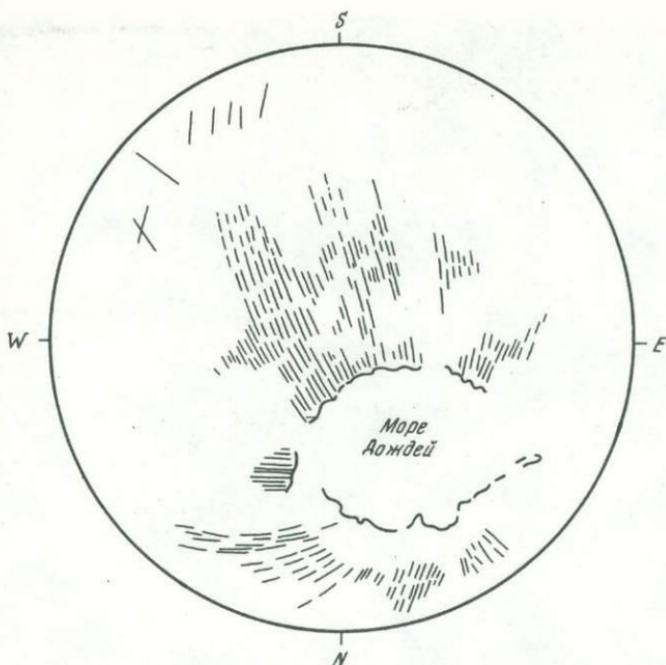


Рис. 5. Схема разломов вокруг Моря Дождей (по Gilbert, 1893)

педствиями явились Моря Ясности, Нектара, Влажности, Кризисов и некоторые другие. Джилберт считал, что поверхность морей образована расплавленными энергией удара силикатами пород поверхностного слоя Луны.

Впоследствии схема разломов Джилберта была подвергнута критике Хабаковым (1949), считавшим, что они принадлежат к различным разновозрастным системам. Однако построение ректифицированных карт Луны и крупномасштабное фотографирование ее аппаратами "Лунар-Орбитер" выявили ряд новых фактов, не оставляющих сомнения в том, что сеть радиальных разломов генетически связана с образованием Моря Дождей (Юри, Макдональд, 1973).

Точка зрения Джилберта была поддержана и развита в работах Болдуина (Baldwin, 1949, 1963), Юри (Urey, 1952a,b, 1956a,b,c), Койпера (Kuiper, 1954, 1955), Левина (1962).

Анализ ректифицированной фотографии Моря Дождей (рис. 6) показывает, что оно состоит из двух круговых областей (Urey, 1956a,b,c; Юри, Макдональд, 1973). Внешняя ограничена прилегающими борными хребтами, а внутренняя - кольцом горных пиков, отмеченных на рис. 6 стрелками. От границы внутреннего круга расходятся небольшие горные хребты. По мнению Джилберта, тело, образовавшее Море Дождей, летело со стороны Залива Радуг со сравнительно малой скоростью ( $\sim 2,5$  км/с). Джилберт рассматривал Залив Радуг как место удара, но последующий анализ Юри показал, что это не так. Залив Радуг - самостоятельное образование,

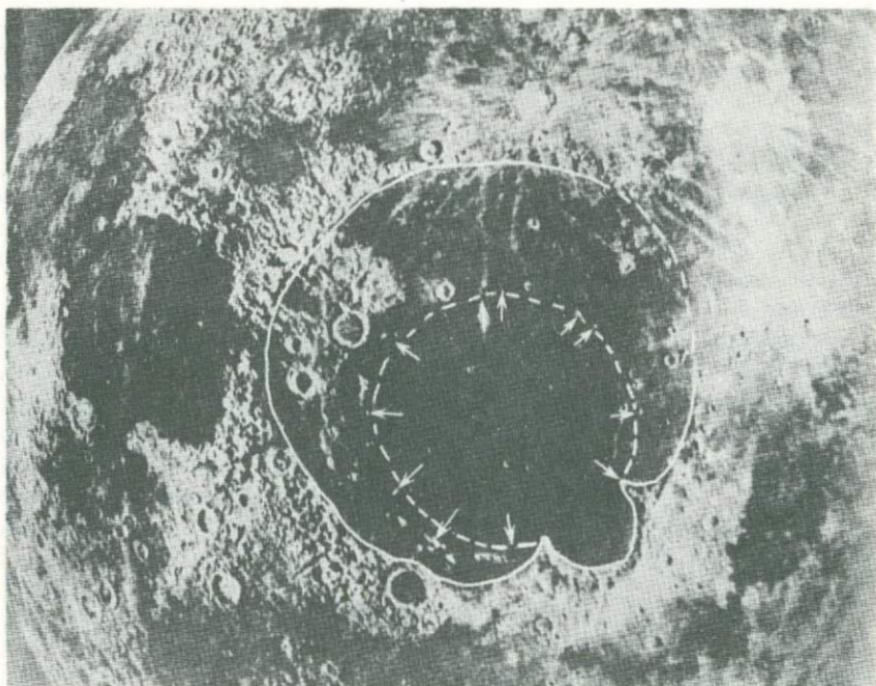


Рис. 6. Схема Моря дождей (по Г.Юри, 1963)

результат отдельного удара тела астероидальных размеров. Внутренняя область в Море дождей — собственно кратер, а внешняя — область разрушений, кольцевых трещин и волнообразных гряд. Все эти детали рельефа, равно как долина Альп и радиальные борозды, связаны своим происхождением с ударом, образовавшим Море дождей. Энергия такого удара, по Болдуину (Baldwin, 1963), Хессу и Нордайку (Hess, Nordyke, 1961), порядка  $10^{33}$  эрг, масса ударившего тела около  $10^{22}$  г, что соответствует диаметру ~ 200 км.

Таким образом, с позиций гипотезы Джилберта-Юри, моря на Луне, как и кратеры, образованы ударами тел диаметрами в 100–200 км. Возникают вопросы: как образовались эти тела, когда происходила бомбардировка, как формирование лунного рельефа было связано с историей самой Луны?

Ответ на первый вопрос вытекал из космогонических воззрений, сформировавшихся в середине 40-х годов и получивших независимое выражение в теориях Шмидта (1950), Юри (Urey, 1951, 1952a) и других космогонистов. Согласно этим представлениям, формирование планет происходило путем объединения тел меньшего размера — планетезималей (зародышей планет), и планеты образовались холодными. Их разогрев происходил за счет выделения радиоактивного тепла в их недрах и частично в результате ударов планетезималей, продолжавших присоединяться к растущей планете. Ос-

тавшие планетезимали могли столкнуться с планетой позднее, уже после ее формирования. Их удары и образовали круговые моря на Луне.

Левин (1962, 1963) на основании расчетов термической истории Луны, проведенных совместно с Маевой (Левин, Маева, 1960), построил следующую картину эволюции Луны и бомбардировки ее поверхности планетезималиями. Неупругие столкновения протопланетных тел астероидного размера привели к аккумуляции Земли. Вблизи Земли в достаточно плотной части околоземного роя образовалась и Луна (Рускол, 1960, 1963, 1975), после чего в ходе приливной эволюции системы Земля-Луна последняя должна была отдаляться от Земли. Одновременно происходил процесс разогревания Луны за счет выделения радиоактивного тепла. В зависимости от принятого содержания радиоактивных элементов расплавление недр Луны должно было наступить, по Левину, через  $(1 \div 2) \cdot 10^9$  лет после начала формирования Луны. (Следует заметить, что в этих расчетах не учитывался перенос тепла конвекцией.) Первый этап бомбардировки в ходе основной аккумуляции Луны проходил при еще твердом состоянии ее недр и продолжался не более  $(3 \div 5) \cdot 10^8$  лет. На втором этапе (при удалении от Земли) Луна встречала на своем пути более далекие планетезимали, удары которых могли вызвать излияния лавы из уже расплавленных недр. Именно тогда образовались моря и затопленные кратеры типа кратера Архимед. Еще позднее Луна испытывала лишь отдельные редкие удары оставшихся планетезималей, образовавшие последующие кратеры.

Юри рассматривал несколько иную схему. По его мнению (Urey, 1952a,b; Юри, 1963), Луна была когда-то захвачена Землей, хотя ее образование как небесного тела происходило путем аккумуляции твердых частиц допланетного роя. Сначала Юри считал, что Луна была окружена плотной атмосферой (частью околосолнечной туманности), давление газов которой могло привести к частичному расплавлению ее поверхности. Эта точка зрения, согласно которой Луна — чуть ли не единственное уцелевшее от разрушения первичное тело, захваченное Землей, не выдерживает критики. Открытие морей на Меркурии показывает, что их образование — закономерный этап в развитии планет, не имеющих атмосферы, а не следствие цепи случайных событий.

Круговые моря Юри рассматривал как результат расплавления пород при ударах планетезималей (Urey, 1956a,b,c). По мнению Койпера (Kuiper, 1954), удары лишь способствовали излиянию лавы из недр, поскольку падения крупных тел с большими скоростями способны пробить лунную кору. Этот механизм был позднее рассмотрен Станюковичем и Бронштэном (1963), которые указали на возможность откола на нижней границе лунной коры в результате распространения волны разрежения при переходе ударной волны из твердой коры в слой магмы. Наконец, Болдуин (Baldwin, 1963) предполагал, что лавовые излияния гораздо позже формирования котловин морей в результате действия чисто эндогенных факторов, а лава лишь заполнила уже готовые котловины.

Из трех описанных точек зрения гипотеза Юри не может быть принята по целому ряду причин. Главным возражением против гипотезы расплавления от ударов является отсутствие следов расплавлений большого масштаба около крупных земных метеоритных кратеров. Кроме того, из расчетов Бьорка (Björk, 1961) следует, что при падении крупных масс (даже железных) происходит дробление и измельчение вещества пород и самого метеорита, но не их расплавление.

Схема Левина была основана на представлении о медленном разогревании Луны, вытекавшем из положенных им в основу расчетов концентраций урана, тория и калия-40 в каменных метеоритах (хондритах). Однако современные данные о составе и толщине лунной коры, тепловом потоке из недр Луны, возрасте лунных пород говорят за то, что Луна вскоре после своего образования прошла стадию быстрого нагревания и расплавления, а затем — стадию магматической дифференциации и отделения коры. Источник первоначального нагрева до недавнего времени оставался неясным (Левин, Маева, 1975). Ни гравитационная энергия, выделяющаяся при падении на поверхность Луны тел сравнительно малых размеров ( $\sim 10^5$  см), ни короткоживущие радиоактивные изотопы не могут обеспечить его, если не делать слишком специальных предположений.

Намечается два возможных пути объяснения быстрого начального разогрева Луны.

Один из этих путей состоит в предположении, что аккумуляция Луны происходила за счет падения не мелких, а сравнительно крупных тел ( $\sim 10^7$  см) (Сафронов, 1969, 1976). Как показывают расчеты Сафронова (1969), удары крупных тел приводят к разогреву планеты на  $\sim 800^\circ$  к моменту окончания ее роста, после чего происходит сравнительно быстрое (за  $\sim 10^8$  лет) прекращение бомбардировки из-за исчерпания крупных тел в рое. Специальные расчеты для Луны, проведенные недавно Рэнсфордом, Каула и Филипсом (Ransford et al., 1977), позволили не только объяснить ее быстрое разогревание в начале ее истории, но и крупномасштабную неоднородность строения Луны, в частности, смещение центра масс относительно центра фигуры Луны на 2 км (Гудас, 1973).

Другой путь состоит в более тщательном учете тепла, выделяемого при гравитационной дифференциации планеты (Люстих, 1948; Сорохтин, 1974), а также конвективного переноса тепла течениями вещества внутри Луны (Красс, Фадеев, 1975). Однако удовлетворительных расчетов этих механизмов для Луны и Меркурия мы пока не имеем.

Наличие морей и затопленных кратеров на Меркурии показывает, что и там лавовые излияния происходили в общем в ту же эпоху, что и интенсивная бомбардировка и кратерообразование. Учитывая данные анализа возраста лав на поверхности Луны (Toksoz, 1975), можно считать, что даже на поверхности одного моря лавовых из-

дний было несколько (возрасты лав заключены в пределах 3,16–3,9 млрд. лет). Поэтому Болдуин был в свое время ближе других к истине, предполагая, что формирование котловин морей и затопление их лавой были разделены во времени. В пользу этой точки зрения говорит и тот факт, что глубокие круговые депрессии на Марсе типа Hellas или EDOM, по-видимому, не заполнены лавой. Впрочем, вполне возможно, что лава там присыпана сверху слоем пыли.

В области Меркурия, диаметрально противоположной бассейну Калорис, обнаружена холмистая местность с характерными линейными структурами. Нечто подобное наблюдается в диаметрально противоположных антиподальных областях Моря Дождей и Моря Восточного на Луне (Липский, Родионова, 1975). По мнению американских геологов Шульца и Гаулта (Schultz, Gault, 1975), такой рельеф мог быть образован обширными сдвигами и разрушением при ударе планетезималей, образовавших эти ударные бассейны, от сейсмических продольных волн и от сфокусированных в антиподальной области поверхностных волн. Учитывая, что при энергии удара порядка  $10^{34}$  эрг в энергию сейсмических волн переходит только  $10^{-4}$  этой величины, можно подсчитать, что продольные волны прозведут смещение поверхности в антиподальной области на  $\sim 10$  м. Следом за этими волнами туда попадают массы выброшенного при ударе вещества, образуя вторичные кратеры, и, наконец, приходят более медленные поверхностные волны.

На основании анализа фотографий Меркурия, Марса и Луны группа американских ученых (Мюррей, Траск, Стром, Гаулт) и английский ученый Гест предложили следующую схему истории поверхностей Меркурия и других планет земной группы (Strom et al., 1975; Mungau et al., 1975). После завершения процесса аккумуляции и формирования планеты ее поверхность была сравнительно гладкой. Участки этой древней гладкой поверхности хорошо заметны на Меркурии в отличие от Луны, что можно объяснить большей силой тяжести на Меркурии, которая ограничила образование вторичных кратеров.

Далее (примерно  $4 \cdot 10^9$  лет назад) наступил период интенсивной бомбардировки планеты осколками допланетного роя (планетезималями), во время которой образовались бассейны типа Калорис на Меркурии, Моря Дождей на Луне, Эллады (Hellas) на Марсе, а также кратеры типа Коперника. Этот период для Луны допускает точную датировку: от  $4,25 \cdot 10^9$  до  $3,85 \cdot 10^9$  лет назад.

Резкое обречение возрастов материковых кристаллических брикчей на значении  $3,85 \cdot 10^9$  лет говорит о прекращении интенсивной бомбардировки в эту эпоху (Финней и др., 1975).

Следующий период характеризовался интенсивным вулканизмом и выходом потоков лавы, заполнившей крупные бассейны на Меркурии и Луне ( $3,9$ – $3,1$ )  $\cdot 10^9$  лет назад. Этот период на Луне и Меркурии закончился около  $3 \cdot 10^9$  лет назад, на Марсе сравнительно недавно, а на Земле тектоническая активность продолжается до сих пор.

## ЛИТЕРАТУРА

- Астапович И.С. Вторая конференция по кометной и метеорной астрономии. - Астрон. журн., 1937, 14, № 3, 249.
- Беневоленский А.М. Роль кумулятивных процессов при образовании лунных кольцевых гор. - Бюлл. ВАГО, 1962, № 30 (37), 20-27.
- Болдуин Р.Б. Что мы знаем о Луне? М., "Мир", 1967. 173 с.
- Бронштэн В.А. Предварительные результаты изучения снимков Марса, полученных "Маринером-4". - Астрон. журн., 1966, 43, № 6, 1261-1266.
- Бронштэн В.А. Беседы о космосе и гипотезах. М., "Наука", 1968.
- Вегенер А. Происхождение Луны и ее кратеров. М. - Пг., Госиздат, 1923.
- Взрывные кратеры на Земле и планетах. М., "Мир", 1968, 266 с.
- Грин Дж. Геологическая наука в применении к исследованиям Луны. - В кн.: Новое о Луне. М., Изд-во АН СССР, 1963, 126-196.
- Гудас С.Л. Геометрические и динамические свойства Луны. - В кн.: Физика и астрономия Луны, М., "Мир", 1973, 110-165.
- Дабижа А.И. Исследование геофизических полей метеоритных кратеров. Автореф. канд. дис., 1976. (МГУ).
- Дабижа А.И., Красс М.С., Федынский В.В. Эволюция метеоритных кратеров как структур планетной коры. - Астрон. вестн., 1976, 10, № 1, 6-18.
- Денс М.Р. Внеземное происхождение канадских кратеров. - В кн.: Взрывные кратеры на Земле и планетах. М., "Мир", 1968, 105-129.
- Зейлик Б.С. Прибалхашско-Илийская космогенная структура и прогноз медно-никелевого оруденения в Северном Прибалхашье. - Докл. АН СССР, 1975, 222, № 6, 1410-1413.
- Зейлик Б.С., Сейтмуратова Э.Ю. Метеоритная структура в Центральном Казахстане и ее мажорконтролирующая роль. - Докл. АН СССР, 1974, 218, № 1, 67-70.
- Каттерфельд Г.Н., Хедервари П. Кольцевые и линейные структуры Марса. - Астрон. журн., 1968, 45, № 5, 1091-1100.
- Копал З. Луна. М., ИЛ, 1963.
- Красс М.С., Фадеев В.Е. Тепловая конвекция и фазовое разделение вещества в планетах. - Астрон. вестн., 1975, 9, № 3, 152-161.
- Кринов Е.Л. Основы метеоритики, М., Гостехиздат, 1955.
- Левин Б.Ю. Современная форма "метеоритной" гипотезы образования лунного рельефа. - Бюлл. ВАГО, 1962, № 30, 6-19.
- Левин Б.Ю. О термической истории Луны. - В кн.: Новое о Луне. М., Изд-во АН СССР, 1963, 118-125.
- Левин Б.Ю., Маева С.В. Некоторые расчеты термической истории Луны. - Докл. АН СССР, 1960, 133, № 1, 44-47.
- Левин Б.Ю., Маева С.В. Загадки происхождения и термической истории Луны. - В кн.: Космохимия Луны и планет. М., "Наука", 1975, 283-299.
- Липский Ю.Н., Родионова Ж.Ф. Антиподы на Луне. - В кн.: Космохимия Луны и планет. М., "Наука", 1975, 602-606.
- Люстих Е.Н. О возможности использования теории акад. О.Ю. Шмидта в геотектонике. - Докл. АН СССР, 1948, 59, № 8, 1417-1419.
- Масайтис В.Л. Геологические последствия падений кратерообразующих метеоритов. Л., "Недра", 1973.
- Масайтис В.Л. Некоторые древние метеоритные кратеры на территории СССР. - В кн.: Метеоритика, вып. 33, М., "Наука", 1974, 64-68.
- Масайтис В.Л. Астроблемы. - Земля и Вселенная, 1975, № 6, 13-17.

- Масайтис В.Л., Селивановская Т.В. Ударно-метаморфизованные породы и импактиты Попигайского метеоритного кратера. - Зап. ВМО, 1972, 101, № 4, 385-393.
- Масайтис В.Л., Михайлов М.В., Селивановская Т.В. Попигайский метеоритный кратер. - Сов. геол., 1971, № 6, 143-147. В кн.: Метеоритика, вып. 31. М., "Наука", 1972, 74-78.
- Рускол Е.Л. О происхождении Луны. 1. Образование околоземного пояса тел. - Астрон. журн., 1960, 37, № 4, 690-702.
- Рускол Е.Л. О происхождении Луны. 2. Рост Луны в околоземном спутниковом поясе. - Астрон. журн., 1963, 40, № 2, 288-296.
- Рускол Е.Л. Происхождение Луны. М., "Наука", 1975.
- Сабанеев П.Ф. О происхождении лунных цирков. - Бюлл. ВАГО, 1952, № 13, 7-20.
- Сабанеев П.Ф. К вопросу о происхождении мелких кратеров на поверхности Луны. - Бюлл. ВАГО, 1955, № 16, 19-22.
- Сабанеев П.Ф. Некоторые результаты моделирования лунных цирков. - В кн.: Новое о Луне. М., Изд-во АН СССР, 1963, 314-323.
- Сафронов В.С. Эволюция допланетного облака и образование Земли и планет. М., "Наука", 1969.
- Сафронов В.С. Аккумуляция планет. - В кн.: Происхождение Солнечной системы. М., "Мир", 1976, 132-165.
- Сорохтин О.Г. Глобальная эволюция Земли. М., "Наука", 1974.
- Станюкович К.П. Элементы физической теории метеоров и кратерообразующих метеоритов. - В кн.: Метеоритика, вып. 7. М., Изд-во АН СССР, 1950, 39-62.
- Станюкович К.П. Элементы теории удара твердых тел с большими (космическими) скоростями. - В кн.: Искусственные спутники Земли, вып. 4. М., Изд-во АН СССР, 1960, 86-117.
- Станюкович К.П., Бронштэн В.А. Роль внешних космических факторов в эволюции Луны. - В кн.: Луна. М., Изд-во АН СССР, 1960, 299-329.
- Станюкович К.П., Бронштэн В.А. Образование лунных кратеров и светлых лучей в результате метеоритных ударов. - В кн.: Новое о Луне. М., Изд-во АН СССР, 1963, 311-314.
- Станюкович К.П., Федынский В.В. О разрушительном действии метеоритных ударов. - Докл. АН СССР, 1947, 57, № 2, 129-132.
- Финней В.К., Уорнер Дж.Л., Симондс К.Х. Типы лунных материковых пород и их отношение к процессам ударного фракционирования. - В кн.: Космохимия Луны и планет. М., "Наука", 1975, 54-88.
- Хабаков А.В. Об основных вопросах истории развития поверхности Луны. Л., Географиз, 1949.
- Хабаков А.В. Характерные особенности рельефа Луны. Основные проблемы генезиса и последовательности развития лунных формаций. - В кн.: Луна. М., Изд-во АН СССР, 1960, 241-297.
- Шмидт О.Ю. Метеоритная теория происхождения Земли и планет. - Докл. АН СССР, 1944, 45, № 6, 245-249.
- Шмидт О.Ю. Четыре лекции о теории происхождения Земли. Изд. 2-е. М., Изд-во АН СССР, 1950.
- Штейнберг Г.С. О происхождении крупных лунных кратеров и круговых морей. - В кн.: Физика Луны и планет. М., "Наука", 1972, 187-188.
- Шумейкер Ю.М. Механика удара на примере Аризонского метеоритного кратера. - В кн.: Взрывные кратеры на Земле и планетах. М., "Мир", 1968а, 68-104.

- Шумейкер Ю.М. Интерпретация лунных кратеров. — В кн.: Взрывные кратеры на Земле и планетах. М., "Мир", 1968, 184—221.
- Эпик Э.К. Замечание по поводу метеоритной теории лунных цирков. — Изв. РОЛМ, 1916, 5, № 3 (21), 125—134.
- Юри Г.К. Происхождение Луны в связи с происхождением Солнечной системы. — В кн.: Новое о Луне. М., Изд-во АН СССР, 1963, 97—111.
- Юри Г.К., Макдональд Г.Дж.Ф. Возникновение и история Луны. — В кн.: Физика и астрономия Луны. М., "Мир", 1973, 230—316.
- Baldwin R.B. The face of the Moon. Chicago, Univ. Press, 1949.
- Baldwin R.B. The measure of the Moon. Chicago, Univ. Press, 1963.
- Baldwin R.B. Lunar crater counts. — Astron. J., 1964, 69, N 5, 377—392.
- Baldwin R.B. The Moon. A fundamental survey. London, 1965.
- Barringer D.M. Coon Mountain and its crater. — Proc. Acad. Natur. Sci. Philadelphia, 1905, 57, 861—886.
- Barringer D.M. Meteor crater in Northern Central Arizona. Author's publ., 1910.
- Barringer D.M. Further notes on Meteor Crater, Arizona. — Proc. Acad. Natur. Sci. Philadelphia, 1914, 66, 556—566.
- Barringer D.M. Further notes on meteor crater in Northern Central Arizona. — Proc. Acad. Natur. Sci. Philadelphia, 1924, 76, 275—278.
- Björk R.L. Analysis of the formation of meteor crater, Arizona: a preliminary report. — J. Geophys. Res., 1961, 66, N 10, 3379—3387.
- Boon J.D., Albritton C.C. Meteorite scars in ancient rocks. — Field and Lab., 1937, 5, 53—64.
- Boon J.D., Albritton C.C. The impact of large meteorites. — Field and Lab., 1938a, 6, 57—64.
- Boon J.D., Albritton C.C. Established and supposed examples of meteorite craters and structures. — Field and Lab., 1938b, 6, 44—56.
- Boon J.D., Albritton C.C. Deformation of rock strata by explosions. — Science, 1942, 96, N 402.
- Chapman C.R., Pollack J.B., Sagan C. An analysis of the Mariner 4 photography of Mars. — Spec. Rept Smithsonian Astrophys. Observ., 1968, N 268.
- Charters A.C. High speed impact. — Sci. Amer., 1960, 203, N 4, 128—140.
- Foote A.E. A new locality for meteoritic iron with a preliminary notice of the discovery of diamonds in the iron. — Proc. Amer. Assoc. Adv. Sci., 1891, 40, 279—283.
- Gault D.E., Guest J.E., Murray J.B. et al. Some comparisons of impact craters on Mercury and on the Moon. — J. Geophys. Res., 1975, 80, N 17, 2444—2460.
- Gifford A.C. The mountains of the Moon. — N. Z. J. Sci. and Technol., 1924, 7, 129—142.
- Gilbert G.K. The Moon's face. — Bull. Phil. Soc. Washington, 1893, 12, 241—292.
- Gilbert G.K. The origin of hypotheses illustrated by a discussion of a topographic problem. — Science, 1896, 3, 1—13.
- Gilvarry J.J., Hill J.E. The impact theory of the origin of lunar craters. — Publ. Astron. Soc. Pacif., 1956a, 68, N 402, 223—229.
- Gilvarry J.J., Hill J.E. The impact of large meteorites. — Astrophys. J., 1956b, 124, N 3, 610—622.
- Goldstein R.M., Green R.R., Rumsey H.C. Venus radar images. — J. Geophys. Res., 1976, 81, N 26, 4807—4817.
- Hartmann W.K. Cratering in the Solar System. — Sci. Amer., 1977, 236, N 1, 84—99.

- Hess W.N., Nordyke M.D. Throwout calculations for explosion craters. — *J. Geophys. Res.*, 1961, 66, N 10, 3405.
- Hill J.E., Gilvarry J.J. Application of the Baldwin crater relation to the scaling of explosion craters. — *J. Geophys. Res.*, 1956, 61, N 3, 501–511.
- Kuiper G.P. On the origin of the lunar surface features. — *Proc. Nat. Acad. Sci. USA*, 1954, 40, N 12, 1096–1112.
- Kuiper G.P. The lunar surface—further comments. — *Proc. Nat. Acad. Sci. USA*, 1955, 41, N 11, 820–823.
- Meen V.B. Chubb crater, Ungava, Quebec. — *J. Roy. Astron. Soc. Canada*, 1950, 44, N 5, 169–180.
- Merrill G.P. On a peculiar form of metamorphism in siliceous sandstone. — *Proc. U.S. Natur. Mus.*, 1907, 32, N 1546, 547–550.
- Merrill G.P. The meteor crater of Canyon Diablo, Arizona: its history, origin and associated meteoric iron. — *Smithsonian Misc. Coll.*, 1908, 50, 461–498.
- Murray B.C., Soderblom L.A., Sharp R.P., Cutts J.A. The surface of Mars. I. Cratered terrains. — *J. Geophys. Res.*, 1971, 76, N 2, 313–330.
- Murray B.C., Strom R.G., Trask N.J., Gault D.E. Surface history of Mercury: Implications for terrestrial planets. — *J. Geophys. Res.*, 1975, 80, N 17, 2508–2514.
- Neukum G., Dietzel H. On the development of the crater population on the Moon with time under meteoroid and solar wind bombardment. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1971, 12, N 1, 59–66.
- Neukum G., Schneider E., Mehl A. et al. Lunar craters and exposure ages derived from crater statistics and solar flare tracks. — *Proc. 3rd Lunar Sci. Conf.*, 3, Cambridge, 1972, 2793–2810.
- Opik E.J. Theory of the formation of meteor craters. — *Publ. Observ. Astron. Univ. Tartu*, 1936, 28, N 6, 3–12.
- Opik E.J. Mars and the asteroids. — *Irish Astron. J.*, 1950, 1, 22–24.
- Opik E.J. Physics of meteor flight in the atmosphere. N.Y., Intersci. Wiley, 1958.
- Opik E.J. Notes on the theory of impact craters. — *Proc. Cratering Symp.*, Univ. Calif. Lawrence Rad. Lab., 6438, papers S, 1961, 1–28.
- Pollack J., Veverka J., Noland M. et al. Mariner 9 television observations of Phobos and Deimos. — *Icarus*, 1972, 17, N 2, 394–407.
- Ransford G.A., Kaula W.M., Philips R.J. Long accretion intervals and heated protobodies. — *Amer. Astron. Soc. Div. Planet. Sci.*, 8th Ann. Meeting, Jan. 19–22, 1977, Honolulu, Hawaii, 1977.
- Schultz P.H., Gault D.E. Seismic effects from major basin formations on the Moon and Mercury. — *Moon*, 1975, 12, N 2, 159–177.
- Shoemaker E.M. Impact mechanics at meteor crater, Arizona. The Moon meteorites and comets. — In: *The solar system*/Ed. B. Middledhurst, G.P. Kuiper. Chicago, Univ. Press, 1963, 4.
- Spurr J.E. Geology applied to selenology. Lancaster, Pa, USA, Sci. Press, 1944, 1, 2.
- Spurr J.E. Geology applied to selenology. Concord, NH, USA, Rennf. Press, 1948, 3.
- Strom R.G., Trask N.J., Guest J.E. Tectonism and volcanism on Mercury. — *J. Geophys. Res.*, 1975, 80, N 17, 2478–2507.
- Toksoz M.N. Lunar and planetary seismology. — *Revs Geophys. and Space Phys.*, 1975, 13, N 3, 306–311.
- Tombaugh C.W. American astronomers report. — *Sky and Telesc.*, 1950, 9, 272.
- Trask N.J., Guest J.E. Preliminary geologic terrain map of Mercury. — *J. Geophys. Res.*, 1975, 80, N 17, 2461–2477.

- Urey H. C. The origin and development of the Earth and other terrestrial planets. *Geochim. et cosmochim. acta*, 1951, 1, N 4-6, 209-277; 2, 263-268.
- Urey H. C. The planets: their origin and development. New Haven, Yale Univ. Press, 1952a.
- Urey H. C. The surface of the Moon. - *Astron. J.*, 1952b, 57, N 1, 27.
- Urey H. C. The Moon's surface features. - *Observatory*, 1956a, 76, 232-235.
- Urey H. C. The origin and significance of the Moon's surface. - *Vistas in Astron.* 1956b, 2, 1667-1680.
- Urey H. C. The origin of the Moon's surface features. - *Sky and Telesc.*, 1956c, 15, 108-111, 161-163.
- Wood J. A. The Moon. - *Sci. Amer.*, 1975, 233, N 3, 92-102.

## НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ МЕХАНИКИ ОБРАЗОВАНИЯ УДАРНЫХ И ВЗРЫВНЫХ КРАТЕРОВ

Целью настоящей статьи является попытка обобщить результаты исследований в области механики высокоскоростного удара, которые уже сейчас могут с достаточной степенью достоверности использоваться при изучении кратеров на Земле и других планетах. Зачастую эти результаты носят качественный характер, однако они могут служить основой для сравнения некоторых параметров кратеров, различающихся по масштабу или образованных при различных ускорениях силы тяжести.

Основное внимание будет уделено двум вопросам — оценке параметров ударной волны, распространяющейся по веществу мишени в результате воздействия на нее высокоскоростного ударника с заданными начальными массой и скоростью, и оценке параметров ударника, образующего кратер заданных размеров. Основное внимание будет сосредоточено на кратерообразовании в однородной изотропной мишени, когда образуется кратер простой морфологии, т.е. чашеобразной формы с отношением радиуса к глубине не более 4.

Описание распространения ударной волны будет ограничено случаем ударников, начальная скорость которых в 1,5 раза и более превышает скорость объемных звуковых волн в мишени. При таких скоростях угол наклона траектории метеорита слабо сказывается на конечных размерах кратера, поэтому случай косоугольного удара рассмотрен не будет.

### РАСПРОСТРАНЕНИЕ УДАРНОЙ ВОЛНЫ

По-видимому, одними из первых распространение ударной волны, возникающей в мишени при сверхскоростном ударе, рассмотрели Станюкович и Федьинский (1947). Они применили теорию, развитую для точечного взрыва, и получили первые реальные оценки, позволившие определить масштабы различных ударных явлений (испарение, плавление, разрушение вещества мишени в ударной волне). Последующие теоретические и экспериментальные работы освещены в обзоре Базилевского и Иванова (1977). Ниже мы рассмотрим основные результаты, полученные путем численных двумерных расчетов на ЭВМ процессов высокоскоростного удара по металлам и горным породам, которые представляются наиболее надежными. В диапазоне скоростей до 7 км/с они проверены прямым экспериментом. Но сначала кратко остановимся на методах приведения данных различных расчетов к сопоставимому виду.

Одной из наиболее плодотворных идей в механике является идея подобия двух механических явлений (Седов, 1967). При исследовании механического действия взрыва широко используется понятие энергетического подобия, которое несколько упрощенно можно представить следующим образом. При определенных условиях два взрыва с энергиями  $E_1$  и  $E_2$  произведут в окружающей среде на расстояниях  $x_1$  и  $x_2$  спустя время  $T_1$  и  $T_2$  одинаковое механическое действие (например, одинаковые давления или одинаковые массовые скорости движения вещества), если будут выполнены соотношения

$$\begin{aligned} x_1/x_2 &= (E_1/E_2)^{1/3}, \\ T_1/T_2 &= (E_1/E_2)^{1/3}. \end{aligned} \quad (1)$$

Простой перенос этих соотношений на случай высокоскоростного удара, когда под энергиями  $E_1$  и  $E_2$  понимаются начальные кинетические энергии двух ударников, имеющих различные начальные скорости, оказался невозможным. Теоретическое обоснование правильного сравнения двух ударных событий было дано Зельдовичем (1956). Подробнее с данной проблематикой можно познакомиться в работах Зельдовича и Райзера (1966) и Рае (1973). В случае соударения с мишенями, представляющими собой конденсированные среды, обладающие прочностью, подобная концепция была развита Уолшем (Динес, Уолш, 1973) и получила название "эквивалентности на поздней стадии". Понятие эквивалентности на поздней стадии можно сформулировать следующим образом: два ударника с начальными скоростями  $U_1$  и  $U_2$  и линейными размерами  $l_1$  и  $l_2$  произведут в мишени одинаковое механическое действие, если будет выполнено соотношение

$$l_1 U_1^a = l_2 U_2^a \quad (2)$$

при следующих ограничениях: 1) скорости соударения превышают скорости звука и мишени, 2) механическое действие сравнивается на стадиях, когда масса вещества мишени, вовлеченного в движение, становится много больше массы ударника (поздние стадии).

Нетрудно убедиться, что если бы выполнялось энергетическое подобие (т.е.  $l_1^3 U_1^2 = l_2^3 U_2^2$ ), то коэффициент  $a$  в (2) был бы равен  $2/3 \approx 0,667$ . Расчеты, однако, показали, что при довольно широком варьировании свойств ударника и мишени наилучшим значением показателя степени в (2) является

$$a = 0,58 \quad (3)$$

(Динес, Уолш, 1973). Кроме того, были установлены и другие факты, не имеющие строгого теоретического обоснования, но могущие рассматриваться как эмпирические. К ним можно отнести слабое влияние формы ударника, его плотности и других физико-механических свойств на позднюю стадию течения вещества мишени.

Это означает, что для оценки механического действия высокоскоростного удара на основную массу вещества мишени (за исключением ближайших к точке удара областей) необходимо знать, помимо свойств мишени, только массу ударника  $M$  и его начальную скорость  $U$ . Тогда для любого высокоскоростного ударного явления можно ввести характерную длину  $L$ :

$$L = (0,5)^{0,25} (M/\rho)^{1/3} (U/c)^{0,58}, \quad (4)$$

где  $\rho$  — плотность вещества мишени, а  $c$  — скорость объемных звуковых волн в мишени (Рае, 1973). Характерная длина служит масштабом для измерения линейных размеров при высокоскоростном ударе. В случае одинаковой мишени при двух ударных событиях с различными характерными длинами  $L_1$  и  $L_2$  эквивалентное механическое действие будет произведено на расстояниях  $x_1$  и  $x_2$ , связанных соотношением  $x_1/L_1 = x_2/L_2$ .

В качестве масштаба для сравнения интенсивности ударных волн в мишени обычно используют величину акустической жесткости  $\rho c^2$ . Тогда можно сопоставить результаты расчетов высокоскоростного соударения с различными мишенями по зависимости проведенного давления в ударной волне  $p/\rho c^2$  от приведенной глубины под точкой удара  $z/L$  (Рае, 1973). Из рис. 1 видно, что в приведенных координатах все расчеты довольно хорошо соответствуют друг другу на стадии эквивалентности и для предсказания затухания ударных волн в различных мишенях можно использовать зависимость вида

$$p/\rho c^2 = (3 \pm 1)(z/L)^{-2,5}. \quad (5)$$

Поскольку (5) является обобщением некоторого ограниченного числа расчетных данных, указать пределы ее применимости в настоящее время не представляется возможным.

Для оценок количества вещества, подвергнутого действию ударной волны с интенсивностью, большей некоторой заданной величины, можно считать поверхности равного давления полусферами с центрами в точке соударения. Для учета ослабления ударной волны вблизи поверхности можно использовать расчетные формы поверхностей равного давления, однако такой учет не приводит к уменьшению объема более чем в 1,5–2 раза, что при общей точности наших оценок можно не учитывать.

В этих предположениях соотношение (5) можно преобразовать к виду

$$V(p > p_1) = 8L^3 (p_1/\rho c)^{-1,2}, \quad (6)$$

где  $V(p > p_1)$  — объем вещества мишени, подвергшийся действию ударной волны с давлением на фронте, большим, чем  $p_1$ .

О'Киф и Аренс (O'Keefe, Ahrens, 1977) привели данные о количестве ударного расплава, образующегося при высокоскоростном ударе по габброидному анортозиту. Объем ударного расплава для

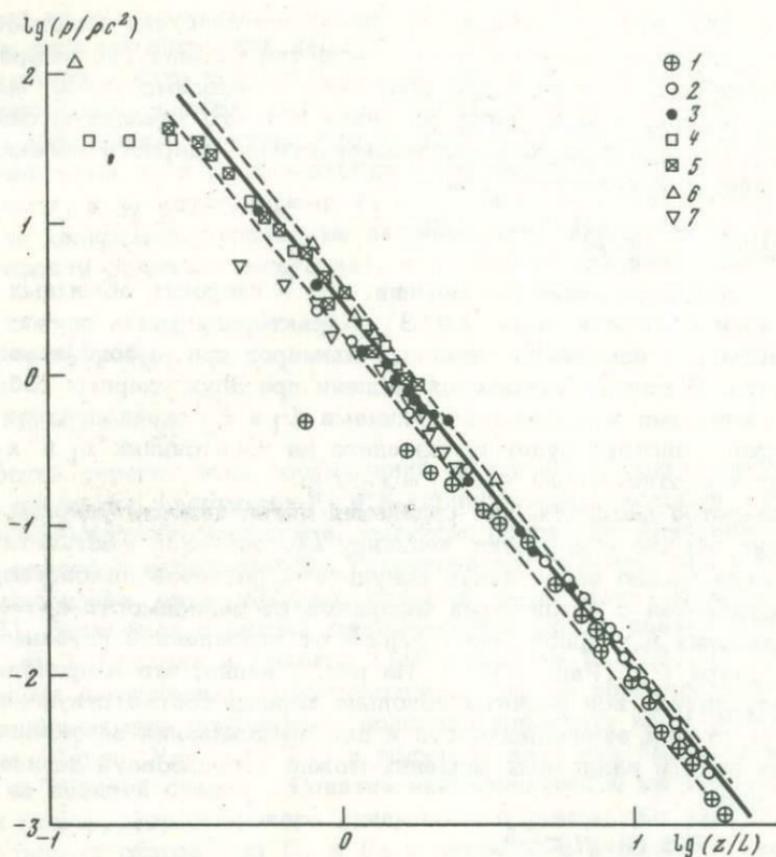


Рис. 1. Зависимость приведенного давления во фронте ударной волны  $p/\rho c^2$  под точкой удара от приведенного расстояния под точкой удара  $z/L$

1-3 - удар алюминия в алюминий (скорость соударения  $U = 7,8; 24,3$  и  $80,4$  км/с соответственно) (Dienes, Walsh, 1969); 4 - удар железа по железу ( $U = 40$  км/с) (Pae, 1973); 5 - удар свинца по свинцу ( $U = 20$  км/с) (Pae, 1973); 6 - удар железа по туфу ( $U = 30$  км/с) (Bjork, 1961); 7 - удар железа по габброидному анортозиту ( $U = 15$  км/с) (Q' Киф, Аренс, 1977)

этих расчетов можно связать с характерной длиной соотношением

$$V_{\text{пл}} \approx 1,5 L^3, \quad (7)$$

где  $V_{\text{пл}}$  - объем вещества, которое после разгрузки до нулевого давления окажется в расплавленном состоянии. Подобные оценки могут служить хорошей основой для качественного рассмотрения процесса метеоритного кратерообразования, однако они не учитывают многих деталей процесса. Например, при получении оценки (7) не учитывалось, что часть вещества плавится лишь частично. Другим важным моментом является неконгруэнтность плавления реальных горных пород.

Все перечисленные выше расчеты проведены, по сути дела, для уравнений состояния, описывающих простые вещества типа металлов. Реальные горные породы при ударном сжатии испытывают фазовые переходы с уменьшением объема. Учет фазовых переходов при составлении уравнения состояния, используемого для расчета, может существенно повлиять на результаты вычислений. В связи с этим приведенные выше обобщенные зависимости (5) - (7) следует рассматривать как оценочные и подлежащие проверке при получении результатов расчетов, более точно описывающих реальные горные породы.

Особую трудность представляет оценка параметров ударника и соответственно его характерной длины  $L$  для естественных метеоритных кратеров. Возможно, что расчетные зависимости вместе с геологическими и геофизическими данными о земных метеоритных кратерах позволят сделать надежные оценки параметров кратерообразующих тел.

### ДВИЖЕНИЕ ГРУНТА ПРИ КРАТЕРООБРАЗОВАНИИ

Эксперимент. При кратерообразовании в лабораторных условиях в качестве мишени обычно используют насыпные среды типа песка. Такой выбор, с одной стороны, диктуется технологичностью таких сред, а с другой - тем обстоятельством, что движение несвязанных гранулированных сред достаточно хорошо моделирует движение больших масс раздробленных горных пород. Это свойство несвязанных гранулированных сред было с успехом использовано для моделирования механического действия взрывов на выброс (Садовский и др., 1966; Родионов и др., 1971).

На рис. 2 показан общий вид образующегося при контактном взрыве кратера и разлетающегося грунта в различные моменты времени. Отметим, что в ранние моменты времени полость растет почти симметрично и по глубине, и по радиусу. Через некоторое время (около 3 мс для заряда ТНТ массой 1 г в случае взрыва на песке) дно полости достигает своего окончательного положения, причем в этот момент радиус полости примерно на 20% превосходит ее глубину. В последующие моменты времени кратер растет только в ширину. Эти особенности иллюстрируются на рис. 3, где показан контур внутренней поверхности полости в различные моменты времени. Видно, что радиус кратера достигает своего окончательного значения за время, примерно на порядок большее, чем время формирования глубины кратера.

На рис. 4 показаны траектории некоторых частиц в различных мишенях. Видимое на рис. 4 подобие траекторий в столь различных средах наводит на мысль о возможности построить некую упрощенную модель, описывающую наиболее общие черты движения среды при кратерообразовании. Результаты такого построения будут приведены ниже.

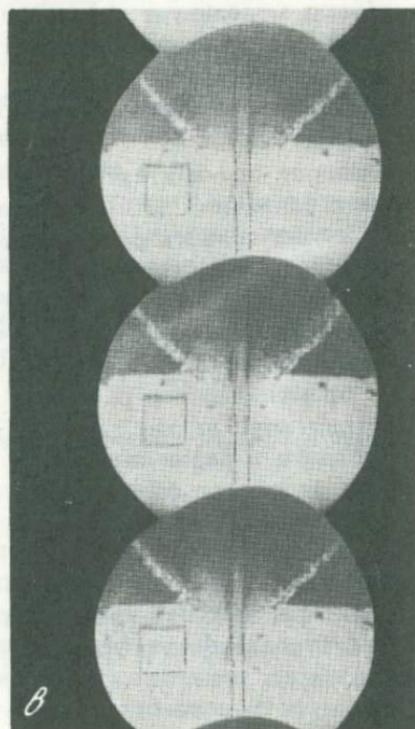
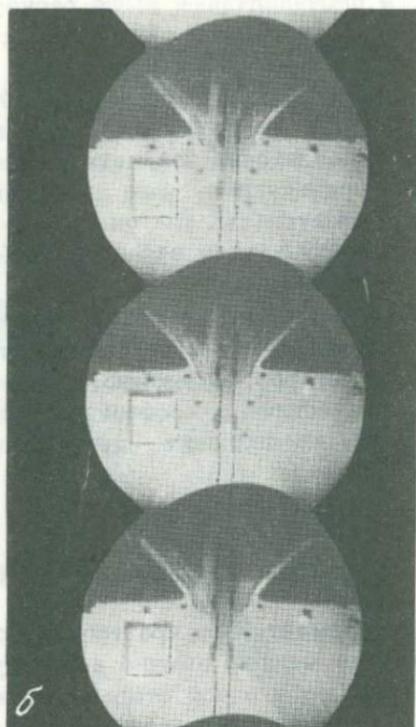
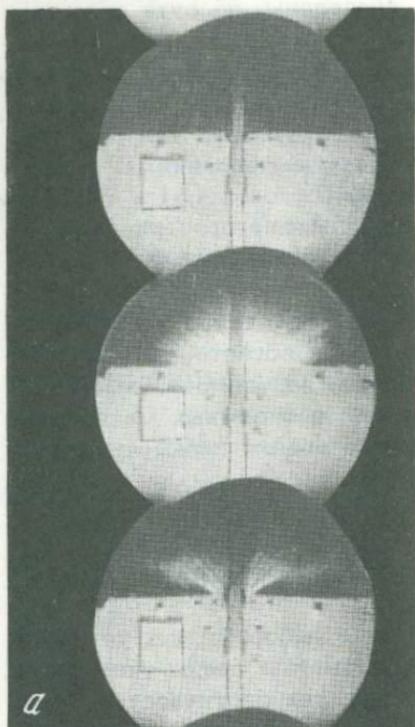


Рис. 2. Кадры скоростной киносъемки контактного взрыва на песке

*а* — кадры № 0, 1, 2; *б* — кадры № 9, 10, 11; *в* — кадры № 99, 100, 101. Время между кадрами примерно 0,33 мс.

Взрыв производится у окна из толстого органического стекла, что дает возможность наблюдать образование кратера в разрезе. Для того чтобы заряд не разрушал стекло, в центре окна сделано отверстие, забитое стальной пробкой. Вертикальная балка, подпирающая пробку с внешней стороны окна, видна на photographиях в виде вертикальной полосы. Схема опыта разработана в ИФЗ АН СССР А.П. Сухотиным

Яркой деталью кратерообразования, многократно описанной в литературе, является разлет грунта в виде тонкого султана, сечение которого, показанное на рис. 2, часто называют "усами". Угол наклона "усов" к поверхности составляет обычно  $50-60^\circ$ . "Усы" есть линия мгновенного положения частиц выбросов, которые движутся по траекториям, первоначально наклоненным под углом  $30-40^\circ$  к горизонту. Эти частицы довольно компактны, что легко увидеть, если на рис. 2 мысленно провести через "усы" прямолинейные траектории частиц. Это обстоятельство позволяет проводить упрощенный анализ разлета грунта и образования навала вокруг кратера в приближении движения материальных точек. В малом масштабе, когда сила тяжести еще не успела значительно повлиять на траектории частиц выбросов, эти траектории представляют собой прямые лучи. Угол наклона этих лучей почти постоянен. Скорость движения вещества  $v$  вдоль этих лучей постоянна после перехода последней порции вещества выбросов, движущегося вдоль некоторого заданного луча, через уровень исходной поверхности. Эксперименты показали, что для песка зависимость скорости выбросов от расстояния  $R$  точки вылета до центра взрыва можно описать в виде

$$v = aER^{-3}, \quad (8)$$

где  $a$  — некоторый коэффициент, а  $E$  — энергия взрыва. Данная зависимость была прослежена на песке до расстояний, не меньших  $0,4$  радиуса кратера. Было показано (Иванов, 1977), что все описанные черты кратерообразования сохраняются и при небольшом заглублении заряда. Отсюда следует, при учете эквивалентности малозаглубленного взрыва и удара (Baldwin, 1963; Обербек, 1977), что описанные выше явления и закономерности имеют место и при ударном кратерообразовании.

Если по расчетным данным Динеса и Уолша (1973) проследить за движением выбрасываемых при образовании кратера частиц алюминиевой мишени, то окажется, что для скоростей выброса применимо соотношение (8). Это обстоятельство вместе с отмеченным выше подобием траекторий движения частиц в металле и песке позволяет предположить, что закон типа (8) отражает некоторые общие свойства движения вещества при кратерообразовании и может быть применен для получения различных качественных оценок в случае реальных горных пород.

Как было указано в предыдущем разделе, мерой длины при высокоскоростном ударе может считаться характерная длина  $L$ , определяемая соотношением (4). Тогда выражение для скорости выбросов (8) можно переписать в виде

$$v = A(L/R)^3, \quad (9)$$

где  $A$  — коэффициент с размерностью скорости. Для случая кратерообразования в алюминии (Динес, Уолш, 1973) коэффициент  $A$  имеет порядок скорости звука в мишени. Формула (9) выражает пред-

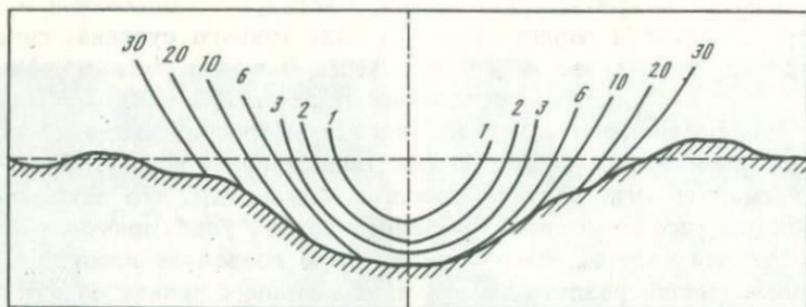


Рис. 3. Профиль внутренней поверхности растущего кратера по данным фотографий, показанных на рис. 2

Цифры - номера кадров

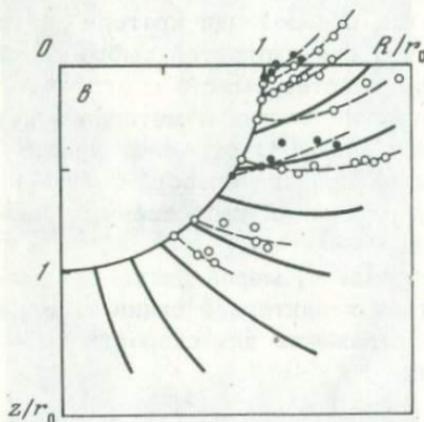
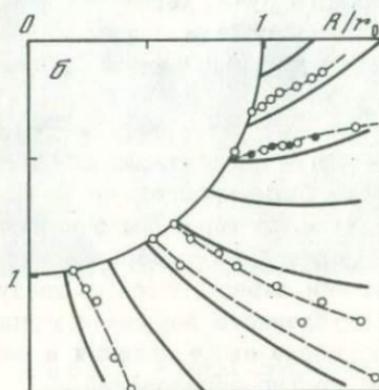
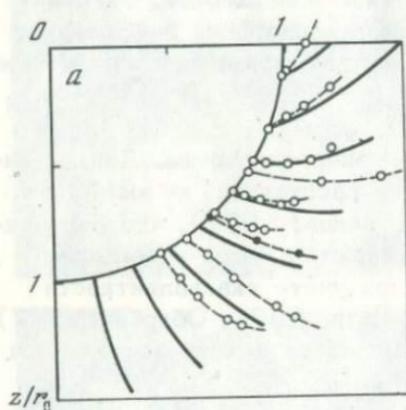


Рис. 4. Траектории движения отдельных точек мишени при кратерообразовании, показанные в цилиндрических координатах  $R, z$ , отнесенных к начальному расстоянию частицы до центра координат  $r_0$

$a$  - расчет для алюминия (Dienes, Walsh, 1969);  $b$  - контактный взрыв на воде;  $c$  - контактный взрыв на песке.

Черные и светлые кружки отмечают точки с различным  $r_0$ . Сплошные линии - траектории движения, определяемые упрощенной моделью (формула (14))

положение о том, что если некоторая частица мишени при одном ударном событии испытала такое же ударно-волновое воздействие, как и другая частица при другом событии в аналогичной мишени, то скорости их выброса будут одинаковыми. Вопрос о величине коэффициента  $A$  для разных мишеней пока остается открытым, однако некоторые оценки можно сделать, предполагая, что, как и в альюмини, этот коэффициент имеет порядок объемной скорости звука в данной мишени.

Упрощенные модели. По-видимому, первой упрощенной схемой движения грунта при метеоритном кратерообразовании была схема Станюковича (1950, 1971). Процесс метеоритного кратерообразования разбивается в ней на две стадии: внедрение метеорита на некоторую глубину  $H_0$  и "взрыв" метеорита на этой глубине. После "взрыва" метеорита среда начинает двигаться по радиусам, исходящим из центра взрыва. Таким образом, эта модель представляет собой, по сути дела, применение схемы расчета взрыва на выброс к случаю метеоритного кратерообразования. Рассмотрим некоторые количественные параметры, характеризующие данную модель.

Будем говорить, что с расстояния  $R$  от точки удара выбрасывается объем грунта  $dV$ , имея в виду объем грунта, заключенный между поверхностями конусов, описанных вокруг вертикальной оси и имеющих высоту  $H_0$  и радиусы оснований  $R$  и  $R + dR$ . Предполагая, что кинетическая энергия  $K_0$ , сообщаемая среде при "взрыве" метеорита, равномерно распределена по телесным углам, легко записать выражения, определяющие для объема

$$dV = \frac{2\pi}{3} H_0 R dR \quad (10)$$

значение кинетической энергии

$$dK = \frac{3K_0 dV}{4\pi R^3} \quad (11)$$

Выражение для потенциальной энергии этого объема имеет вид

$$dP = \frac{1}{4} \rho g H_0 dV, \quad (12)$$

что соответствует центру тяжести элементов грунта  $dV$ , лежащему на одной и той же глубине  $H_0/4$ .

Сравнивая выражения (11) и (12), можно видеть, что с увеличением координаты  $R$  кинетическая энергия элементов объема  $dV$  уменьшается, а плотность кинетической энергии остается постоянной. Это означает, что при некотором значении расстояния  $R_a$ , определяемом соотношением

$$dK(R_a) = dP(R_a), \quad (13)$$

выброс грунта станет невозможным, так как вся кинетическая энергия, запасенная в объеме грунта  $dV$ , будет израсходована на работу против сил тяжести. Следовательно, величину  $R_a$  можно считать

хорошей оценкой радиуса кратера по уровню исходной поверхности. Условимся называть кратер, размеры которого определяются балансом кинетической и потенциальной энергии, *гравитационным кратером* в отличие от *прочностного кратера*, размеры которого определяются израсходованием кинетической энергии на работу против сил прочности.

Полученное в последнее время довольно большое количество экспериментальных и расчетных данных о движении вещества мишени показало, что траектории движения частиц имеют более сложный вид, чем предполагалось в изложенной выше модели (рис. 4). Это позволило, опираясь на экспериментальные данные, построить упрощенное автомодельное поле скоростей, сохраняющее одну из основных черт модели Станюковича, а именно следующее свойство: все частицы мишени, расположенные вдоль линий тока в некоторый момент времени, в последующие моменты времени будут двигаться вдоль тех же линий, которые представляют собой, таким образом, траектории частиц (Ivanov, 1977).

Введем полярные координаты  $r, \theta$ , ось  $\theta = 0$  которых направлена из точки соударения в глубь мишени нормально к поверхности. В этих координатах выражение для траекторий частиц имеет вид (Ivanov, 1977)

$$r = (1 - \cos \theta)R. \quad (14)$$

В этом выражении, как и ранее,  $R$  — координата пересечения траектории поверхностью мишени. Вещество, заключенное первоначально в объеме  $dV$ , образованном вращением вокруг вертикальной оси траекторий (14), входящих на свободную поверхность в точках  $R$  и  $R + dR$ , в течение всего процесса кратерообразования будет находиться внутри этого объема вплоть до момента выхода на поверхность  $\theta = \pi/2$ .

Для элемента грунта, вылетающего с расстояния  $R$ , можно, как и в модели Станюковича, записать выражения для кинетической и потенциальной энергии. Для определения кинетической энергии объ-

Для определения кинетической энергии объема  $dV$ , приобретаемой им к моменту выброса, можно воспользоваться экспериментальными или расчетными данными о скоростях разлета вещества, приведенными выше. Тогда соотношения для модели Станюковича (10) — (12) могут быть переписаны в следующем виде. Объем грунта  $dV$ , вылетающего с расстояния  $R$  от точки удара, равен

$$dV = \frac{\pi}{2} R^2 dR. \quad (15)$$

Кинетическая энергия объема  $dV$  при задании поля скоростей разлета в форме (9) составляет

$$dK = \frac{\rho}{2} (A)^2 (R/L)^{-6} dV. \quad (16)$$

Потенциальная энергия объема  $dV$  равна

$$dP = \frac{2}{15} \rho g R dV, \quad (17)$$

что соответствует центру тяжести объема  $dV$ , лежащему на глубине  $z = (2/15)R$ .

Из сравнения формул (11), (12) и (16), (17) видно, что качественно данная модель и модель Станюковича совпадают, однако в данной модели кинетическая энергия спадает быстрее при удалении от центра к периферии кратера, а потенциальная энергия возрастает. Приравнивая, как и ранее, величины  $dK$  и  $dP$ , можно получить оценку для радиуса кратера  $R_a$ :

$$R_a = (15/4)^{1/7} A^{2/7} g^{-1/7} L^{6/7}. \quad (18)$$

При известных константах это выражение может быть использовано для прямой оценки радиуса гравитационного кратера, однако на данном этапе более интересными представляются качественные следствия из (18). Рассмотрим кратерообразование в двух мишенях при ускорении силы тяжести  $g_1$  и  $g_2$ . Пусть характерные длины  $L_1$  и  $L_2$  также различны. Тогда можно сравнить радиусы  $R_{a1}$  и  $R_{a2}$  образующихся кратеров:

$$R_{a1}/R_{a2} = (g_1/g_2)^{-1/7} (L_1/L_2)^{6/7}. \quad (19)$$

Для наглядности представим, что ударники в этих событиях имели одинаковые скорости. Тогда из (4) следует, что в одинаковых мишенях характерная длина пропорциональна корню кубическому из кинетической энергии ударника  $L \sim E^{1/3}$ , и (19) преобразуется к виду

$$R_{a1}/R_{a2} = (g_1/g_2)^{-1/7} (E_1/E_2)^{1/3,5} \quad (20)$$

или

$$E_1/E_2 = (g_1/g_2)^{1/2} (R_{a1}/R_{a2})^{1/3,5}. \quad (21)$$

Эти соотношения можно использовать для сравнения энергий образования кратеров простой морфологии на различных планетах при различных масштабах явления.

Сопоставим некоторые следствия описанной выше модели с экспериментальными данными. Данные о зависимости размеров кратера от энергии имеются лишь для взрывных кратеров.

Согласно данным, приведенным Базилевским и Ивановым (1977), в диапазоне масс зарядов от 100 кг до 1 кт радиусы воронки контактного взрыва в типичных грунтах пропорциональны корню кубическому из энергии заряда. Однако если экстраполировать подобную зависимость на взрывы зарядов, больших 0,1 – 1 Мт, то радиусы воронок, рассчитанные в предположении энергетического подобия, окажутся больше, чем радиусы, оцененные по зависимости типа (20) для взрывов в сухом песке. Такая ситуация представ-

ляется невозможной, так как сухой песок практически не обладает сцеплением. Из этого рассуждения следует, что для зарядов, больших 0,1 – 1,0 Мт, радиусы воронок заведомо будут определяться не столько прочностью, сколько силой тяжести. Прочностные силы при этом будут определять поле скоростей в мишени, но не размеры кратера (в том смысле, что вне поля тяжести кратер при данном событии имел бы большой радиус). Величина критического размера кратера, при котором механизм ограничения его размеров становится гравитационным и, следовательно, зависимость радиуса кратера от энергии  $R_a \sim E^{1/3}$  сменяется зависимостью вида  $R_a \sim g^{-1/7} E^{1/3,5}$ , зависит от прочности грунта и величины силы тяжести и в настоящее время может быть определена лишь весьма приближенно.

Для Земли величина критического радиуса может быть оценена в 30–300 м для типичных грунтов, слагающих площадки, на которых проводились крупномасштабные взрывные эксперименты.

Ввиду этого зависимость (20) следует проверять или на явлениях большого масштаба, или (в случае малопрочных сред), когда работа, совершаемая против сил тяготения, заведомо больше работы против прочностных сил. В последнем случае Вайль (Vaile, 1961) нашел, например, что для контактных и малозаглубленных взрывов в аллювии радиус воронки зависит от энергии взрыва, как  $R_a \sim E^{1/3,4}$ , что хорошо соответствует зависимости (20).

Описанная выше модель предсказывает степенную зависимость радиуса кратера от величины ускорения силы тяжести, а именно  $R_a \sim g^{-0,143}$  при постоянной энергии  $E$ . Согласно экспериментальным данным Джонсона и др. (Johnson et al., 1969), при контактном взрыве в сухом песке  $R_a \sim g^{-0,111}$ . Голт и Ведекинд (Gault, Wedekind, 1977) привели аналогичную формулу для радиуса кратера в сухом песке при высокоскоростном ударе. В этом случае  $R_a \sim g^{-0,165}$ . Для Луны, где сила тяжести примерно в 6 раз меньше, чем на Земле, вышеприведенные зависимости приводят к увеличению размеров лунных кратеров, образованных ударами той же энергии, всего лишь на 25–30%, что, вообще говоря, можно считать слабой зависимостью от силы тяжести.

Теперь на основании изложенной выше полуэмпирической модели ударного кратерообразования можно попытаться оценить некоторые параметры метеоритов, образовавших кратеры заданных размеров. Характерную длину метеорита можно оценить с помощью уравнения (18), решив его относительно  $L$ :

$$L = \left( \frac{4}{15} \right)^{1/6} A^{-1/3} R_a^{7/6} g^{1/6}. \quad (22)$$

При известной величине  $L$  и предполагаемой скорости соударения  $U$  уравнение (4) можно разрешить относительно массы метеорита  $M$ :

$$M = 2^{3/4} L^3 \rho (c/U)^{1,74}. \quad (23)$$

С помощью последнего выражения легко оценить энергию кратерообразующего тела:

$$E = \frac{MU^2}{2} = 2^{-1/4} L^3 \rho c^{1,74} U^{0,26}. \quad (24)$$

Проиллюстрируем применение этих соотношений на примере Аризонского метеоритного кратера. Предположим, что, как и для алюминиевой мишени, коэффициент  $A$  имеет порядок скорости звука. Из экспериментальных данных по ударному сжатию пород мишени (Kieffer, 1971, рис. 16) объемную скорость звука можно оценить величиной 2 км/с. Подставляя значение истинного радиуса кратера  $R_a = 518$  м в (22), находим, что для данного ударного события  $L = 140$  м. Предположим, что скорость удара составляла  $U = 15$  км/с. Тогда масса метеорита, оцененная по формуле (23), составляет около 260 тыс. т, а исходная кинетическая энергия согласно (24) примерно равна  $3 \cdot 10^{23}$  эрг, или в пересчете на массу тротилового заряда той же энергии около 7 Мт. При начальной скорости 30 км/с кинетическая энергия должна была бы составлять примерно 8,5 Мт.

Полученные величины энергий можно сравнить со значениями энергий ядерных взрывов "Типот-С" и "Джангл-У", которые образовали воронки, морфологически близкие к Аризонскому кратеру (Шумейкер, 1968). Предполагая в соответствии с (21), что энергия взрыва для больших кратеров и воронок пропорциональна  $R_a^{3,5}$ , и подставляя значения энергии ядерных взрывов (1,2 кт) и радиусов их воронок (соответственно 44 и 40 м), получим, что Аризонский кратер мог бы быть образован заглубленными ядерными взрывами мощностью 6–10 Мт. Как можно видеть, оценка, полученная выше по зависимостям полуэмпирической модели, хорошо согласуется с традиционным методом оценки энергии по взрывным кратерам.

Аналогичные вычисления, проведенные для кратера Брент при значениях  $R_a = 1500$  м,  $A = 5$  км/с, приводят к величине  $L = 350$  м. При скорости  $U = 15$  км/с кинетическая энергия метеорита, образовавшего этот кратер, должна была иметь порядок 500 Мт. Оценка объема расплавленных горных пород с помощью (7) дает значение  $V_{пл} = 6 \cdot 10^{13}$  см<sup>3</sup>, что неплохо соответствует наблюдаемому значению  $5 \cdot 10^{13}$  см<sup>3</sup> (Денс, 1968). Эту оценку можно проверить следующим образом. Известно, что при подземном ядерном взрыве плавится масса горных пород, равная 50–80% массы эквивалентного тротилового заряда (Адушкин и др., 1973). Тогда масса расплава при образовании кратера Брент могла достигать значений 250–400 Мт, что при плотности породы около 3 г/см<sup>3</sup> соответствует объему  $(8 \div 13) \cdot 10^{13}$  см<sup>3</sup>, что также не противоречит наблюдаемой величине. Следовательно, оценка энергии кратерообразующего тела также правильна по порядку величины.

Несмотря на неплохое соответствие отдельных оценок действительности, предложенные выше упрощенные зависимости содержат и внутренние противоречия, возникающие главным образом из-за неучета истинных свойств реальных горных пород. Например, из формулы (7) при подстановке в нее значения  $L$  для Аризонского кратера следует, что объем расплава в этом кратере должен был быть порядка 4 млн. м<sup>3</sup>, чего на самом деле не наблюдается. Из этого примера видно, что обобщенные модели ударного кратерообразования, не учитывающие реальных свойств горных пород во всем их многообразии, имеют весьма ограниченную ценность, хотя могут быть полезны для ориентации в ожидаемых величинах.

В заключение отметим, что изучение каждого сложного природного процесса неизбежно проходит этап построения упрощенных моделей. Это в полной мере относится и к метеоритному кратерообразованию. Как было показано выше, распространение ударных волн при высокоскоростном ударе по простым веществам типа металлов поддается довольно удачным обобщениям. Однако реальные горные породы с присущими им свойствами, такими, как фазовые переходы, пористость, полиминеральный состав, вряд ли можно описать с той же степенью общности, что и металлы. Даже для построения конкретных расчетных схем отдельных ударных событий требуется получить еще очень большой объем экспериментального материала о поведении горных пород при ударном сжатии.

Изложенные выше упрощенные модели кратерообразования относятся лишь к кратерам простой морфологии и, следовательно, ограничены сверху по размерам кратеров, так как на всех планетных телах с ростом размера строение кратеров усложняется. Выяснение причин такого усложнения и поиск возможностей его моделирования представляют собой одну из интереснейших задач механики кратерообразования.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Адушкин В.В., Костюченко В.Н., Николаевский В.Н., Цветков В. Механика подземного взрыва. — В кн.: Механика твердых деформируемых тел, т. 7. М., ВИНТИ, 1973, с. 87–197.
- Базилевский А.Т., Иванов Б.А. Обзор достижений механики кратерообразования. — В кн.: Механика образования кратеров при ударе и взрыве. М., "Мир", 1977, 172–227.
- Денс М.Р. Внеземное происхождение канадских кратеров. — В кн.: Взрывные кратеры на Земле и планетах. М., "Мир", 1968, 105–129.
- Динес Дж., Уолш Дж. Теория удара: некоторые общие принципы и метод расчета в эйлеровых координатах. — В кн.: Высокоскоростные ударные явления. М., "Мир", 1973, 49–111.
- Зельдович Я.Б. Движение газа под действием кратковременного давления (удара). — Акуст. журн., 1956, 2, вып. 1, 28–38.
- Зельдович Я.Б., Райзер Ю.П. Физика ударных волн и высокотемпературных гидродинамических течений. Изд. 2-е. М., "Наука", 1966.
- Иванов Б.А. О механическом действии взрыва вблизи поверхности грунта. — Физика горения и взрыва, 1977, № 1, 110–113.

- Обербек В.Р. Лабораторное моделирование ударного кратерообразования при помощи взрывчатых веществ. - В кн.: Механика образования воронок-при ударе и взрыве. М., "Мир", 1977, 33-61.
- О'Киф Дж.Д., Аренс Т.Дж. Ударные эффекты при столкновении больших метеоритов с Луной. - В кн.: Механика образования воронок при ударе и взрыве. М., "Мир", 1977, 62-79.
- Рае У. Аналитическое исследование распространения ударных волн, порожденных ударом (обзор и новые результаты). - В кн.: Высокоскоростные ударные явления. М., "Мир", 1973, 220-298.
- Родионов В.Н., Адушкин В.В., Костюченко В.Н. и др. Механический эффект подземного взрыва. М., "Недра", 1971.
- Садовский М.А., Адушкин В.В., Родионов В.Н. Моделирование крупных взрывов на выброс. - Докл. АН СССР, 1966, 167, № 6, 1253-1255.
- Седов Л.И. Методы подобия и размерностей в механике. Изд. 5-е. М., "Наука", 1967. 428 с.
- Станюкович К.П. Элементы физической теории метеоров и кратерообразующих метеоритов. - В кн.: Метеоритика, вып. 7. М., Изд-во АН СССР, 1950, 39-62.
- Станюкович К.П. Неустановившиеся движения сплошной среды. Изд. 2-е. М., "Наука", 1971. 854 с.
- Станюкович К.П., Федынский В.В. О разрушительном действии метеоритных ударов. - Докл. АН СССР, 1947, 57, № 2, 129-132.
- Шумейкер Ю.М. Интерпретация лунных кратеров. - В кн.: Взрывные кратеры на Земле и планетах. М., "Мир", 1968, 184-221.
- Baldwin R.B. The measure of the Moon. Chicago, Univ. Chicago Press, 1963, 488 p.
- Bjork R.L. Meteor crater Arizona: Preliminary analysis. - J. Geophys. Res., 1961, 66, N 10, 3379-3387.
- Dienes M.R., Walsh J.M. Theory of hypervelocity impact. - Systems, Sci. and Software Rept 3SIR, Calif., USA, 1969. 101 p.
- Gault D.E., Wedekind J.A. Experimental hypervelocity impact into quartz sand: II, effects of gravitational acceleration. - In: Impact and explosion cratering/Ed. D. J. Roddy et al. N.Y., Pergamon Press, 1977, 1231-1244.
- Ivanov B. A. Gravity effect on crater formation: Thickness of ejecta and concentric basins. - Proc. 7th Lunar. Sci. Conf. N.Y., Pergamon Press, 1976, 2947-2965.
- Ivanov B. A. The simple hydrodynamic model of cratering. - In: Lunar science VIII. Houston, Texas, Lunar Sci. Inst., 1977, 499-501.
- Johnson S.W., Smith J.A., Franklin E.G. et al. Gravity and atmospheric pressure on crater formation in sand. - J. Geophys. Res., 1969, 74, N 20, 4838-4850.
- Kieffer S.W. Shock metamorphism of the Coconino sandstone. - J. Geophys. Res., 1971, 76, N 23, 5449-5473.
- O'Keefe J.D., Ahrens Th. J. Partition of energy and the degree of melting and vaporization in planetary impact processes. - In: Lunar science VIII. Houston, Texas, Lunar Sci. Inst., 1977, 741-743.
- Vaile R.B., Jr. Pacific craters and scaling laws. - J. Geophys. Res., 1961, 66, N 10, p. 3413-3455.

## ВОЛНОВАЯ ТЕОРИЯ УДАРА МЕТЕОРИТОВ

## ОБРАЗОВАНИЕ КРАТЕРА ПРИ ВЫСОКОСКОРОСТНОМ УДАРЕ

Аналогия взрыва и высокоскоростного удара была замечена Станюковичем еще в 1937 г. (Астапович, 1937) и использована Станюковичем и Федьнским в 1947 г. для объяснения происхождения лунных кратеров. Их идеи получили развитие в ряде последующих работ (Андрианкин, 1963, 1973; Станюкович, Бронштэн, 1960; Мухамеджанов, 1967; и др.).

Явление удара метеоритов имеет много общего со взрывом, эффект которого можно рассматривать как импульсивное взаимодействие продуктов детонации с окружающей средой.

При ударе метеоритов со скоростями в несколько десятков километров в секунду происходят фазовые превращения вещества грунта и метеорита, сопровождающиеся разлетом плазмы и переносом энергии излучением, подобно явлениям в начальной стадии ядерного взрыва. По мере затухания ударной волны, распространяющейся от места удара, вещество за ее фронтом переходит в разрушенное и пластическое состояние и затем под действием реактивного импульса и волн разрежения выплескивается из кратера. Из физической аналогии высокоскоростного удара и взрыва следует в ряде случаев и аналогия математических решений (Зельдович, Райзер, 1962). Она выражается, например, в одинаковой асимптотике затухания волн от удара и взрыва в среде с переменной и быстро падающей плотностью, когда масса вещества за фронтом волны над плоскостью взрыва остается конечной (Андрианкин, 1973). Хотя численные методы исследования, развитые для задач типа несферического взрыва, применимы также и к решению задач об ударе метеорных частиц (Кинслоу, 1973), тем не менее существующие до сих пор нестрогости в определении уравнения состояния вещества делают точные методы мало полезными для исследования столь сложных задач. К тому же явление удара зависит от большого числа безразмерных параметров, и, следовательно, без приближенного описания процесса невозможно получить универсальные зависимости ни из математического расчета, ни из эксперимента.

В процессе кратерообразования различают три стадии: I - внедрение метеорита, II - испарение и разрушение части вещества грунта за счет ударной волны, III - вязкопластическое вытеснение вещества из кратера.

При больших скоростях удара определяющей является стадия II. Рассмотрим нормальный удар со скоростью  $v_0$  цилиндрического метеорита массы  $m_0$ , радиуса  $r_0$  и высоты  $h_0$ . Система ударных волн и характер изменения давления на фронте сильного разрыва изоб-

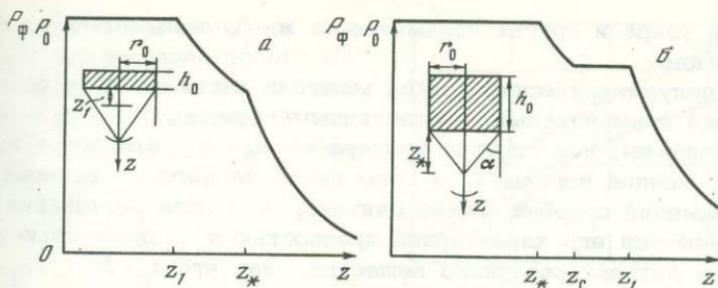


Рис. 1. Взаимодействие волн при ударе плоского (а) и компактного (б) метеоритов

$z_1$  и  $z_*$  — координаты догона ударного фронта соответственно волнами тыльной и боковой разгрузок;  $z_c$  — координата начала квазистационарного режима

ражены на рис. 1. Ударная волна, распространяющаяся в грунте с начальной амплитудой давления  $P_0$ , ослабляется за счет волн тыльной и боковой разгрузки.

Если метеорит сплюснут,  $h < r_0$ , волны тыльной разгрузки первыми оказывают влияние на весь ударный фронт (рис. 1, а). При этом сразу же после взаимодействия с сильным разрывом в момент времени  $t_1$  устанавливается режим затухания, соответствующий короткому удару, когда давление на фронте  $P_\phi$  падает по закону  $P_\phi = P_0 (m_1/m_\phi)^n$ , где  $m_1$  и  $m_\phi$  — лагранжевы координаты фронта волны в момент времени  $t_1$  и  $t > t_1$  (Андрианкин, Кононенко, 1973). Этот закон затухания остается справедливым лишь до тех пор, пока не сомкнутся волны боковой разгрузки, т.е. пока эйлера координата фронта  $z_\phi$  будет меньше  $z_* = r_0 \operatorname{ctg} \alpha$ , где  $\alpha$  — угол боковой разгрузки. При  $z_\phi > z_*$  затухание волны носит объемный характер и  $P_\phi = P_0 (m_1/m_*)^n (z_*/z_\phi)^3$  ( $m_*$  — лагранжева координата фронта волны в момент смыкания волн боковой разгрузки).

В хрупких грунтах зона разрушения определяется ударной волной. Поэтому глубину кратера  $a$  можно оценить из условия прочности  $P_\phi = \sigma_*$ . Для рассматриваемого случая

$$a^3 = \frac{3m_0 P_0}{2\pi \rho_1 \sigma_*} \left( \frac{m_1}{m_*} \right)^n \left( 1 + \frac{2}{3} \delta \frac{\rho_1}{\rho_0} \operatorname{ctg}^3 \alpha \right), \quad \delta = \frac{r_0}{h_0}. \quad (1)$$

По мере ослабления волны давление на фронте  $P_\phi$  затухает медленнее, чем  $z_\phi^{-3}$ . На пластической стадии, например,  $P_\phi \sim z_\phi^{-2,4}$ , а для упругих волн  $P_\phi \sim z_\phi^{-1}$ .

Ослабление степени затухания ударной волны можно компенсировать подходящим выбором  $\sigma_*$ , придавая ему смысл подгоночного параметра и определяя его значение из сравнения расчета по формуле (1) с экспериментом при одном каком-либо значении  $u_*$ ,  $\rho_0$  и  $\delta$ . Выбрав  $\sigma_*$ , формулу (1) можно затем применять для других

скоростей удара и других параметров  $\sigma$  и  $\rho_0$ , лишь бы грунт оставался прежним.

Этот полумпирический подход можно в какой-то мере обосновать также применительно к пластичным грунтам.

Предположим, что глубина кратера  $a = z_{\Pi} + z_{\text{В}}$  складывается из зоны диспергированной породы  $z_{\Pi}$  и зоны пластического вытеснения  $z_{\text{В}}$ . Из соображений подобия можно считать, что зона растекания грунта определяется его характерной прочностью  $\sigma'$ , плотностью  $\rho'$  и импульсом диспергированного вещества, так что  $z_{\text{В}} \sim R^n (I_{\Pi}^2 / \rho_1 \sigma')^{1/6}$ .

Но так как  $I_{\Pi}^2 \sim m_{\Pi} E_{\Pi}$ ,  $E_{\Pi} \sim P_{\Pi} z_{\Pi}^3$ ,  $m_{\Pi} \sim \rho_1 z_{\Pi}^3$ , то глубина кратера оказывается пропорциональной  $z_{\Pi}$ , т.е.  $a = k_1 z_{\Pi}$ , где  $k_1$  — константа, зависящая от отношения  $P_{\Pi} / \sigma'$ , а  $P_{\Pi}$  — пороговое давление на фронте ударной волны, соответствующее началу плавления вещества грунта (после разгрузки). Определяя  $z_{\Pi}$  из условия  $P_{\Pi} = P_{\phi}$ , снова приходим к формуле (1), где эффективный параметр  $\sigma_* = P_{\phi} / k_1^3$  зависит не только от прочности  $\sigma'$ , но и от термодинамических характеристик грунта. Эти соображения позволяют расширить область применения формулы Станюковича и Федынского (1947) на случай пластичных грунтов.

При сверхскоростном ударе разлетающаяся плазма можно характеризовать эффективным показателем адиабаты  $\gamma$ . В этом случае формула (1) сильно упрощается и может быть записана в виде

$$a = m_0^{1/3} v_0^{2/3} \sigma_*^{-1/3} A, \quad A = A(\epsilon, \gamma, \delta), \quad \epsilon^2 = \rho_1 / \rho_0. \quad (2)$$

Для метеоритов малой плотности  $\rho_0 \ll \rho_1$  обнаруживается слабая зависимость  $A \sim (\rho_0 / \rho_1)^{n/6}$  от отношения  $\rho_0 / \rho_1$ , так как, например, при  $\gamma = 1/4$   $n = 4/3$ . Слабая зависимость коэффициента внедрения от  $\rho_0 / \rho_1$  справедлива только для больших  $v_0$ , иначе, как показывают расчеты по (1) и эксперименты (Кинслоу, 1973), при  $\rho_0 > 0,5 \rho_1$  глубина кратера примерно пропорциональна  $(\rho_0 / \rho_1)^{1/3}$ .

Аналогично можно рассмотреть и более сложные ситуации взаимодействия волн тыльной и боковой разгрузки с ударным фронтом.

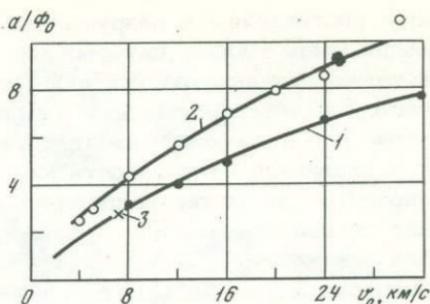
Так, например, в распространенном случае удара компактного метеорита  $h_0 \sim 2r_0$ , когда первыми смыкаются волны боковой разгрузки, через некоторое время на диаграмме  $P(z_{\phi})$  возникает "площадка" давления  $P_{\phi} = P_c$  (рис. 1, б), соответствующая стационарному режиму внедрения сверхзвуковой кумулятивной струи. Это давление держится до прихода волн тыльной разгрузки, после чего затухание волны становится объемным ( $P_{\phi} \sim z_{\phi}^{-3}$ ). Для больших скоростей удара в этом случае снова приходим к расчетной формуле (2), коэффициент внедрения в которой выражается теперь так:

$$A^3 = \frac{3[1 + 2/3\delta\epsilon^2(z_1/r_0)^3]}{\pi(\gamma+1)(1+\epsilon)^2}, \quad \text{ctg } a = \left(\frac{\gamma+1}{\gamma-1}\right)^{1/2}, \quad (3)$$

$$\frac{z_1}{r_0} = \frac{2 + (\gamma+1)\sqrt{(\gamma-1)/2\gamma}}{(\gamma+1)\delta\epsilon} + \frac{\gamma+3}{4 \text{ctg } a} \left(1 + \frac{\gamma+1}{\sqrt{2\gamma(\gamma-1)}}\right).$$

Эта формула справедлива, когда  $z_1/r_0 \gg (\gamma+1)/2 \text{ctg } a$ .

Рис. 2. Расчетные глубины кратеров, при ударе базальтового (1) и железного (2) метеоритов в базальт и точка привязки к эксперименту по удару Al в базальт (3)



На рис. 2 приведены рассчитанные по (3) глубины кратеров в базальте от ударов базальтового и железного метеоритов. При расчетах сферический метеорит диаметром  $D$  заменялся равновеликим по объему цилиндром  $r_0 = D_0/2$ ,  $h_0 = 2/3 D_0$ . Плотность базальта принималась равной  $2,86 \text{ г/см}^3$ , а эффективный показатель адиабаты  $\gamma \approx 2,8$ . Константа  $\sigma_*$ , выбранная из сравнения расчета по (3) с опытом (Титов и др., 1970), оказалась равной примерно 53 кбар.

При ударе метеоритов небольших размеров сила тяжести не играет никакой роли, так как характерный параметр  $\rho_1 a g / \sigma_*$  ( $g$  — ускорение силы тяжести), определяющий отношение потенциальной энергии грунта к энергии разрушения, мал и все раздробленное вещество выбрасывается из кратера. Однако при ударах больших метеоритов часть разрушенного вещества падает обратно на дно воронки. Можно показать, что для больших глубин кратера отношение выброшенной массы  $M_p$  и массы вещества в объеме кратера  $M_p/M_a \sim a^{-3/4}$  быстро убывает. Этот вывод относится только к разлету макроскопических частиц из кратера (твердых и жидких). При ударе с большими скоростями часть вещества испаряется и плазменное облако расширяется за пределы кратера, так что отношение испарившейся массы  $M_{II}$  к  $M_a$  стремится к пределу  $M_{II}/M_a \sim \sigma_*/P_{II}$ , где  $P_{II}$  — пороговое давление испарения (Станюкович, Фельдский, 1947; Станюкович, 1960). Упавшая обратно в кратер масса вещества имеет высокую температуру. К тому же на границе кратера происходит ее повышение за счет трения, которое иногда приводит к плавлению вещества еще при допороговых скоростях удара.

#### РАСТЕКАНИЕ МЕТЕОРИТА ПРИ ВНЕДРЕНИИ С МАЛЫМИ СКОРОСТЯМИ

Если метеорит ударяется в твердую поверхность с большой скоростью и возникают давления, большие порогового давления  $P_{II}$  для его вещества, то он практически полностью разрушается при разгрузке после нагревания в ударной волне. При ударе со скоростями ниже пороговых процесс внедрения сопровождается постепен-

ным растеканием и разрушением метеорита. Исследование этих явлений представляет интерес для оценки глубины и формы кратера, а также для анализа условий сохранения остатков метеорита внутри него. Вещество метеорита в условиях больших сжатий порядка 100 кбар ведет себя как вязкая несжимаемая жидкость. При таких давлениях сжимаемость металлов составляет всего несколько процентов, а вязкие напряжения  $\mu_0 \partial v / \partial z$  при  $\mu_0 \sim 10^5$  н превосходят предел текучести  $\sigma_T$ , хотя число Рейнольдса  $Re = \rho_0 v r_0 / \mu_0 < 1$  все еще остается малым. Для квазистационарного рассмотрения необходимо, чтобы время торможения  $\tau_0 \sim a/v_0$  было больше характерного волнового времени  $h_0/c_0$ , а давление на контакте метеорита с грунтом должно изменяться столь плавно, чтобы не вызывать откол. В этом случае решение задачи о растекании сферического метеорита находится методом разделения переменных (Андрианкин, Батий, 1973). Из анализа поля скоростей при торможении метеорита следует, что происходит растекание основной массы его вещества. Однако со стороны внедрения в метеорите образуется так называемая компактная головная зона с движением вещества внутрь.

Эта зона находится в переднем секторе с центральным углом, равным  $2 \times 27^\circ = 54^\circ$ , и представляет собой "ядро" метеорита, сохраняющее свою целостность даже при разрушении его периферийных областей. С увеличением скорости соударения величина этой компактной зоны несколько уменьшается. Остатки сферической частицы в виде конуса после ее внедрения наблюдались экспериментально (рис. 3).

Существование этой зоны свидетельствует, например, о возможности сохранения остатков крупных метеоритов в центре образуемого ими кратера.

Для приближенного решения задачи о растекании цилиндрического метеорита при произвольных числах Рейнольдса в подвижной системе координат (рис. 4) вводились силы инерции и задавался линейный профиль скоростей, удовлетворяющий уравнению неразрывности, а вместо уравнений количества движения использовались интегралы импульса и энергии (Андрианкин, 1973). Из решения этой задачи следует важный физический вывод о том, что скорость сплющивания  $dh/dt$  экспоненциально быстро подстраивается под внешнее сопротивление  $\sigma^0$ , приложенное к торцу цилиндра, и с характерным временем  $\tau_0 = \rho_0 r_0^2 / \mu_0 \lambda_0$ ,  $\lambda_0 = 72\delta^2 / (2 + 3\delta^2)$  выходит на квазистационарный режим. Из решения можно оценить угол бокового растекания метеорита  $\text{tg } \varphi = v_r / v_z = r/2|z|$ . Этот угол линейно растет от центра к периферии метеорита. Растекание приводит к перераспределению энергии внутри метеорита, обогащая его боковые зоны. Эти зоны производят как бы косой удар по грунту примерно с той же, что и в центре метеорита, нормальной составляющей скорости, что приводит к увеличению проникающей способности метеорита в этих областях. При этом метеорит приобретает форму, изображенную на рис. 4 штриховой линией.

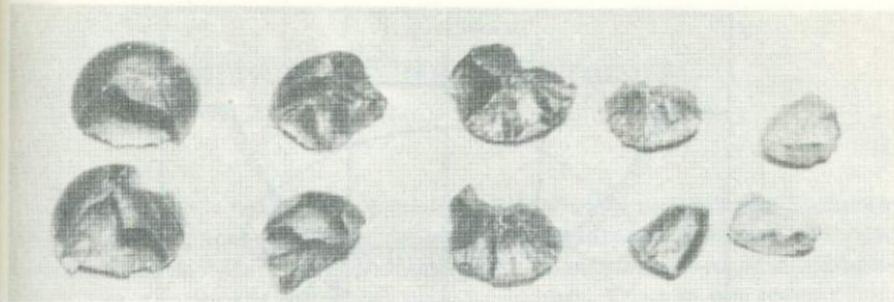


Рис. 3. Компактные зоны железных шариков, оставшихся при ударе в алюминий

Деформируясь, метеорит нагревается за счет внутреннего трения. Повышение температуры бывает очень существенным, при этом изменяются физические константы вещества и может изменяться даже сам характер течения, ибо с уменьшением коэффициента вязкости увеличивается число Рейнольдса.

Обычно процесс объемного нагревания за счет диссипации кинетической энергии идет адиабатически, так как характерное время прогрева  $\tau_1 = h_0^2 / \pi \kappa_1 \gg \tau_0$  ( $\kappa_1$  — коэффициент температуропроводности,  $\tau_0$  — время торможения).

Модельные эксперименты показывают, что компактные частицы из железа теряют сплошность при увеличении их радиуса примерно в два раза  $R_{\Pi} \approx 2r_0$ , что можно условно принять за критерий разрушения. К этому моменту времени  $t_{\Pi}$  температура метеорита уже сильно повышается. Например, для железного метеорита  $\Delta T(t_{\Pi}) \approx (\sigma^0)^2 / 2\rho_0 c_p \mu_0$  и при  $\sigma^0 = 100$  кбар составляет приблизительно  $1500^\circ$ .

При внедрении метеорит сильно расплющивается, и поэтому его скорость быстро падает. Если считать скорость бокового растекания метеорита  $dR/dt = \lambda R \sigma^0$  пропорциональной среднему лобовому сопротивлению  $\sigma^0 = C_x \rho_1 v^2 / 2 + \sigma_B$  ( $v = dz/dt$ ) и радиусу поверхности контакта  $R$ , то, интегрируя уравнение движения  $m_0 dv/dt = -\pi R^2 \sigma^0$  при начальных условиях  $v(0) = v_0$ ,  $R(0) = r_0$ ,  $z(0) = 0$ , найдем

$$\lambda \rho_1 C_x (k_1^2 + k_2^2) z = \frac{k_1}{2} \ln \left( \frac{k_1 - v}{k_1 - v_0} \right) \left( \frac{k_2^2 + v^2}{k_2^2 + v_0^2} \right) + k_2 \left( \arctg \frac{v}{k_2} - \arctg \frac{v_0}{k_2} \right), \quad (4)$$

$$k_1 = \pi r_0^2 / 2 \lambda m_0 + v_0, \quad k_2 = (2\sigma_B / \rho_1 C_x)^{1/2}, \quad \lambda = 1/12 \mu_0.$$

Здесь  $C_x$  — коэффициент сопротивления,  $\sigma_B$  — напряжение, характеризующее статическое сопротивление внедрению.

Глубина кратера  $a$  соответствует координате  $z$  в момент остановки метеорита, т.е.  $a = z/v = 0$ .

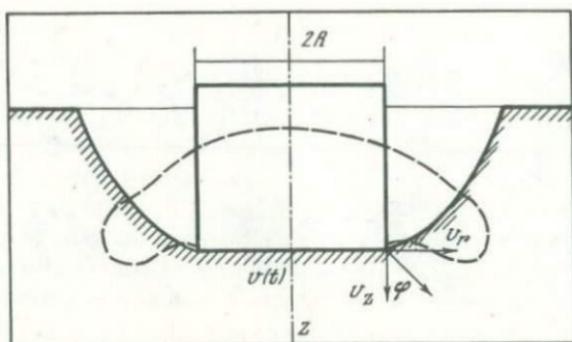


Рис. 4. Схема вязкого растекания метеорита  
Пояснения в тексте

Из-за бокового растекания интенсивность рассеивания кинетической энергии  $\varphi(z) = (m_0/2)(dv^2/dz)$  при внедрении метеорита имеет максимум в точке  $z_0 = z(v_*)$ , который легко определяется из условия экстремума  $\varphi$  и соответствует значению

$$v_* = 1/3(k_1 + \sqrt{k_1^2 - 3k_2^2}).$$

Неравномерное рассеивание энергии метеоритом приводит иногда к "бутылкообразным" формам кратеров.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Андрианкин Э.И. Соударение двух пластин с большой скоростью. - Прикл. мех. и техн. физика, 1963, № 4, 68-73.
- Андрианкин Э.И. Теоретические вопросы физики удара. Докт. дис., 1973 (ИХФ АН СССР).
- Андрианкин Э.И., Батий В.В. Растекание частиц при разгоне и внедрении. - Прикл. мех. и техн. физика, 1973, № 6, 124-135.
- Андрианкин Э.И., Кононенко М.М. О затухании плоской ударной волны при высокоскоростном ударе. - Физика горения и взрыва, 1973, № 4, 562-566.
- Астапович И.С. Вторая конференция по кометной и метеорной астрономии. Астрон. журн., 1937, 14, №3, 249.
- Зельдович Я.Б., Райзер Ю.П. Физика ударных волн и высокотемпературных гидродинамических явлений. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Кинслоу Р. Высокоскоростные ударные явления. М., "Мир", 1973.
- Мухамеджанов А.К. О структуре лунных кратеров и кратерных полей. - Астрон. вестн., 1967, 1, № 3, 158-167.
- Станюкович К.П. Элементы теории удара твердых тел с большими (космическими) скоростями. - В кн.: Искусственные спутники Земли, вып. 4. М., Изд-во АН СССР, 1960, 86-117.
- Станюкович К.П., Бронштэн В.А. Роль внешних космических факторов в эволюции Луны. - В кн.: Луна. М., Изд-во АН СССР, 1960, 299-326.
- Станюкович К.П., Федынский В.В. О разрушительном действии метеоритных ударов. - Докл. АН СССР, 1947, 57, № 2, 129-132.
- Титов В.М., Фадеенко Ю.И., Шевцов Г.А. Удар с высокой скоростью по горным породам. - Докл. АН СССР, 1970, 191, 298-300.

## МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ АСТРОБЛЕМ

Астроблемы — "звездные раны", по образному выражению Р.Дитца (Dietz, 1963), представляют собой доплиоценовые взрывные метеоритные кратеры на Земле, захороненные или значительно модифицированные наложенными геологическими процессами. Обычно они имеют поперечник от нескольких до многих десятков километров. Эти ископаемые круговые структуры (в случае их сохранности от размыва) заполнены линзовидными телами перемещенной (аллогенной) брекчии и импактитов, под которыми залегает неподвижная (аутигенная) брекчия. Представление об астроблемах как о структурах внеземного происхождения вытекает из анализа особенностей их внутреннего строения и состава пород, из сопоставления с известными новейшими метеоритными кратерами, содержащими остатки метеоритного вещества, а также из рассмотрения физической модели процесса соударения с поверхностью Земли быстро летящих малых космических тел.

Помимо 13 групп метеоритных кратеров, в которых обнаружены остатки метеоритов и которые включают от 1 до 22 кратеров поперечником от 11 до 1200 м, в настоящее время на поверхности суши известно около 80 круговых структур различной сохранности, где выявлены достоверные признаки, позволяющие отнести их к объектам внеземного происхождения. Около 40–50 структур подозреваются в качестве астроблем (Взрывные кратеры..., 1968; Зоткин, Цветков, 1970; Масайтис, 1975; Short, Bunch, 1968; Dence, 1972; Engelhardt, 1974; Robertson, Grieve, 1975; и др.).

В настоящее время в нашей стране и за рубежом накоплен большой опыт диагностики и изучения подобных структур. Вместе с тем работы, в которых специально рассматриваются задачи, методы и методология изучения астроблем, немногочисленны (Фирсов, 1965; Зоткин, Цветков, 1970; Масайтис, 1974, 1975; Halliday, Griffin, 1964; Short, 1965; French, 1968; Preuss, 1969; Vindal, 1969; Dence, 1970; и др.). Расширяющиеся масштабы этих исследований требуют хотя бы краткого освещения разнообразных методов, поскольку лишь они могут обеспечить получение объективных данных о топографии и морфологии кратеров, условиях залегания и взаимоотношениях развитых в них пород, о составе брекчий и импактитов, а также о строении деформированных толщ, окружающих и подстилающих кратеры. В конечном счете это позволит создать статическую модель строения той или иной астроблемы, а также реконструировать условия ее образования.

Выявление и опознание астроблем выполняется с помощью комплекса методов, включающих использование дистанционных (изучение аэрофотоснимков, материалов высотной аэрофотосъемки и космичес-

кой съемки, радарной съемки, материалов геофизических исследований - гравитационной съемки, магнитной съемки, сейсморазведочных и электроразведочных работ, скважинного каротажа, топографических и других карт), а также контактных методов геологического картирования, структурной петрологии, геоморфологии, петрографии, минералогии, геохимии и др. Особенно важное значение имеют петрографические и минералогические наблюдения.

Набор необходимых и достаточных признаков астроблем хорошо известен (Short, 1965; Short, Bunch, 1968; Зоткин, Цветков, 1970; Dence, 1972; и др.). Задача выявления структуры может быть решена либо сразу (какая-то круговая структура уже выявлена ранее, неясно лишь ее происхождение), либо в процессе детального исследования отдельных сохранившихся ее элементов. В первом случае диагностика не вызывает особых затруднений, особенно в случае хорошей геологической и геофизической изученности структуры и наличия целенаправленно отобранных образцов с поверхности или из скважин. Во втором случае оконтуриванию структуры может предшествовать выявление признаков ударного воздействия на породы. Существование астроблемы как таковой может быть доказано только после прослеживания полей распространения измененных пород, установления их зональности и т. д. Астроблема, как и любая геологическая структура, имеет выраженные геоморфологические и (или) геологические границы, которые могут быть определены различными методами. 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 диаметры.

При изучении астроблем необходимым условием является точное определение всех доступных измерению морфологических и структурных элементов, находящихся между собой в определенных отношениях, которые имеют диагностическое значение (отношение глубины к диаметру, мощность зоны деформированных пород на глубине и по периферии, ширина или мощность зон пород, испытавших ударный метаморфизм и дробление, и т. д.). Исследователи обычно имеют дело с сохранившимися от эрозии глубинными деформационными структурами в то время как первичные формы рельефа бывших кратеров (в том числе насыпной вал, покров выбросов и т. д.) чаще всего утрачены (рис. 1).

Как известно, астроблемы подразделяются на простые и сложные. Простые имеют чашеобразный профиль дна, сложные обладают центральным или кольцевым поднятием. Диаметр первых - до 3 км, вторых - свыше 3 км. Необходимо различать структурно-литологические комплексы, участвующие в строении астроблем. Выделение и номенклатура этих комплексов основаны на отношении к соответствующему импактному событию (Масайтис, 1977). Эти комплексы: докольный, коптогенный, заполняющий, перекрывающий и инъекционный (рис. 2) - имеют автономное внутреннее строение, различаются по составу пород и обычно отделяются друг от друга четкими поверхностями раз-

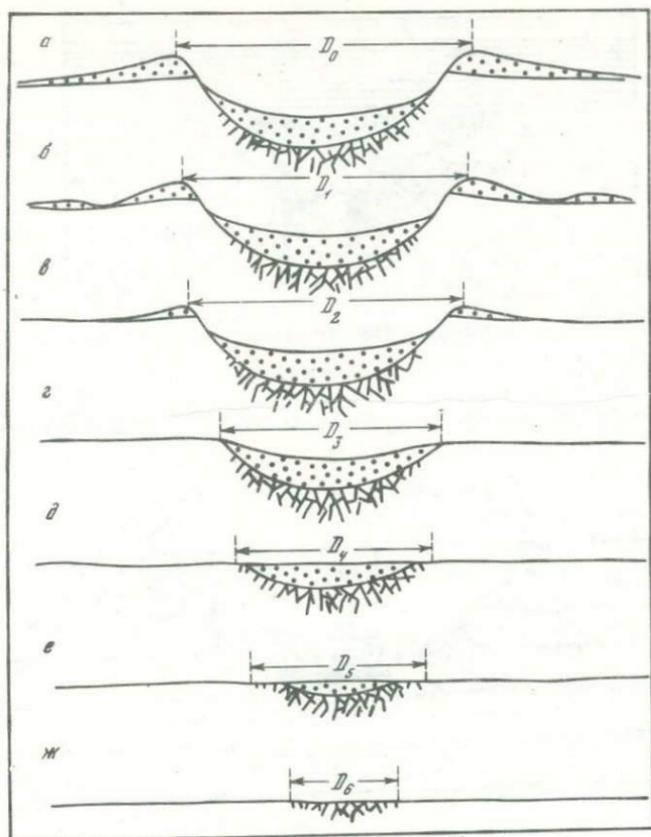


Рис. 1. Стадии эрозии взрывного метеоритного кратера

*a* – начальное состояние; *б* – частично размыт вал и покров выбросов; *в* – полностью размыт покров выбросов, значительно размыт вал; *г* – полностью размыты выбросы из кратера и частично его борта; *д* – размыты борта кратера и частично заполняющие его аллогенные брекчии; *е* – кратер испытал значительный размыв, в небольшом объеме сохранились аллогенные брекчии; *ж* – сохранилась только аутигенная брекчия в цоколе кратера. На начальных стадиях размыва диаметр структуры измеряется видимым диаметром морфологически выраженной впадины ( $D_1 - D_3$ ), при интенсивном размыве он определяется видимым диаметром геологически выраженной зоны деформации ( $D_4 - D_6$ )

дела. Исследование каждого из них требует решения ряда специфических задач и применения различных методов, что заставляет остановиться на этом подробнее.

Цокольный комплекс – это осадочные, изверженные и метаморфические породы мишени (места удара), в которых и заложен кра-

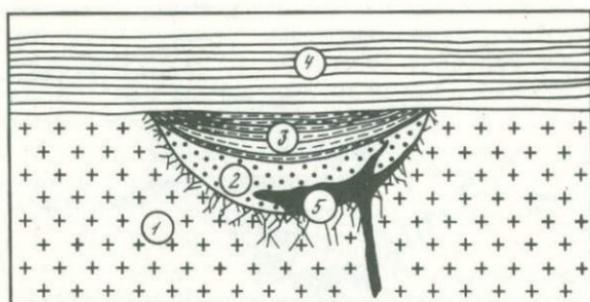


Рис. 2. Схема соотношения структурно-литологических комплексов астроблемы

Комплексы: 1 - цокольный, частью деформированный под дном кратера, 2 - коптогенный, 3 - заполняющий, 4 - перекрывающий, 5 - инъекционный

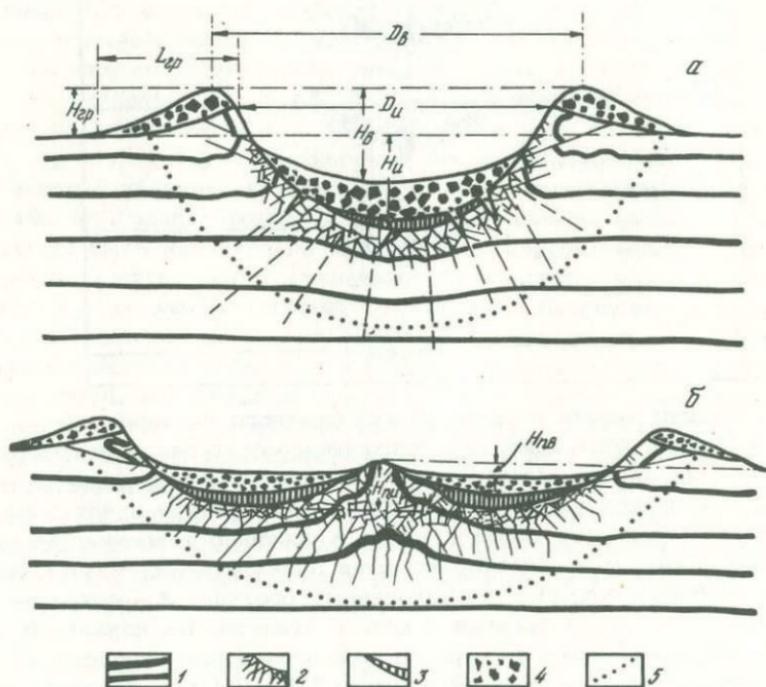


Рис. 3. Схема взрывных метеоритных кратеров простого (а) и сложного (б) строения

1 - цокольный комплекс и отдельные слои пород в нем, деформированные под дном кратера и на его бортах; 2 - аутигенная брекчия; 3 - импактиты; 4 - аллогенная брекчия; 5 - границы зоны пластических деформаций.  $D_B$  - видимый диаметр;  $D_{и}$  - истинный диаметр;  $H_B$  - видимая глубина;  $H_{и}$  - истинная глубина;  $H_{гр}$  - высота вала (насыпного + цокольного);  $L_{гр}$  - ширина вала (насыпного);  $H_{п.в}$  - высота центрального поднятия видимая;  $H_{п.и}$  - высота центрального поднятия истинная

тер. Состав этих пород, их первичные геологические особенности (соотношения, условия залегания, трещиноватость и т. д.) влияют как на морфологию и глубинную структуру кратера, так и на литологический состав заполняющих его перемещенных взрывных брекчий и импактитов. Цокольный комплекс обычно частично разрушен (аутигенная брекчия) и деформирован в зоне, прилегающей к истинному (цокольному) дну кратера, причем степень разрушения и деформаций ослабевает в радиальном направлении от центра. Нередко аутигенная брекчия пронизана инъекционными жилами раздробленного материала, отличающегося от нее по составу.

Значительные деформации пород под истинным дном кратеров (Фирсов, 1965; Milton et al., 1972; Wilshire et al., 1972; и др.) связаны с прохождением ударной и отраженной волн. Выявление таких деформаций в цокольном комплексе методами структурного анализа<sup>1</sup> и путем использования данных бурения и геофизических данных в разной степени деформированных и измененных пород и их соотношениях (зоны пластических деформаций, разрушения и плавления и т. д.). При этом также определяются амплитуды центрального поднятия и кольцевого прогиба в кратерах сложного строения, степень сокращения периметра отдельных слоев на их выходах в центральном поднятии и т. д. Особенности этих деформаций, брекчирования, изменения мощности и т. д. должны быть отражены на составляемых разрезах и картах. Существенное значение для реконструкции структуры имеет анализ расположения конусов разрушения (вершинами они указывают на положение источника распространения ударной волны), а также анализ зональности степени и типа ударных повреждений в породах цоколя астроблемы (Milton et al., 1972; Robertson, 1975; и др.) (рис. 3).

Коптогенный комплекс (от греч. "копто" – ударять, разрушать ударами) представлен аллогенной брекчией и импактитами, заполняющими после взрыва округлую впадину и образующими насыпной вал и покров выбросов. Внутренняя структура комплекса неслоистая, но иногда линзовидно-полосчатая, обусловленная неправильным чередованием пластообразных тел различных по составу пород. Структурно-геологический анализ коптогенного комплекса позволяет установить его распространенность, мощность, взаимоотношение с окружающими породами, а также внутреннее строение. Оно выявляется путем оконтуривания отдельных геологических тел (клиппенов, блоков, полей брекчий разного состава, тел импактитов), изучения их зональности, соотношений между собой (Gall et al., 1975; и др.) и т. д.

При анализе внутренней структуры перемещенных брекчий и импактитов могут быть обнаружены признаки сортировки обломочного ма-

<sup>1</sup> Использование геофизических методов при изучении астроблем освещено в статье В.В.Федынского и А.И.Дабжи настоящего сборника.

териала и соответствующие структурные формы, которые характерны для некоторых типов отложений, образовавшихся в заключительные стадии формирования кратера и залегающих в верхней части разреза коптогенного комплекса (Stettner, 1974; и др.). Такие особенности брекчий могут быть вызваны, кроме того, участием водных масс в их отложении, если кратер образуется на мелководье. В большинстве структур верхняя часть разреза коптогенного комплекса обычно уничтожена эрозией.

В толщах импактитов и брекчий, выполняющих астроблемы, могут наблюдаться различные типы контактов между породами. Соотношения между ними могут иногда трактоваться как включение одних в другие, пересечение одних пород другими, могут наблюдаться и постепенные переходы. Трактовка таких соотношений как последовательности образования в обычном геологическом смысле приводит к противоречиям и путанице. В таких трактовках проявляется традиционное представление о повсеместной возможности применения так называемого принципа историзма, который обычно кладется в основу анализа всех без исключения процессов пороодообразования. Суть его заключается в том, что геологическое время может быть во всех случаях измерено путем анализа структуры, что неприменимо для рассматриваемого случая.

Заполняющий комплекс в астроблемах представлен различными осадочными породами (песчаники, глины, сланцы и др.), отложившимися поверх пород коптогенного комплекса в котловине кратера и нивелирующими ее. Эти осадки включают продукты перемыва вала и покрова **выбросов**. Возможно участие в составе заполняющего комплекса и вулканических пород.

Перекрывающий комплекс — это толщи осадочных (или вулканических) пород, налегающие как на цокольный, так и на коптогенный и заполняющий комплексы и имеющие региональное развитие. Несмотря на то что перекрывающий комплекс полностью погребает астроблему, существующая на глубине депрессия может отражаться и в структуре этого комплекса.

Инъекционный комплекс может быть представлен различными телами магматических пород, внедрившимися в глубинные части кратера (French, 1968, 1972) или наложенными гидротермально-метасоматическими образованиями.

Структура и состав заполняющего, перекрывающего и инъекционного комплексов, образованных в результате широко распространенных экзогенных и эндогенных процессов, исследуются хорошо известными геологическими методами, а в случае глубоко погребенных астроблем главным образом с помощью бурения. При этом желательно получение данных о рельефе как погребенного истинного дна кратера, так и первичного видимого дна, т.е. поверхности основания заполняющего комплекса. Однако описания керн, сделанные на ранних этапах исследования круговой структуры, до того как были получены данные о ее ударно-взрывном происхождении, требуют переинтерпретации деталей строения и состава пород, которые ранее не учитывались. Построение разрезов, карт изомощностей, карт глу-

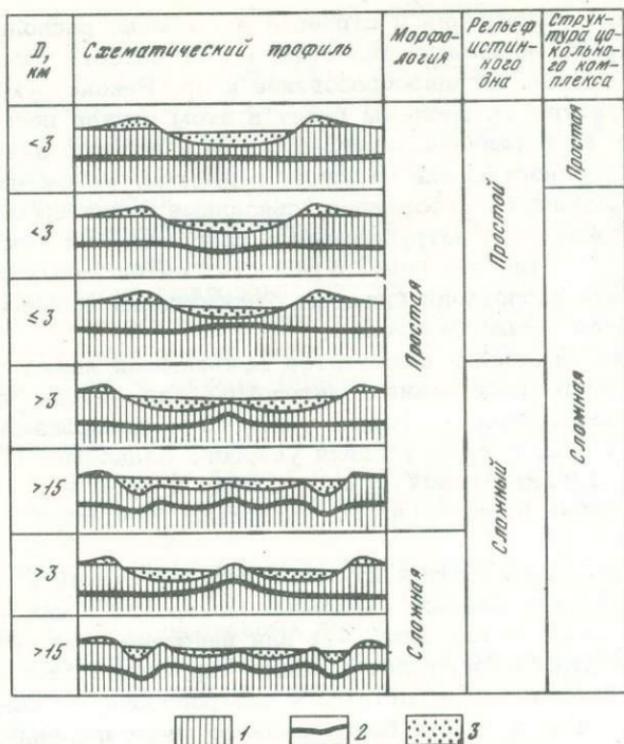


Рис. 4. Основные морфоструктурные типы взрывных метеоритных кратеров (астроблем)

1 - породы цоколя; 2 - горизонтально залегающий слой, деформированный под дном кратера; 3 - аллогенные брекчии и импактиты

бинного рельефа и т. д., т.е. общей модели структуры, делается уже на основании анализа всех геологических и геофизических данных и результатов изучения вещества импактитов и брекчий. При этом учитываются экспериментальные и теоретические модели кратерообразования и динамические реконструкции. В итоге такого анализа та или иная астроблема (диаметром от нескольких до десятков километров) может быть отнесена к одному из семи основных морфоструктурных типов кратеров (рис. 4), которые выделяются исходя из соотношений рельефа видимого первичного дна, рельефа истинного дна и внутренней структуры деформированного цокольного комплекса (Масайтис, 1977). Строение крупных астроблем нередко осложнено дополнительными весьма пологими кольцевыми деформациями, постепенно затухающими на расстоянии 1,5-2 радиусов видимой кольцевой зоны интенсивно деформированных пород. Такие структуры имеют в плане как бы концентрическое строение, что характерно для астроблем, диаметр которых приближается к 100 км (Floran, Dence, 1976).

Значительные осложнения в строение астроблем, располагающихся в тектонически мобильных областях, могут вносить различные последующие сбросы, складкообразование и др. Реконструкция морфологии и структуры астроблемы будет в этом случае неопределенной, поскольку ее первичная округлая форма и пологое залегание линзы брекчий полностью или частично нарушены. Наложение тектонических деформаций на деформации, связанные с кратерообразованием, может привести к затруднениям в разграничении тех и других. Вероятно, по этим причинам в областях интенсивных складчатых и разрывных дислокаций примеры относительно древних выявленных астроблем немногочисленны.

Для изучения брекчий и импактитов важнейшими являются минералогические, петрографические и литологические методы, позволяющие определить наличие и степень ударного метаморфизма (Stöfler, 1971, 1972; и др.), условия ударного плавления (Dence, 1972; Stähle, 1972; Simonds et al., 1976; и др.), а также способ транспортировки перемещенного материала (Stettner, 1974; Gall et al., 1975).

Наиболее простым является изучение пород и стекол в прозрачных петрографических шлифах, отдельных минералов в них — на столике Федорова. Этот метод позволяет для наиболее распространенных породообразующих минералов выявить характер и степень ударных деформаций (планарные системы и изотропизацию в кварце и полевых шпатах и т. д.). Как было показано многочисленными исследованиями ударно-метаморфизованных пород, эти повреждения в минералах, располагающиеся по определенным кристаллографическим направлениям, могут быть вызваны импульсными нагрузками с пиковым давлением до 500 кбар<sup>1</sup> и более. Петрографические методы дают наилучшие результаты, если в составе цоколя встречаются граниты, гнейсы, кристаллические сланцы, амфиболиты и др., т. е. плотные породы, содержащие полевые шпаты и кварц.

Ударно-метаморфизованные минералы и диаплектовые стекла могут исследоваться методами, направленными на выявление тонких особенностей процессов преобразования вещества при импульсных нагрузках. Эти методы включают определение степени деформаций кристаллической структуры путем денситометрии, оптических, рентгенометрических и других исследований серии образцов, определение состава новообразованных, в том числе гипербарических, фаз с помощью рентгеноструктурного, микрозондового, микроспектрального, лазерного микроспектрального и термического анализов, стереосканирования, инфракрасной спектроскопии, термолюминесцентного анализа и т. д. Именно локальный анализ вещества позволяет установить многие черты неравновесных процессов изменения минералов, а также быстрой их кристаллизации. Особый интерес представляет

---

<sup>1</sup>Подробнее об этом см. в статье А.И.Райхлина и Т.В.Селивановской настоящего сборника.

выявление и изучение специфических продуктов кинетических преобразований таких минералов, как кварц, альбит, графит и др. Вновь образованные гипербарические фазы являются весьма характерными минералогическими критериями высокоскоростного удара.

Некоторые свойства минералов, испытавших воздействие ударной волны, могут быть исследованы различными ядерно-физическими методами, позволяющими, в частности, оценить термальные эффекты, связанные с послепударным нагревом кристаллических пород. Изучение непрозрачных минералов в отраженном свете, а также с помощью рентгеновского микронзонда иногда дает возможность обнаружить присутствие остатков вещества ударившего тела, на что указывает присутствие сферул или частиц богатых никелем сульфидов, а также никелистого железа (Масайтис, Сысоев, 1975; El Goresy, 1968; и др.).

Использование петрографических и минералогических методов обеспечивает получение данных о зональности распределения ударного метаморфизма в породах цоколя кратеров и соответственно дает возможность реконструировать условия прохождения и затухания ударной волны, а также размеры транзитного кратера. Качественный результат может быть получен и путем изучения петрографических свойств брекчированных пород в цоколе кратера и распределения этих свойств на глубину и по латерали, что имеет важное значение для интерпретации наблюдаемых магнитного и гравитационного полей.

Перемешанные брекчии и зювиты исследуются также с помощью различных литологических методов (распределение обломков по размерам и составу, степень ударного метаморфизма, фазовое состояние в момент переноса и отложения, характер цементации, текстурных особенностей пород и т. п.). В вертикальных разрезах наиболее эффективно это изучение может быть выполнено по керну скважин. Петрографо-минералогическое исследование массивных импактитов также предусматривает выяснение распределения и состава обломков, характера соотношения их с матрицей, характера ликвидных фаз, их распределения и т. д., что позволяет восстановить термальную историю расплава.

Следует отметить также использование петрохимических и геохимических методов, призванных, с одной стороны, выявить меру унаследованности импактным расплавом состава исходных пород цоколя, а с другой – выявить возможное присутствие распыленных остатков вещества ударившего тела. Обобщение результатов химических и других анализов импактитов и стекол, а также пород мишени позволяет установить степень соответствия состава исходных пород составу расплава и продуктов его застывания (Вальтер, 1975; Райхлин, Машак, 1977; Dence, 1972; и др.). Это выполняется путем различных петрохимических пересчетов и составления диаграмм, а также путем применения вероятностно-статистических методов обработки результатов анализов с помощью компьютеров. Этими же методами могут быть установлены пространственные неоднородности в распре-

делении отдельных компонентов в толщах импактитов, обусловленные явлениями испарения расплава, выбросом струй разного состава по разным траекториям, неоднородностями пород мишени и т. д.

Сопоставление концентраций и распределения никеля и некоторых других элементов в брекчиях и импактитах и в ненарушенных породах цоколя иногда дает возможность установить в первых из них избыточное количество никеля и других элементов, что служит указанием на привнос их ударившим телом (Вальтер, 1975; и др.). Систематическое геохимическое опробование аутигенной брекчии в этих целях дает возможность выявить зональность в распределении привнесенного никеля, наибольшие концентрации которого иногда характерны для центральных частей структуры (Lambert, 1976).

Изотопные исследования импактитов обычно преследуют двоякую цель: радиологически датировать время ударного события (аргоновый метод, метод треков деления урана) или установить соответствие стронциевого отношения в древних исходных породах и в возникших при их плавлении относительно более молодых импактитах, что лишний раз подчеркивает немагматическую природу последних. Изотопные исследования отдельных минералов в ряде случаев помогают проследить некоторые кинетические процессы их преобразования, в частности образования гипербарических фаз.

Выше были рассмотрены главным образом методы непосредственного контактного исследования структуры астроблем и развитых в них пород. Только эти методы в целом дают решающий ответ на вопрос, обладает та или иная структура признаками, указывающими на ее взеземное происхождение, каковы ее размер, форма, какие породы ее заполняют.

Отрицание взеземной природы отдельных астроблем, в которых определено большое число независимых признаков их образования в результате высокоскоростного удара и взрыва, вызвано в большинстве случаев незнакомством исследователей с существующими критериями космогенного происхождения геологических объектов и методами установления таких критериев. Эта ошибка усугубляется еще и распространенным представлением о том, что характеристика любого геологического объекта может быть выведена исключительно исходя из определения его положения в пространстве и во времени. Примеры таких ошибочных подходов, не включающих целенаправленного изучения самих пород и условий их залегания и использующих суждения по аналогии в качестве основы делаемых выводов, встречаются применительно к рассматриваемой категории круговых структур как в зарубежной, так и в отечественной литературе.

Напротив, известны случаи путаных, ошибочных характеристик астроблем и развитых в них пород, а также случаи необоснованного отнесения к астроблемам объектов, природа которых либо еще не выяснена или которые не имеют определенного геологического выражения, причем описываемые в них признаки удара при проверке оказываются недостоверными. Это также связано с недостаточным

знанием критериев выявления и методов исследования астроблем и с ошибками в их применении на практике.

Изучение геологии кратерных структур, как и петрографии и минералогии ударно-метаморфизованных пород, требует вполне определенных приемов сбора материала и его описания с применением специальной терминологии, по существу так же, как это делается при изучении и описании каких-либо палеонтологических, стратиграфических, рудных и других специальных геологических объектов. Незнакомство с литературой по диагностике и изучению астроблем наряду с наивным убеждением отдельных исследователей в полной пригодности применения для этого предшествующего опыта изучения обычных эндогенных и экзогенных геологических структур и пород иногда приводит к появлению различных умозрительных гипотез и концепций, касающихся тех или иных астроблем или вообще условий их возникновения.

Исследования астроблем в дальнейшем будут достаточно эффективны лишь в случае методически правильного и комплексного геологического подхода и применения для анализа наблюдений теории, специально созданной для рассматриваемого класса объектов.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Вальтер А.А. Расшифровка Ильинецкой структуры как астроблемы. - Докл. АН СССР, 1975, 224, № 6, 1377-1380.
- Взрывные кратеры на Земле и планетах. М., "Мир", 1968. 266 с.
- Зоткин И.Т., Цветков В.И. О поисках метеоритных кратеров на Земле. - Астрон. вестн., 1970, 4, № 1, 55-65.
- Масайтис В.Л. Круговые морфоструктуры космического происхождения. - В кн.: Методическое руководство по геологической съемке масштаба 1:50 000, т. 1. М., "Недра", 1974, 343-346.
- Масайтис В.Л. Астроблемы. - Земля и Вселенная, 1975, № 6, 13-17.
- Масайтис В.Л. Морфология и глубинное строение взрывных метеоритных кратеров и астроблем. - Письма в Астрон. журн., 1977, 3, № 1, 36-40.
- Масайтис В.Л., Сысоев А.Г. Метеоритное вещество в импактиках Попигайского кратера. - Письма в Астрон. журн., 1975, 1, № 4, 43-47.
- Райхлин А.И., Машак М.С. Петрохимическое сопоставление импактитов Попигайского кратера и кристаллических пород его основания. - В кн.: Метеоритика, вып. 36, М., "Наука", 1977, 140-145.
- Фирсов Л.В. О метеоритном происхождении Пучеж-Катунского кратера. - Геотектоника, 1965, № 2, 106-118.
- Dence M.R. Meteorite crater investigation. - Pap. Geol. Surv. Can., 1970, N 56-69, 79-83.
- Dence M.R. The nature and significance of terrestrial impact structures. - Intern. Geol. Congr., 24th Sess. sect. 15, Montreal, 1972, 27-89.
- Dietz R.S. Astroblemes: ancient meteorite impact structures on the Earth. - In: The Moon, meteorites and comets/Ed. B.T. Middlehurst, G.P. Kuiper. Chicago, Univ. Press, 1963, 285-300.
- El Goresy A. The opaque minerals in impactite glass. - In: Shock metamorphism of natural materials, Ed. B. French, N. Short. Baltimore, Mono Book Co., 1968, 531-553.

- Engelhardt W.V. Meteoritenkrater. – *Naturwissenschaften*, 1974, 61, N 10, 413–422.
- Floran R.J., Dence M.R. Morphology of the Manicouagen ringstructure, Quebec, and some comparisons with lunar basins and craters. – *Proc. 7th Lunar Sci. Conf.* Houston, Texas, 1976, 29–49.
- French B.M. Shock metamorphism as a geological process. – In: *Shock metamorphism of natural materials*. Ed. B.French, N.Short. Baltimore, Mono Book Co., 1968, 1–19.
- French B.M. Shock metamorphic features in the Sudbury structure, Ontario: a review. – *Spec. Pap. Geol. Assoc. Toronto*, 1972, N 10, 19–28.
- Gall H., Müller D., Stöffler D. Verteilung, Eigenschaften und Entstehung der Auswurfmassen des Impactcraters Nördlinger Ries. – *Geol. Rndsch.*, 1975, 64, N 3, 915–947.
- Halliday J., Griffin A.A. Application of the scientific method to problems of crater recognition. – *Meteoritics*, 1964, 2, N 2, 126.
- Lamber P. The meteoritic contamination in the Rochechouart crater: statistical geochemical investigation. – In: *Papers presented to the Symposium on planetary cratering mechanics*. Flagstaff, Arizona, 13–14 Sept., 1976, LSJ Contribution 259, 69–71.
- Milton D.J., Barlow B.C., Brett R. et al. Gosses Bluff impact structure, Australia. – *Science*, 1972, 175, N 4027, 1199–1207.
- Preuss E. Kennzeichen von Meteoriten-Kratern mit Bezug auf das Ries. – *Geol. bavarica*, 1969, 61, 389–399.
- Robertson P.B. Zones of shock metamorphism of the Charlevoix impact structure, Quebec. – *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1975, 86, 1630–1638.
- Robertson P.B., Grieve R.A.F. Impact structures in Canada: their recognition and characteristics. – *J. Roy. Astron. Soc. Can.*; 1975, 69, N 1, 1630–1638.
- Short N.M. A comparison of features characteristics of nuclear explosion craters and astroblemes. – *Ann. N.Y. Acad. Sci.*, 1965, 123, art. 2, 573–616.
- Short N.M., Bunch T.E. A worldwide inventory of features characteristics of rocks associated with presumed meteorite impact craters. – In: *Shock metamorphism of natural materials* Ed. B. French, N. Short. Baltimore, Mono Book Co., 1968, 255–266.
- Simonds Ch. H., Warner J.L., Phinney W.C., McGee P.C. Thermal model for impact breccia lithification: Manicouagan and the Moon. – *Proc. 7th Lunar Sci. Conf.*, Houston, Texas, 1976, 69–91.
- Stähle V. Impact glasses from the suevite of the Nördlinger Ries. – *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1972, 17, N 1, 275–293.
- Stettner G. Das Grundgebirge in der Forschungsbohrung Nördlingen 1973 im regionalen Rahmen und seine Veränderungen durch den Impact. – *Geol. bavarica*, 1974, 72, 35–51.
- Stöffler D. Progressive metamorphism and classification of shocked and brecciated crystalline rocks of impact craters. – *J. Geophys. Res.*, 1971, 76, N 23, 5541–5551.
- Stöffler D. Deformation and transformation of rock-forming minerals by natural and experimental shock processes. – *Fortschr. Miner.*, 1972, 49, N 1, 50–113.
- Vindal H. Warum Ries-Forschung? – *Geol. bavarica*, 1969, 61, 9–11.
- Wilshire H.G., Offield T.W., Howard K.A., Cummings D. Geology of the Sierra Madera cryptoexplosion structure, Pecos County, Texas. – *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.*, 599–H, 1972, 1–42.

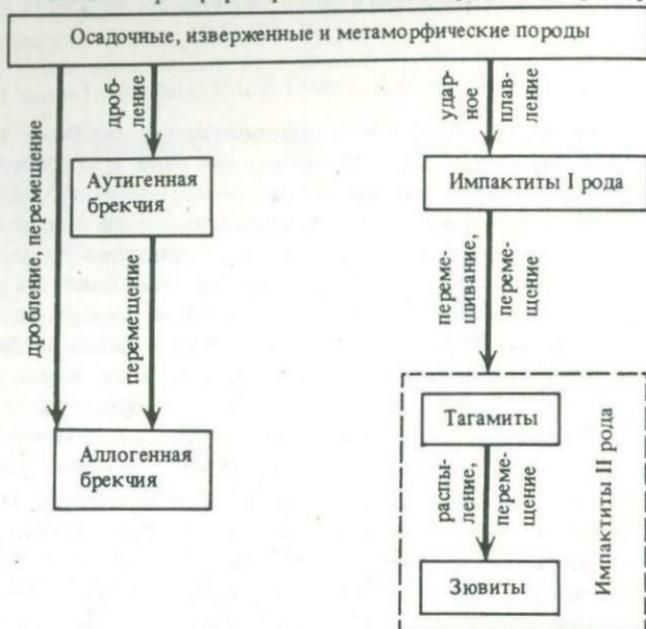
**БРЕКЧИИ И ИМПАКТИТЫ  
ВЗРЫВНЫХ МЕТЕОРИТНЫХ КРАТЕРОВ И АСТРОБЛЕМ**

Взрывные брекчии и импактиты принадлежат к особому классу горных пород, которые по вещественному составу и структуре отличаются от осадочных, вулканогенно-осадочных, магматических и других. Они возникают в процессе ударно-взрывного породообразования — коптогенеза (Масайтис, 1976) — и заполняют впадины древних взрывных метеоритных кратеров, где залегают на раздробленных породах основания, а также встречаются иногда по периферии подобных структур и за их пределами. Объемы их достигают в отдельных структурах многих сотен кубических километров (Масайтис, 1975, 1976; Engelhardt, 1971; и др.). Взрывные брекчии и импактиты образуются при дроблении, частичном плавлении и перемешивании исходных горных пород различного состава (табл. 1).

Обломки первичных пород и минералов во взрывных брекчиях и импактитах обнаруживают признаки ударного метаморфизма (Short, 1966; Shock metamorphism..., 1968; Stöffler, 1970; и др.), что существенно отличает их от тектонитов и других сходных по облику пород эндогенного или экзогенного происхождения. Прогрессивный ударный метаморфизм вызывается воздействием мощной ударной волны на различные породы и минералы. Высокое пиковое давление (до нескольких мегабар) и послепударная температура (до 2000° и более), возникающие в результате этого процесса, приводят к различным преобразованиям минералов в горных породах (см. рисунок). К числу последовательных изменений, происходящих с увеличением пикового давления и температуры, относятся развитие трещиноватости, катаклаз, пластические деформации в минералах. В петрографических шлифах это проявляется в понижении показателей преломления и двупреломления, в развитии систем планарных элементов по определенным кристаллографическим направлениям (фото-табл. I, a), в ударном двойниковании, кливаже и т.д., что хорошо изучено в кварце, полевых шпатах, пироксенах, амфиболах, биотите и других минералах. Минералы, характеризующиеся этими признаками, получили название диаплектовых (Engelhardt, Stöffler, 1968) или тетоморфных (Chao, 1967). При увеличении ударного сжатия некоторые минералы превращаются без плавления в изотропный стеклоподобный материал — диаплектовые стекла (Engelhardt, 1967), возникающие по кварцу, плагиоклазам (маскелинит), калиевым полевым шпатам, биотиту; происходит также образование метастабильных гипербарических фаз (коэсита, стишовита, лонсдейлита и др.) и, наконец, полное плавление и испарение вещества. Стекла, образующиеся при ударном плавлении и перемешивании исходного материала и названные импактными, разделяются по составу на мо-

Таблица 1

Принципиальная схема преобразований пород мишени при формировании метеоритного кратера



номинеральные – чаще всего по кварцу (лешательерит) и полевым шпатам – и полиминеральные. Последние характеризуются гетерогенностью, значительными вариациями плотности, показателей преломления и окраски, содержат в том или ином количестве обломки различных минералов, в том числе диаплектовых, и диаплектовых стекол. Изучению продуктов ударного преобразования пород в природных объектах, в эксперименте и при ядерных взрывах посвящены многочисленные работы (Hörz, 1965; Dence, 1968; Robertson et al., 1968; Stöffler, 1971, 1972, 1974; Short, 1968, 1970; Масайтис, Селивановская, 1972; Масайтис и др., 1975; Вальтер, Рябенко, 1976; и др.). Предложенные рядом исследователей схемы ступеней ударного метаморфизма (табл. 2) основаны на петрографическом изучении ударных эффектов в кварце и полевых шпатах и сопоставлении их с экспериментальными данными (Engelhardt et al., 1969; Chao, 1967, 1968; Stöffler, 1971).

Наиболее отчетливо ударный метаморфизм проявляется в кристаллических породах цоколя древних метеоритных кратеров. Конечными продуктами высоких ступеней ударного метаморфизма являются импактиты – породы, состоящие из продуктов застывания импактных расплавов и фрагментов горных пород и их минералов.

Несмотря на многочисленные работы, в которых содержатся описания взрывных брекчий и импактитов в отдельных структурах, до настоящего времени не предпринималось попыток создания общей

систематики и единой классификации коптогенных пород. На основе изучения этих образований в Попигайской и других астроблемах на территории СССР, а также привлечения новейших данных зарубежных исследователей по этим вопросам В.Л. Масайтисом и авторами разработаны некоторые принципы классификации и номенклатуры рассматриваемых пород (Масайтис и др., 1975, 1977; Масайтис, 1976; Селивановская, 1977а, б). При этом авторы исходили из имеющихся литолого-петрографических классификаций различных вулканических, вулканогенно-осадочных, осадочных, метаморфических пород и тектонитов, которые в некоторых отношениях сходны с отдельными группами импактитов и взрывных брекчий.

В целом выделяются три группы пород, различающиеся по условиям залегания и степени ударного преобразования исходных метаморфических, изверженных или осадочных пород:

1) брекчированные породы и брекчии основания (цоколя) взрывного метеоритного кратера, или астроблемы, образовавшиеся на месте залегания или частично испытавшие связанные перемещения без перемешивания материала (аутигенная брекчия);

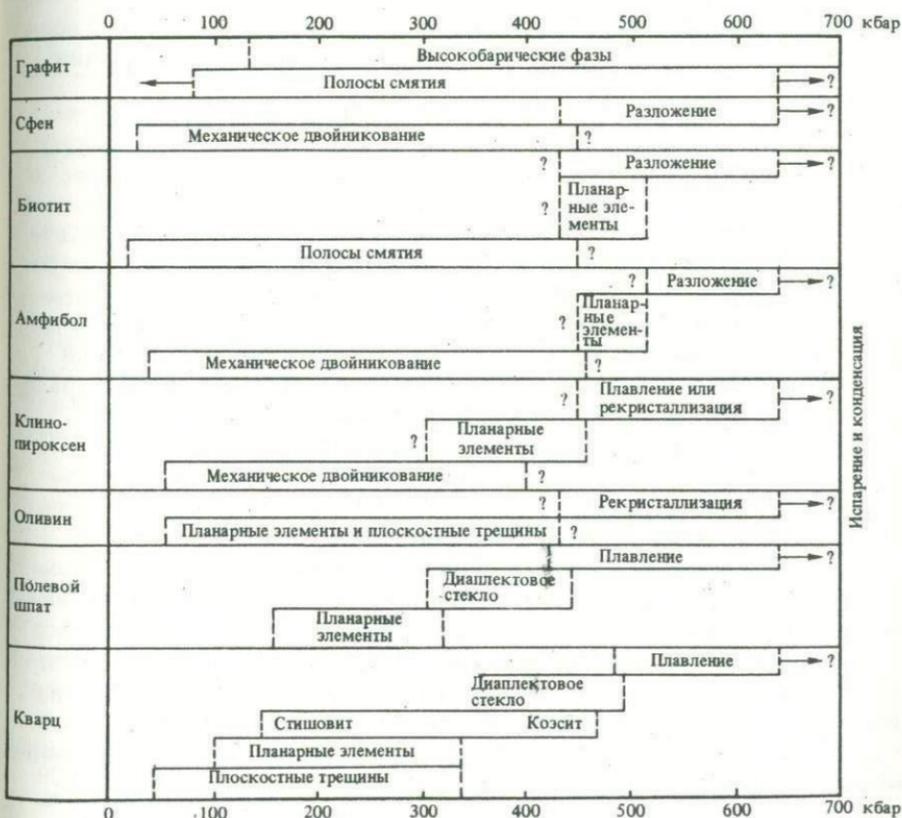


Схема преобразования минералов в зависимости от величины пикового давления (Stöffler, 1972)

Таблица 2

Схема ступеней прогрессивного ударного метаморфизма кристаллических пород (Stöffler, 1971)

Степень ударного метаморфизма	Давление, кбар	Остаточная температура, °С	Характер изменения каркасных силикатов
0	100	100	Трещиноватость в кварце и полевых шпатах
I	350	300	Диаплектовые кварцы и полевые шпаты
II	450	900	Диаплектовые кварцевые и полевошпатовые стекла
III	550-600	1300-1500	Расплавленные полевые шпаты (пузырчатые стекла)
IV	900	3000	Гетерогенные стекла, возникающие при плавлении пород
V			Испарение силикатов

2) литоидные брекчии, выполняющие внутренние части кратеров, образующие покров выбросов и являющиеся перемещенными образованиями (аллогенная брекчия);

3) импактиты, образующие самостоятельные тела, а также входящие в состав перемещенных брекчий или брекчированных пород цоколя и состоящие более чем на 10% из импактного полиминерального стекла или продуктов его преобразования.

Все эти породы в той или иной мере обнаруживают признаки ударного метаморфизма. Их состав и структурно-текстурные особенности во многом определяются геологическим строением места удара, составом пород мишени и энергией взрыва.

Литоидные перемещенные брекчии и импактиты относятся к породам коптогенного комплекса (Масайтис, 1976), или образованиям "импактной формации" (Engelhardt, 1971; и др.).

Перечисленные выше группы пород подразделяются по литологопетрографическим признакам на отдельные виды в зависимости от характера и степени ударного преобразования и перемешивания исходного материала, а те, в свою очередь, — на отдельные разновидности, в основу расчленения которых положены тип и размер обломков (литокластов, кристаллокластов, гранокластов, витрокластов), состав цементирующего материала (обломочный или стекловатый), а также количественные и текстурно-структурные соотношения этих компонентов (табл. 3).

Аутигенная брекчия, обнаруженная в том или ином объеме в большинстве известных в настоящее время астроблем, образована по различным породам. Например, в Болтышской структуре она развита по гранитам; Попигайской, Ресе, Кутюр – по гнейсам; Янисьярви – по кристаллическим сланцам; Карской – по песчаникам, алевролитам и аргиллитам; Бееччимэ-Салаатинской – по известнякам; Пучеж-Катунской и-Мишиногорской – по осадочным и кристаллическим породам. Характерным диагностическим макроскопическим признаком ударного воздействия являются наблюдаемые в отдельных глыбах аутигенной брекчии конусы разрушения (фото-табл. 1, б).

Выделяются следующие виды аутигенной брекчии.

Таблица 3

Принципиальная схема классификации взрывных брекчий и импактитов (по Масайтису, 1976)

Характер нахождения	Агрегатный состав обломков (вверху) и матрицы (внизу)				
	$\frac{Л, К}{(К)}$	$\frac{Л, К, В}{(К, В)}$	$\frac{Л, К, В}{(К, В)}$	$\frac{Л, К}{С}$	$\frac{Р}{С}$
Неперемещенный или незначительно перемещенный (аутигенный) материал	Брекчированные породы, брекчии	Коптокатаклазиты	Коптокатаклазиты со стеклом	Псевдо-тахилиты	Массивные импактиты
Перемещенный (аллогенный) материал	Крупноблочные брекчии	Крупноблочные брекчии со стеклом	Грубооблочные брекчии со стеклом	Обломочные импактиты	Массивные импактиты (II рода)
Отдельные тела импактитов		Коптоклазиты со стеклом			

Примечание. Л – литокласты, К – кристаллокласты, В – витрокласты, С – стекло и продукты его кристаллизации и изменения, Р – реликтовые минералы и их агрегаты. В скобках – тонкодисперсное состояние того же материала в матрице.

1. Трещиноватые и в различной степени брекчированные породы, сохранившие связность и характеризующиеся цементной текстурой ("грис").

2. Коптокатаклазиты – брекчии кристаллических пород, в которых отдельные фрагменты испытали незначительное перемещение. Иногда в них наряду с уцелевшими от разрушения участками исходных пород встречаются маломощные линзы и ветвящиеся прожилки стекол фрикционного плавления (псевдотахилитовые стекла). Коптокатаклазиты имеют пятнистую, линзовидно-полосчатую, атакситовую и флюидальную текстуры. Коптокатаклазиты с признаками течения и дифференциации обломочного материала иногда образуют инъекционные жилы, пронизывающие трещиноватые и брекчированные породы. При дезинтеграции коптокатаклазитов возникают брекчии трения, по внешнему облику напоминающие милониты. Они состоят из беспорядочной смеси обломков минералов, диаплектовых минералов и небольшого количества стекол ударного плавления; исходная порода при этом полностью утрачивает первичную микроструктуру.

3. Горная мука – конечный продукт дробления и истирания исходных пород – представляет собой рыхлую массу белесой окраски, состоящую из беспорядочной смеси фрагментов минералов псаммито-алевритовой размерности.

По гранулометрическому составу обломков отдельные виды аутигенных брекчий подразделяются на псаммито-алевритовую (0,1–2 мм), дресвяную (0,2–2 см), щебенчатую (1–20 см), глыбовую (0,2–1 м), брекчии и мегабрекцию (1–100 м).

Аллогенная брекчия, наиболее хорошо сохранившаяся в ряде крупных структур (Пучеж-Катуньской, Карской, Попигайской; Рис и др.), представляет собой беспорядочное нагромождение глыб и обломков разного размера и состава, сцементированных тем же мелкообломочным материалом. От осадочных брекчий ее отличают отсутствие признаков слоистости, сортировки, окатанности слагающего материала и характер цементирующей массы. Количественные соотношения обломков осадочных и кристаллических пород в аллогенной брекчии колеблются в широких пределах, что зависит от состава и геологического строения места удара и степени перемешивания материала. Могут быть выделены мономиктовая и полимиктовая аллогенные брекчии.

Наряду с обломками пород, испытавшими дезинтеграцию и ударный метаморфизм низких ступеней, в аллогенной брекчии в незначительном количестве (до 10%) могут присутствовать фрагменты моно- и полиминеральных стекол – продуктов ударного плавления. При увеличении их содержания осуществляется переход к обломочным импактитам – зювитам.

Гранулометрический состав обломочного материала определяет принадлежность аллогенной брекчии к псаммито-алевритовой (менее 2 мм), дресвяной (0,2–1 см), щебенчатой (1–20 см), глыбозой (0,2–1 м), мегабрекчии (1–100 м) и клипеновой (свыше 100 м).

При этом следует исходить из размеров обломков, преобладающих в объеме породы.

Выделяются следующие виды аллогенной брекчии.

1. Крупноблоковая брекчия (мегабрекчия и клипеновая) развита преимущественно в крупных астроблемах (Карской, Попигайской, Пучеж-Катунской, Рис). Она образована глыбами пород различного состава, превышающими, как правило, несколько метров и достигающими в отдельных случаях нескольких сот метров и даже 1-1,5 км. Мегабрекчии почти лишены цемента или он представлен раздробленным и перетертым материалом тех же пород. Мегабрекчии и особенно клипеновые брекчии чаще всего имеют мономиктовый состав и нередко переходят в слабо нарушенные породы основания кратеров. Мегабрекчия ударно-метаморфизованных кристаллических пород иногда содержит в составе цемента импактиты; такие брекчии обнаружены в Попигайской, Пучеж-Катунской, Ильинецкой и других структурах.

2. Грубообломочная брекчия (дресвяная, щебенчатая, глыбовая) состоит из обломков и глыб размером от долей сантиметра до нескольких метров, сцементированных мелкообломочным материалом. Этот вид аллогенной брекчии широко распространен и детально описан в кратере Рис, где ее называют "пестрой брекчией" (Hüttner, 1969; Engelhardt, 1972; и др.), а на территории СССР - в Попигайской, Пучеж-Катунской, Карской, Болтышской, Ильинецкой и других структурах (Масайтис и др., 1975, 1976; Юрк и др., 1975; Вальтер, 1975; и др.). Брекчия чаще всего полимиктовая по составу, реже - мономиктовая. В отдельных глыбах могут наблюдаться конусы разрушения и псевдотахилиты. Цемент этой брекчии неслоистый, мелкообломочный или криптокристаллический, песчаный или глинистый, рыхлый (Жаманшин, Аризонский) или литифицированный (Карская, Ильинецкая и др.).

3. Коптокластиты (псаммито-алевритовая брекчия) известны в настоящее время только в двух кратерах - Попигайском и Рис, в последнем они описаны как "пестрая брекчия в узком смысле" (Gall et al., 1975) или включены в "пеструю брекчию" (Hüttner, 1969; и др.). Коптокластит сложен зернами различных минералов (гранокластами) псаммитовой размерности из малоплотных осадочных пород, нередко окатанных, и содержит мелкие, реже - более крупные обломки кристаллических пород. К коптокластитам в виде обломков и мелких лепешек может примешиваться импактное стекло (коптокластиты со стеклом), с увеличением содержания которого происходит переход их к витро-гранокластическим эювитам (см. ниже).

Импактиты, обнаруженные более чем в сорока структурах за рубежом (Dence, 1971), широко развиты и во многих астроблемах Советского Союза (Масайтис, 1975). Они содержат свыше 10% полиминеральных, реже - мономинеральных стекол и продуктов их кристаллизации и изменения. Эти стекла являются результатом застывания импактных расплавов, образующихся за счет силикатных

пород. В виде включений и реликтов в них присутствуют различные ударно-метаморфизованные породы, минералы и диаплектовые стекла.

Выделяются два основных вида импактитов.

1. Массивные импактиты, матрица которых представлена импактным, в той или иной степени девитрифицированным стеклом с фрагментами ударно-метаморфизованных пород и минералов.

2. Обломочные импактиты – литифицированная брекчия, включающая обломки и бомбы импактного стекла и фрагменты пород и минералов в тонкозернистой измененной обломочной массе.

Среди массивных импактитов выделяются неперемешанные породы, состоящие из участков мономинеральных стекол и реликтов интенсивно ударно-метаморфизованных минералов, которые сохранили текстурные особенности коренных пород (импактиты I рода; Масайтис, 1976). Они образуются в результате ударного плавления исходных пород без последующего перемешивания расплава, возникающего на месте отдельных минералов. Подобные породы, встречающиеся в центральном поднятии Болтышской астроблемы, в Попигайском метеоритном кратере, по существу, представляют собой ударно-витрифицированные граниты, гнейсы и т.д.

Кроме того, выделяются массивные импактиты, полностью утратившие текстурный облик первичных пород в результате перемешивания расплава (импактиты II рода). В их составе присутствуют обломки пород и минералов как реликтовых, так и захваченных при перемещении. От вулканических пород импактиты II рода обычно отличаются гетерогенностью матрицы, обилием включений подвергшихся удару исходных пород и минералов и отсутствием фенокристаллов. Массивные импактиты II рода, известные в ряде астроблем под особыми названиями – кярнаиты в кратере Лаппаярви (Lehtinen, 1976), дорейты в структуре Маникуаган (Murtaugh, Currie, 1969), импактиты в кратере Рис (Gall et al., 1975) и т.п., широко распространены в астроблемах на территории СССР. В Попигайском метеоритном кратере они получили название тагамит (Масайтис и др., 1971). Этот термин в настоящее время широко используется при описании подобных пород, развитых и в других структурах на территории СССР (Масайтис, 1976; Райхлин и др., 1976; Юрк и др., 1975; и др.). При последующем описании массивных импактитов II рода мы употребляем название "тагамиты".

Промежуточные между импактитами I и II рода породы отражают промежуточные стадии перемешивания расплавленных исходных пород и обладают сложными такситовыми текстурами.

Массивные импактиты возникают обычно за счет окружающих плотных изверженных и метаморфических пород, наследуя основные особенности их валового химического состава (Taylor, Kolbe, 1964; Currie, Shafigullah, 1968; Dence, 1971; Bunch, 1972; Райхлин, Машак, 1977). Сравнение химических составов массивных импактитов и исходных пород для ряда астроблем выявило пониженные содержания в импактитах кремнезема и натрия и повышенные – калия и магния. Такие изменения химизма связаны главным образом с се-

Таблица 4

Схема петрографической классификации тагамитов

Степень кристалличности матрицы		Характер взаимоотношения включений с матрицей		
Разновидность	Количество микролитов, %	Включения с резкими границами (а)	Включения с реакционными контактами (б)	"Теневые" включения (в)
Гологиалиновая, криптокристаллическая (I)	0 - 10	Ia	Iб	-
Гемикристаллическая (II)	10 - 90	IIa	IIб	IIв
Голокристаллическая (III)	свыше 90	-	IIIб	IIIв

лективным испарением из высокотемпературных расплавов натрия и кремния и более низкой летучестью калия и магния (Вальтер, 1975; Парфенова и др., 1976).

Тагамиты по петрографическим признакам (Селивановская, 1977а), важнейшими из которых являются степень раскристаллизации стекла — матрицы — и характер соотношения последней с фрагментами пород и минералов, подразделяются на ряд разновидностей (табл. 4). Эти признаки отражают исходную температуру и скорость охлаждения импактного расплава, которые влияют, с одной стороны, на возникновение и рост кристаллов, а с другой — на взаимодействие расплава с включениями. Среди включенных обломков пород и минералов обычно преобладают "родственные" по отношению к составу силикатной матрицы. В подчиненном количестве могут присутствовать "чуждые" образования (обломки известняков, доломитов и т.п.).

Выделяются гологиалиновые (I тип), гемикристаллические (II тип) и голокристаллические (III тип) разновидности тагамитов, подразделяющиеся в свою очередь по количественным соотношениям микролитов и стекла или продуктов его девитрификации. Дальнейшее подразделение тагамитов может быть проведено по различным текстурно-структурным особенностям, таким, как пористость, флюидалность, микроструктура матрицы, количество и состав включений и т.п.

Тагамиты I типа (фототабл. I, в) — массивные, пористые или шлаковидные породы. Матрица представляет собой закаленное свежее или в различной степени измененное стекло, обладающее гологиалиновой или криптокристаллической структурой, флюидалной, брекчиевидной, атакситовой или пористой текстурой. Количество включений обычно составляет 10–20%, а в атакситовых разновид-

ностях превышает 25–30%, при этом порода принимает облик брекчии со стекловатым цементом. Включения обнаруживают признаки ударного метаморфизма преимущественно начальных ступеней (0–I, иногда II). Границы включений обычно резкие, отчетливые, что указывает на быстрое застывание (закалку) импактного расплава и отсутствие взаимодействия его с захваченными обломками. Тагамиты I типа описаны в астроблемах Попигайской, Карской, Жаманшин.

Тагамиты II типа (фототабл. I, 1) – массивные, реже – пористые породы. Матрица на 10–90% объема раскристаллизована с образованием микролитов плагиоклаза и пироксена, а иногда также минералов из группы кремнезема (кварца, кристобалита и др.), что определяет микролитовую, субофитовую, гиалопилитовую, микрогранобластовую и другие структуры основной массы. Количество включений колеблется от 5 до 10–15%. Они, как правило, испытали ударные преобразования I–III ступени, что выражается в появлении не только диаплектовых минералов, но диаплектовых стекол и стекол плавления по кварцу и полевым шпатам, большей частью рекристаллизованных. Часть обломков оплавлена, окружена каемками стекла, иногда рекристаллизованного и измененного, или приобретает расплывчатые очертания, как бы растворяясь в цементирующей массе. Тагамиты II типа известны в Попигайской, Болтышской, Ильинецкой, Карской структурах, в структурах Рис, Маникуаган, Мистастин и др.

Тагамиты III типа характеризуются полной раскристаллизацией основной массы. Новообразованные минеральные индивиды (микролиты и лейсты плагиоклаза, призмы пироксена, полевых шпатов, таблички кордиерита) достигают 0,1–0,5 мм. Включения, составляющие обычно 5–10% породы, большей частью испытали ударный метаморфизм II–III ступеней – это диаплектовые стекла и стекла плавления по кварцу и полевым шпатам, как правило, рекристаллизованные в мелкокристаллический агрегат соответствующего состава. Обломки в значительной мере потеряли первоначальные очертания, имеют размытые границы и почти сливаются с матрицей. Сохраняются лишь наиболее крупные и наименее измененные включения. Тагамиты III типа распространены в астроблемах Янисъярви, Болтышской, Попигайской, Маникуаган, Западный Клируотер, Лаппаярви, Мистастин и др. (Масайтис и др., 1976; Юрк и др., 1975; Grieve, 1975; Lehtinen, 1976; и др.).

В тагамитах, возникших из перегретых импактных расплавов, нередко встречаются моно- и полиминеральные стекла различного состава, не смешивающиеся между собой (Болтышский, Попигайский кратеры). Подобные явления описаны и в импактитах структуры Западный Клируотер (Dence et al., 1974).

К импактитам с обломочной текстурой относятся эювиты, впервые обнаруженные и описанные под этим названием в кратере Рис (Engelhardt et al., 1969; Hüttner, 1969; Stähle, 1972; Horn, 1972; и др.).

В настоящее время подобные образования найдены во многих других кратерах, в том числе Попигайском, Карском, Ильинце-ком, Седбери, Западный Клируотер, Лапшяярви (Масайтис, 1975; French, 1968; Dence, 1972; Lehtinen, 1976). Это брекчии, состоящие из различной величины обломков, бомб и лепешек полиминерального импактного стекла, смешанного в различных соотношениях с обломками кристаллических, в меньшей степени — осадочных пород и минералов, и сцементированные тем же тонкораздробленным материалом, литифицированным и вторично измененным.

Характерная особенность эювитов — смешение не сортированных по размеру, составу и степени ударного преобразования, включая продукты плавления, обломков. Интересно также присутствие в них плоских, блюдцеобразных, закрученных, с ребристой внутренней и гладкой внешней поверхностями бомб стекла, описанных в эювитах Риса под названием "flädle" (Hörz, 1965; Engelhardt, 1972). Такие формы бомб образованы в результате аэродинамической обработки пластических стекол при быстром полете. В них обычно присутствуют реликты и включения коренных пород и их минералов со следами ударного воздействия различных ступеней. Такого же типа изолированные стеклянные бомбы и пузыристые шлаки каплевидной и вытянуто-изогнутой формы до 20–30 см в поперечнике с включениями ударно-метаморфизованных вмещающих пород встречаются в слабо эродированном метеоритном кратере Жаманшин, где они описаны как иргизиты (Флоренский, 1975), а также в структурах Вабар, Хенбери, Аризонской (Dence, 1971) и среди выбросов вокруг них.

В основу классификации эювитов положены признаки, отражающие важнейшие их петрографические особенности: а) агрегатное состояние обломочного материала, слагающего эювиты, — витрокласты, кристаллокласты (гранокласты), литокласты; б) гранулометрический состав обломков (табл. 5).

Основные разновидности эювитов, между которыми существуют различные переходы, в свою очередь могут быть подразделены в зависимости от гранулометрического состава обломков. Различаются мелкообломочные (<0,25 мм), среднеобломочные (0,25–0,5 мм), крупнообломочные (0,5–2 мм), грубообломочные (2–10 мм), лапшиевые (10–30 мм), агломератовые (30–200 мм) и глыбовые (>200 мм) эювиты. Дальнейшее подразделение эювитов может исходить из ряда второстепенных признаков: состава цемента (обломочный или стекловатый), типа цементации (рыхлый, литифицированный, спекшийся), состава литоидных обломков и степени их ударного преобразования, текстурно-структурных особенностей породы и т.п. (Масайтис и др., 1977).

Витро-грано- и грано-витрокластические эювиты в настоящее время описаны только в Попигайском метеоритном кратере (Масайтис и др., 1975; Селивановская, 1977), где они отмечаются в виде линз в аллогенной брекчии. Породы состоят главным образом из фрагментов минералов, слагавших кластический материал рыхлых

Таблица 5  
Схема петрографической классификации зювитов \*

Разновидности	Количество обломков, %		
	Витрокласты	Кристалло- класты, гра- нокласты	Литокласты
Витрокластические	75-90	10	10
Лито-витрокластические	50-75	10	10-50
Витро-литокластические	10-50	10	50-75
Кристалло-витрокластические	50-75	10-50	10
Витро-кристаллокластические	10-50	50-75	10
Грано-витрокластические	50-75	10-50	10
Витро-гранокластические	10-50	50-75	10

\* В двучленном названии зювитов учитывается присутствие двух ведущих компонентов, составляющих в сумме не менее 90%, при этом на второе место ставится преобладающий компонент. Если содержание третьего компонента превышает 10%, то название становится трехчленным, причем обозначения компонентов располагаются в порядке возрастания их роли в составе породы.

и слабо сцементированных осадочных пород, и обломков полиминерального импактного стекла, характеризующегося пористой, реже-массивной текстурой. В подчиненном количестве (менее 10%) в них присутствуют обломки кристаллических пород и минералов. Иногда в витро-гранокластических зювитах встречаются аккреционные лапилли алевролито-пелитового состава диаметром 1-2 см; еще реже в них наблюдается слабо выраженная сортировка обломочного материала. Цемент этой разновидности зювитов содержит незначительное количество стекла и поэтому является достаточно рыхлым.

Витро-кристалло- и кристалло-витрокластические зювиты, образовавшиеся в результате дробления, частичного плавления и перемешивания кристаллических пород фундамента, имеют локальное распространение в ряде кратеров (Попигайский, Ильинецкий, Пучеж-Катунский и др.), где они тяготеют к нижней части толши импактитов, граничащей с породами цоколя. Они сложены обломками минералов, пород и полиминеральных массивных и пористых стекол. Цементирующий материал представлен смесью мельчайших фрагментов того же материала.

Витро-литокластические и особенно лито-витрокластические зювиты (фототабл. I, *д*) широко распространены во многих астроблемах: Попигайской, Карской, Рис, Сёдбери, Лапшярви и др. Они характеризуются повышенным содержанием обломков магматических, метаморфических и, в меньшей степени, осадочных пород, размеры которых могут достигать нескольких десятков сантиметров в поперечнике.

Наблюдаемые изменения литокластов осадочных пород выражаются в их перекристаллизации, ороговиковании, иногда в образовании новых минералов — продуктов термального метаморфизма. Литокласты кристаллических пород нередко несут следы интенсивного ударного преобразования вплоть до оплавления. Они часто окружены тонкими (от 1 мм до 1–2 см) каемками стекла.

Витрокластические зювиты (фототабл. I, *е*), широко развитые в кратерах Попигайском, отчасти Ильинцеком, Западный Клируотер (Taylor, Dence, 1969), Лапшярви (Lehtinen, 1976) и других, состоят главным образом из бомб, фледлей и фрагментов стекол и незначительной примеси обломков пород и минералов.

Среди витрокластических зювитов встречаются спекшиеся разновидности (фототабл. I, *ж*), в которых витрокласты заключены в тонкообломочном стекловатом цементе. Спекшиеся зювиты представляют собой переходную разновидность от обломочных импактитов — зювитов к массивным — тагамитам с атакситовой текстурой. Они пространственно тяготеют к телам тагамитов и связаны с ними постепенными переходами. В кратере Лапшярви эта разновидность зювитов описана как жарнаиты II типа (Lehtinen, 1976). В витрокластических зювитах наблюдается наиболее богатый стеклом и потому наиболее плотный цемент, поровый или соприкосновения.

В некоторых структурах (Рис, Попигай) в верхних частях зювитовых толщ выявлены горизонты обломочных пород, в которых наблюдается некоторая сортировка материала, причем размер обломков убывает вверх по разрезу.

Особую группу пород составляют переотложенные в водной среде брекчии, залегающие на зювитах. Для них характерно переслаивание плохо сортированных брекчий с пластами тонкослоистых осадков.

Такие образования известны в кратерах Рис, Сёдбери, Холлефорд, Пучеж-Катунский (Gall et al., 1975; Beals, 1960; и др.).

Совершенствование классификации и упорядочение номенклатуры взрывных брекчий и импактитов имеют важное значение для правильной диагностики этих пород и их сопоставления в различных астроблемах, для решения ряда вопросов, касающихся внутренней структуры метеоритных кратеров и астроблем и условий их образования.

Изучение взрывных брекчий и импактитов представляет интерес с точки зрения реконструкций ранних стадий развития земной коры, а также с позиций сравнительной планетологии.

## ЛИТЕРАТУРА

- Вальтер А.А. Расшифровка Ильинцевской структуры как астроблемы. - Докл. АН СССР, 1975, 224, № 6, 1377-1379.
- Вальтер А.А., Рябенко В.А. Ильинцевская структура - взрывной метеоритный кратер. - Геол. журн., 1976, 36, № 1, 42-53.
- Масайтис В.Л. Астроблемы на территории СССР. - Сов геол., 1975, № 11, 52-64.
- Масайтис В.Л. Петрология и геология импактитов. - В кн.: Проблемы петрологии. М., "Наука", 1976, 220-231.
- Масайтис В.Л., Данилин А.Н., Карпов Г.М., Райхлин А.И. Карлинская, Оболонская и Ротмистровская астроблемы в европейской части СССР. - Докл. АН СССР, 1976, 230, № 1, 174-177.
- Масайтис В.Л., Михайлов М.В., Селивановская Т.В. Попигайская котловина - взрывной метеоритный кратер. - Докл. АН СССР, 1971, 197, № 6, 1390-1993.
- Масайтис В.Л., Михайлов М.В., Селивановская Т.В. Попигайский метеоритный кратер. М., "Наука", 1975, 123 с.
- Масайтис В.Л., Селивановская Т.В. Ударно-метаморфизованные породы и импактиты Попигайского метеоритного кратера. - Зап. ВМО, 1972, 101, № 4, 385-393.
- Масайтис В.Л., Райхлин А.И., Селивановская Т.В. Общие принципы классификации и номенклатуры взрывных брекчий и импактитов. - Литол. и полезн. ископ., 1977, № 6.
- Масайтис В.Л., Синдеев А.С., Старыцкий Ю.Г. Импактиты астроблемы Янисъярви. - В кн.: Метеоритика, вып. 35. М., "Наука", 1976, 103-110.
- Парфенова О.В., Яковлев О.И., Косолапов А.И. Некоторые закономерности испарения вещества мишени при метеоритном ударе. - Вестн. МГУ. Геология, 1976, № 3, 45-52.
- Райхлин А.И., Машак М.С. Петрохимическое сопоставление импактитов Попигайского кратера и кристаллических пород его основания. - В кн.: Метеоритика, вып. 36. М., "Наука", 1977, 140-145.
- Райхлин А.И., Данилин А.Н., Хайлов В.В. и др. Ударное плавление в астроблемах европейской части СССР. - В кн.: Материалы к V Все-союзному петрографическому совещанию. Т. 1. Проблемы петрологии. Алма-Ата, "Наука", 1976, 310-312.
- Селивановская Т.В. Петрографические типы тагамитов Попигайского метеоритного кратера. - В кн.: Метеоритика, вып. 36. М., "Наука", 1977а, 131-134.
- Селивановская Т.В. Зювиты кратера Нордлингер Рис и их аналогии в Попигайском метеоритном кратере. - В кн.: Метеоритика, вып. 36. М., "Наука", 1977б, 135-139.
- Флоренский П.В. Метеоритный кратер Жаманшин (Северное Приаралье) и его тектиты и импактиты. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1975, № 10, 73-86.
- Юрк Ю.Ю., Еременко Г.К., Полканов Ю.А. Болтышская котловина - ископаемый метеоритный кратер. - Сов. геол., 1975, № 2, 138-144.
- Beals C.S. A probable meteorites crater of precambrian age at Holleford, Ontario. - Publ. Domin. Observ., 1960, 24, N 6, 115-142.
- Bunch T.E. Petrographic and electron microprobe study of the Monturagui impactite. - Contribs Miner. and Petrol., 1972, 36, N 2, 95-112.
- Chao E.C.T. Ries and the progressive stages of impact metamorphism. - Fortschr. Mineral., 1967, 44, N 1, 139-140.

- Chao E.C.T. Pressure and temperature histories of impact metamorphosed rocks based on petrographic observations. — *Neues Jahrb. Mineral. Abh.*, 1968, 108, N 3, 135–138.
- Currie K.L., Shafigullah M. Geochemistry of some large Canadian craters. — *Nature*, 1968, 218, N 4, 56–57.
- Dence M.R. Shock zoning Canadian craters: Petrography and structural implications. — In: *Shock metamorphism of natural materials*. Ed. B. French, N. Short. Baltimore: Mono Book Co., 1968, 169–184.
- Dence M.R. Impact melts. — *J. Geophys. Res.*, 1971, 76, N 23, 5552–5565.
- Dence M.R. Meteorite impact craters and the structure of the Sudbury basin. — *Geol. Assoc. Can. Spec. Pap.*, 1972, N 10, 17–18.
- Dence M.R., von Engelhardt W., Plant A.G., Walter L.S. Indications of fluid immiscibility in glass from West Clearwater Lake impact crater, Quebec, Canada. — *Contribs Miner. and Petrol.*, 1974, 46, 81–97.
- Engelhardt W. Neue Beobachtungen im Nördlinger. — *Ries. Geol. Rundsch.*, 1967, 57, N 1, 165–188.
- Engelhardt W. Detrital impact formations. — *J. Geophys. Res.*, 1971, 76, N 23, 5566–5574.
- Engelhardt W. Shock produced rock glasses from the Ries crater. — *Contribs Miner. and Petrol.*, 1972, 36, N 4, 265–292.
- Engelhardt W., Stöffler D. Stages of shock metamorphism in crystalline rocks in the Ries basin, Germany. — In: *Shock metamorphism of natural materials*. Ed. B. French, N. Short. Baltimore, Mono Book Co., 1968, 159–168.
- Engelhardt W., Stöffler D., Schneider W. Petrologische Untersuchungen im Ries. — *Geol. bavarica*, 1969, N 61, 229–295.
- French B.M. Shock metamorphism as a geological process. — In: *Shock metamorphism of natural materials*. Ed. B. French, N. Short. Baltimore, Mono Book Co., 1968, 1–19.
- Gall H., Müller D., Stöffler D. Verteilung, Eigenschaften und Entstehung der Auswurfmassen des Impactcraters Nördlinger Ries. — *Geol. Rndsch.*, 1975, 64, N 3, 915–947.
- Grieve R.A.F. Petrology and chemistry of the impact melt at Mistastin Lake crater, Labrador. — *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1975, 86, 1617–1629.
- Hörn P. The Ries Kessel, Germany: an example of meteorite impact as a terrestrial geological process. — *Geoforum*, 1972, N 12, 91–95.
- Hörz F. Untersuchungen an Riesgläsern. — *Beitr. Miner. und Petrogr.*, 1965, 11, N 7, 621–661.
- Hüttner R. Bunte Frümmermassen und Suevit. — *Geol. bavarica*, 1969, N 61, 142–200.
- Lehtinen M. Lake Lappajärvi, a meteorite impact site in western Finland. — *Bull. Geol. Surv. Finland*, 1976, N 282, 3–92.
- Murtaugh J.C., Currie K.L. Preliminary study of Manicouagan structure. *Dept Natur. Resour. Quebec*, 1969, 583.
- Robertson P.B., Dence M.R., Vos M.A. Deformation in rockforming minerals from Canadian craters. — In: *Shock metamorphism of natural materials*. Ed. B. French, N. Short. Baltimore, Mono Book Co., 1968, 433–452.
- Short N.M. Shock processes in geology. — *J. Geol. Educ.*, 1966, 14, N 4, 149–166.
- Short N.M. Experimental microdeformation of rock materials by shock pressure from laboratory-scale impacts and explosions. — In: *Shock metamorphism of natural materials*. Ed. B. French, N. Short. Baltimore, Mono Book Co., 1968, p. 219.

- Short N.M. Progressive shock metamorphism of quartzite ejecta from the Sedan nuclear explosion crater. — *J. Geol.*, 1970, 78, N 6, 705–732.
- Shock metamorphism of natural materials. Ed. B.Rench, N.Short. Baltimore, Mono Book Co., 1968.
- Stähle V. Impact glasses from the suevite of the Nördlinger Ries. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1972, 17, N 1, 275–293.
- Stöffler D. Shock effects in rockforming minerals of terrestrial, lunar, and meteoritic origin. — *Habilitationschrift*. Tübingen, 1970, 54.
- Stöffler D. Progressive metamorphism and classification of shocked and brecciated crystalline rocks at impact craters. — *J. Geophys. Res.*, 1971, 76, N 23, 5541–5551.
- Stöffler D. Deformation and transformation of rock-forming minerals by natural and experimental shock processes. — *Fortschr. Miner.*, 1972, 49, N 1, 50–113.
- Stöffler D. Cratering mechanics, impact metamorphism and distribution of ejected masses of the Ries structure — an introduction. — *Fortschr. Miner.*, 1974, 52, 109–117.
- Taylor F.C., Dence M.R. A probable meteorite origin for Mistastin Lake, Labrador. — *Publ. Domin. Observ.*, 1969, 6, N 1, 1–7.
- Taylor S.R., Kolbe P. Henbury impact glass: parent material and behaviour of volatile elements during melting. — *Nature*, 1964, 203, N 4943, 390–391.

## УДАРНЫЙ МЕТАМОРФИЗМ И УДАРНОЕ ПЛАВЛЕНИЕ — УНИКАЛЬНЫЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ, СВЯЗАННЫЕ С ОБРАЗОВАНИЕМ ВЗРЫВНЫХ МЕТЕОРИТНЫХ КРАТЕРОВ

Под ударным метаморфизмом понимают "изменения в горных породах и минералах, обусловленные прохождением мощной ударной (метеоритной) волны. Единственным известным природным процессом, при котором может проявляться ударный метаморфизм, является падение крупных метеоритов" (Геологический словарь, 1973, с. 437). Кроме того, ударный метаморфизм проявляется при подземных ядерных взрывах (Short, 1968) и при экспериментах со сверхскоростными снарядами (Высокоскоростные ударные явления, 1973).

В случае очень большой амплитуды ударной волны (пиковые давления  $P > 5 \cdot 10^5 \div 10^6$  бар) в результате практически мгновенного, а потому адиабатического сжатия происходит сильный разогрев горных пород. Это приводит после снятия нагрузки к возникновению расплавов, в том числе и сильно перегретых. Этот класс явлений следует отличать от собственно ударного метаморфизма, называя его ударным плавлением.

Несмотря на то что такие характерные изменения минералов, как изотропизация полевых шпатов в твердом состоянии (Gumbel, 1870; Tschermak, 1872), возникновение плоскостных систем и изотропизация кварца (Merrill, 1907), были известны давно, уверенно связать их с действием ударных нагрузок и образованием метеоритных кратеров удалось лишь около 15 лет назад.

Изучение ударного метаморфизма сводится в конечном счете к реконструкции вызывающих его причин и к прогнозированию на основании этого минералообразования и других, еще не вскрытых проявлений процесса.

На первых этапах познания ударного метаморфизма его изучение в основном преследовало цель выработки четких критериев диагностики этого процесса, а следовательно и взрывных метеоритных кратеров, с которыми он связан (Шорт, 1968; French, 1968; Chao, 1967). Позднее появилась возможность более детальной интерпретации признаков ударного метаморфизма и решения прямых задач (Масайтис, Селивановская, 1972; Stöffler, 1971; Stöffler, Hornemann, 1972). Достигнутые в последние годы успехи в изучении ударного метаморфизма и его искусственном воспроизведении делают возможным более строгое и полное описание этого процесса и его проявлений.

При прохождении ударной волны через вещество выполняются законы сохранения массы, количества движения и энергии, выра-

жающиеся соотношениями (1)-(3) (см., например, Баум и др., 1975):

$$u_1 = [1 - \rho_0/\rho]U, \quad (1)$$

$$P = \rho_0 U u_1, \quad (2)$$

$$E = \frac{P}{2} \left( \frac{1}{\rho_0} - \frac{1}{\rho} \right), \quad (3)$$

где  $u_1$  — скорость частиц за фронтом ударной волны, распространяющейся со скоростью  $U$ ;  $\rho_0$  — начальная плотность вещества;  $\rho$  — его плотность за фронтом ударной волны;  $P$  — давление на фронте ударной волны;  $E$  — изменение энергии при переходе через фронт ударной волны.

Давление ударной волны на границе газового шара, образующегося в точке взрыва, определяется свойствами среды и составляет для гранита 1,8 Мбар. На основании этой величины, законов сохранения и данных по ударному и статическому сжатию минералов и горных пород (Справочник физических констант..., 1969; Вакерли, 1965; Коваи и др., 1974; Ahrens, Rosenberg, 1968) легко можно показать, что  $u_1 \approx 0,5U$ , а максимальное значение  $U$  для гранитов составляет примерно 11,5 км/с. Параметры ударной волны резко падают по мере продвижения ее фронта:

$$P \sim U^2 \sim M^{-1} \sim r^{-3}, \quad (4)$$

где  $M$  — масса подвергшихся ударному сжатию пород,  $r$  — расстояние от точки взрыва (Станюкович, Федынский, 1947; Станюкович, 1971).

Ударная волна не носит периодического характера и распространяется в виде одиночного скачка уплотнения. Сжатие напряжения происходит в волне разгрузки, имеющей меньшую скорость, чем ударная волна.

При метеоритном взрыве высокоскоростное движение частиц за фронтом ударной волны приводит к перемешиванию в различной степени сжатого материала. Движение частиц в направлении ударной волны является определяющим для внутренних частей, где оно приводит к "впрыскиванию" расплавленного и раздробленного материала в быстро растущие трещины мало измененных пород. По некоторым данным (Кузьмин, Пух, 1951; Вовк, 1976; Пашковский, 1976) скорость роста трещин при взрыве составляет несколько десятых скорости звука в данной среде.

Определяющим является движение частиц в волне разгрузки вблизи поверхности Земли, оно обуславливает выброс материала и образование кратерной воронки. Естественно, что при этом происходит еще большее его перемешивание. При обратном падении обломки несколько сортируются по размерам, но не по степени ударного метаморфизма.

Таким образом, важным общим признаком проявления ударного метаморфизма является резко различная степень изменения обломков брекчиевых толщ.

В случае массивных обломков или блоков существенно не перемещенных пород степень ударного метаморфизма отдельных минералов породы также может быть несколько различной, что объясняется законами прохождения ударных волн через гетерогенные среды.

Мозаичное равновесие и гомогенизация достигаются лишь в ударных расплавах. Полученные при закалке минеральные ассоциации отражают высокие температуры этих расплавов при снятии давления.

При ударном метаморфизме в результате метеоритных взрывов изменению подвергаются приповерхностные породы (осадочные, а также сланические и другие породы коры), т.е. те, что наблюдаются рядом в том же регионе в ненарушенном виде. Деформации и фазовые превращения минералов указывают на огромные давления (сотни килобар), статически реализуемые лишь в глубинах Земли. Следовательно, другим признаком ударного метаморфизма следует считать сверхвысокобарические изменения поверхностных пород.

С этим признаком тесно связан третий — следы скоротечности процесса метаморфизма. Скорость деформации при метеоритном взрыве составляет  $10^6 - 10^9 \text{ с}^{-1}$  (De Carli, 1968). Для сравнения укажем, что при обычных геологических процессах скорость деформации оценивается в  $10^{-14} \text{ с}^{-1}$  (Ферхуген и др., 1974), а при экспериментах в статических условиях составляет  $10^{-3} - 10^{-7} \text{ с}^{-1}$  (Carter et al., 1964; Balderman, 1974). Таким образом, скорость деформации при метеоритном взрыве в  $10^{20} - 10^{23}$  раз выше, чем при обычных геологических процессах.

Кратковременность нагрузок при ударном метаморфизме фиксируется в тонком дроблении зерен без смещения обломков, в отсутствии видимого сдвига вдоль линий пластического течения (планарных элементов), в крайней тонкодисперсности агрегатов минералов, синтезирующихся при шоке. Обычный размер индивидуальных кристаллитов этих новообразований (модификации кремнезема) составляет  $10^{-5} - 10^{-7}$  см, при этом часто доказывалось или предполагается метастабильный рост после снятия максимальных давлений.

Закон сохранения энергии на фронте ударной волны (3) может быть выражен через изменение объема ( $V = 1/\rho$ ,  $V_0 = 1/\rho_0$ ) и давление  $P$ . Кривая, связывающая значения  $V$  и  $P$  на фронте ударной волны с начальными значениями этих величин  $P_0$ ,  $V_0$  в невозмущенной среде, называется ударной адиабатой Гюгонио. Так же называются и кривые, связывающие другие пары величин на ударном фронте. Существенная особенность адиабаты Гюгонио заключается в том, что изменение состояния вещества происходит не вдоль линии, а скачком — от начального до некоторого конечного (Компанец, 1975), находящегося на адиабате и заданного амплитудой ударной волны.

Анализ адиабаты Гюгонио и продуктов импульсного сжатия после снятия давления позволяет расшифровать характер изменений веществ под действием ударной волны, а сравнение искусственно обжатых и природных образцов — восстановить условия ударного метаморфизма.

Во многих минералах, ударное сжатие которых изучено детально (кварц, полевые шпаты, гранаты), адиабата Гюгонио может быть подразделена на три участка, которые характеризуют сжатие в режиме фаз низких давлений (I), в смешанном фазном режиме (II) и в режиме фаз высоких давлений (III). Наибольшая сжимаемость характерна для режима II, что в основном объясняется объемными изменениями при переходе  $\text{Si}^{\text{IV}} \rightarrow \text{Si}^{\text{VI}}$ .

Из данных ударной адиабаты, зная теплоемкость и некоторые другие характеристики вещества (Вакерли, 1965), можно определить шоковую и постшоковую температуры, соответствующие данной точке на адиабате. Таким образом, вместо привычного  $T-P$ -поля на диаграмме фаций обычного метаморфизма степень ударного метаморфизма определяется в первом приближении отрезком на адиабате.

О степени ударного метаморфизма судят по характеру деформации минералов, по появлению и полноте фазовых переходов. Эти признаки определяются не только величиной ударного сжатия и постшоковых температур, но и временем действия импульса и режимом охлаждения.

Падение сверхскоростного метеорита можно уподобить взрыву очень мощного ВВ (Станюкович, Федьинский, 1947; Станюкович, 1971). Вещество мишени за пределами расширяющейся газовой полости будет подвергаться скачкообразному сжатию и затем квазистатическому давлению в период "вдавливания" метеорита в мишень и расширения образовавшейся газовой полости. Можно заключить (Вовк, 1976), что такая квазистатическая нагрузка может достигать значений, близких к возникающим в ударной волне. Действие постшоковых давлений будет в значительной мере определять деформации породы и кристаллических структур минералов, поскольку они были разрушены в скачке уплотнения.

Время действия импульса при метеоритном взрыве можно оценить исходя из следующих соображений. Допустим, что условия быстрого роста газовой полости, образующейся при ударе метеорита, обеспечивают высокое давление на породы мишени вплоть до момента разрушения метеорита. Примем, что разрушение метеорита происходит при достижении фронтом ударной волны его тыльной поверхности. В ряде работ (Станюкович, 1971; Шумейкер, 1968) было показано, что процесс "вдавливания" метеорита в мишень и образования полости продолжается значительно дольше, однако мы ограничимся указанным отрезком времени, в течение которого условия "вдавливания" сохраняются. Скорость распространения ударной волны в метеорите логично ограничить значениями 6–14 км/с (т.е. от скорости звука в основных породах до скорости распространения волны в железном метеорите при скорости падения 20 км/с) (Справочник физических констант..., 1969; Шумейкер, 1968). Тог-

да время действия импульса в зависимости от размера метеорита, который может быть оценен по размеру кратера (Станюкович, Федьинский, 1947; Шумейкер, 1968), составит: для километровых кратеров  $(2\div 7) \cdot 10^{-3}$  с, для 25-километровых  $(1,5\div 8) \cdot 10^{-2}$  с, для 100-километровых  $0,1\div 0,8$  с. Эти величины удовлетворительно совпадают с оценкой, сделанной (без указания метода) в работе Климана (Kleeman, 1971), где указывается, что продолжительность импульса при метеоритном взрыве достигает 0,1 с.

Различия в продолжительности действия импульса при метеоритном взрыве, подземных ядерных взрывах ( $\sim 10^{-4}$  с) (Подводные и подземные взрывы, 1974) и при ударно-волновых экспериментах ( $10^{-6} - 10^{-8}$  с) (Carter, 1968a; Müller, Deforneaux, 1968) значительны и должны учитываться при оценке пиковых давлений по степени деформаций, что сделано нами на примере кварца. В случае метеоритного взрыва фазовые превращения и деформации, присущие тому или иному режиму импульсного сжатия, будут полнее проявляться в более крупных кратерах. На подобную картину влияния размеров кратера на полноту кварц-коэситового перехода указывал Штоффлер (Stöffler, 1971).

Горные породы — материал естественных мишеней метеоритов — являются сложными гетерогенными образованиями, их ударный метаморфизм труден для интерпретации, он определяется не только режимом сжатия и минеральным составом мишени, но и ее исходными текстурно-структурными особенностями: размерами и формой минеральных зерен, пористостью, обводненностью и т.п.

Во многих работах приводятся примеры "неравномерности" ударного метаморфизма минералов в пределах консолидированных обломков пород. Под этим понимается, что изменения разных минералов отвечают изменениям, полученным экспериментально на мономинеральных образцах при различных величинах импульсных давлений. Это может быть вызвано двумя причинами. Во-первых, различием ударного сжатия минерала в чистом виде и в композиции с другими минералами в горной породе. Различие в сжимаемости приводит к различию в "запасаемой" энергии, а следовательно, к различному нагреву, разной степени сжатия и деформации. Во-вторых, влияние большой продолжительности импульса при метеоритном взрыве по сравнению с экспериментальными условиями на деформацию разных минералов может быть различным. Пока такие оценки сделаны нами только для кварца.

Для нескольких образцов гранитоидов из пород аллогенного комплекса метеоритных кратеров Украинского щита различными методами были определены величины импульсных давлений, необходимых для появления данных признаков ударного метаморфизма при экспериментах с мономинеральными образцами. Получены следующие соотношения "эффективных" давлений на минеральных зернах: калишпат  $\geq$  кварц  $\geq$  гранат  $\gg$  биотит.

Приблизительно шоковые и постшоковые температуры для массивных гранитоидов, представляющих главный тип мишени в изученных

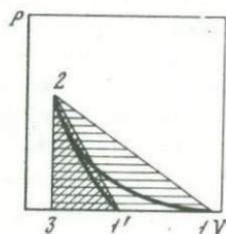
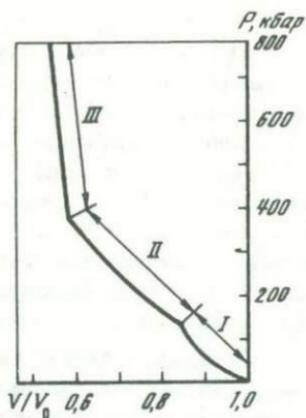


Рис. 1. Ударная адиабата кварца (по Вакерли, 1965)

Рис. 2. Схема ударного сжатия зернистой массивной и пористой пород (по Херрманну, 1976)

1-2 - ударная адиабата пористой породы; 1'-2 - то же, массивной породы того же состава

кратерах, можно оценить по вычислениям, выполненным Вакерли (1965) для кварца (рис. 1). Значительно более высокий разогрев характерен для рыхлых и пористых материалов. Причина разогрева иллюстрируется рис. 2. Из условия сохранения энергии (3) видно, что изменение внутренней энергии при переходе из начального 1 в сжатое 2 состояние можно представить как площадь треугольника 1-2-3, где точка 3 - степень сжатия за фронтом ударной волны. В работах Зельдовича, Альтшулера и др. (см.: Херрманн, 1976) показано, что при больших ударных давлениях материал сжимается сразу до беспустотного состояния. Из рис. 2 видно, что содержание тепла в уплотненном пористом материале окажется значительно большим, чем в массивном, следовательно, и разогрев пористого материала будет гораздо более высоким.

Это подтверждается относительно высокотемпературными изменениями пористого песчаника Коконино, явившегося мишенью для Аризонского метеорита. При пиковом давлении 190 кбар постшоковая температура для этого песчаника оценена в  $1450^{\circ}\text{C}$  (Carter, 1968a). Этим же эффектом следует объяснить образование большого количества стекол в сравнительно небольших кратерах, возникших при падении метеорита в песок (Вабар в Аравии, Хенбери в Австралии и др.). Плавление, кроме того, облегчается при попадании метеорита в обводненную рыхлую мишень, поскольку присутствие воды должно снижать температуры плавления. Оба указанных факта проявились в особенностях метаморфизма пород Оболонского кратера Украинского щита (Вальтер и др., 1977).

Имеющиеся для кварца экспериментальные данные позволяют сделать довольно строгую привязку наблюдающихся изменений к адиабате и учесть влияние длительности импульса, т.е. восстановить условия ударного метаморфизма этого минерала.

Границы режимов I-II на ударной адиабате кварца (рис. 1) определены в 98-120 кбар (первая цифра для плавленного кварца, вторая - для кристаллического), а II-III - в 360-383 кбар (Вакерли, 1965; Ahrens, Rosenberg, 1968). Наиболее информативны деформационные изменения в кварце. Характер деформаций в пределах режима I обусловлен, в частности, высоким динамическим упругим пределом кварца: 35-80 кбар (Вакерли, 1965), что намного превышает давления, при которых минерал разрушается в статических условиях (20 кбар). Поэтому в волне разряжения, сравнимой по амплитуде с ударной волной, но более "растянутой" во времени, кристаллы кварца, сжатые ниже упругого предела, испытывают хрупкое разрушение. Довольно тонкое дробление (примерно  $10^{-2}$  см), остроугольные очертания фрагментов, отсутствие их направленного смещения позволяют отличать хрупкое разрушение кварца при прохождении ударной волны от разрушения при тектонических и других эндогенных процессах. Дробление кварца на мелкие полигональные обломки с частично-закономерной ориентировкой границ по  $\{10\bar{1}0\}$ ,  $\{10\bar{1}1\}$  получило название ударного кливажа (Robertson et al., 1968). Кливажированные зерна кварца из брекчии Оболонского кратера на Украинском щите не обнаруживают значительных пластических деформаций, имеют одновременное или слабое волнистое погасание.

При импульсном сжатии в режиме I, но выше упругого предела кварц испытывает пластические деформации; при этом возникает мозаичная фрагментация кристаллов, известная как разновидность деформации скольжением или выделяемая в особый тип - блокирование (Пригорьев, 1961). Размер блоков уменьшается с ростом импульсного давления. В результате ударного сжатия монокристаллов кварца с амплитудой ударной волны 32 и 52 кбар Хёрц и Квайд (Horz, Quaide, 1973) наблюдали фрагментацию до эффективных размеров блоков примерно  $10^{-2}$  и  $10^{-3}$  см соответственно. Ими описан метод оценки относительной фрагментированности кристаллов по рентгенографическим данным и дана для ряда минералов графическая зависимость этой величины от амплитуды ударной волны. Разработанный Хёрцем и Квайдом на искусственном материале метод был использован нами для изучения ударного метаморфизма минералов кратеров (Вальтер, Рябенко, 1976).

Вполне однозначным признаком ударного метаморфизма кварца и вмещающих его горных пород являются планарные элементы - следы пластического течения в кристаллографически определенных плоскостях.

В шлифах и на поверхности зерен под микроскопом линии скольжения, соответствующие планарным элементам, выглядят как тонкая штриховка разных направлений. Характерный облик планарных элементов делает их наиболее легко заметным критерием

удара, особенно в кварце, лишенном, как известно, видимых трещин спайности.

Не останавливаясь на методах изучения, строения и классификации планарных элементов, чему посвящены многие работы (Вальтер, 1974; Robertson et al., 1968; Carter, 1968a,b; Engelhardt, Bertsch, 1969; Robertson, 1975; и др.), отметим, что первичное их декорирование, по крайней мере в некоторых случаях, связано (Stöffler, 1971) с образованием стишовита, т.е. с достижением смешанно-фазного режима сжатия. Первоначальное образование стишовита по планарным элементам следует объяснить тем, что вдоль плоскостей скольжения рвутся межатомные связи, т.е. снижается энергия активации зародышеобразования термодинамически стабильной в условиях сжатия плотной фазы (координационное число атомов Si равно 6).

Количество реально наблюдаемых систем планарных элементов в одном зерне колеблется от одной до шестнадцати (Engelhardt, Bertsch, 1969). Их число возрастает по мере увеличения степени ударного сжатия, что следует объяснить увеличением "запасаемой" на единицу массы энергии.

Важным индикатором амплитуды ударной волны является ориентировка планарных элементов кристаллов кварца. По кристаллографически закономерной ориентировке планарные элементы кварца легко отличимы от ламелл Бёма тектонитов. В ударно-метаморфизованном кварце диагностическое значение имеют три типа ориентировок планарных элементов: базальные по  $\{0001\}$  и ромбоэдрические по  $\omega = \{10\bar{1}3\}$  и по  $\pi = \{10\bar{1}2\}$ . Базальная ориентировка в пределах одного зерна или даже массивного обломка пород мишени часто является единственной.  $\omega$ -ориентировка может не сопровождаться (более низкая ступень ударного метаморфизма) или сопровождаться (более высокая ступень)  $\pi$ -ориентировкой. Часто наблюдается комбинация планарных элементов по соответствующим положительным и отрицательным ромбоэдрам, а также и по другим относительно более редким направлениям планарных элементов.

Как установлено (Carter, 1968a,b), необходимым условием для возникновения базальной системы является наличие стресса. Такие условия реализуются при относительно маломощном ударном сжатии. При повышении импульсного давления увеличивается роль всестороннего сжатия. Это, очевидно, служит причиной замены базальной ориентировки на "более изотропные" с числом повторяемости 6 (комбинация эквивалентных положительных и отрицательных ромбоэдров).

На величину давления, вызывающего базальное скольжение, влияют скорость деформации и температура. По данным Картера (Carter, 1968a,b), зависимость температуры и давления, при которой появляется базальная система, может быть выражена уравнением

$$P = 76 - 0,033(t - 300), \quad (5)$$

где  $P$  — импульсное давление в килобарах при скорости деформации  $10^6 \text{ с}^{-1}$ ,  $t$  — температура в  $^{\circ}\text{C}$ .

Поскольку повышение температуры снижает величины давлений, необходимых для скольжения по  $\{0001\}$ , появления этой системы следует ожидать преимущественно в кварцевых зернах относительно рыхлых (пористых) пород. В соответствии с этим наблюдается преобладание базальной системы в зернах кварца ударно-метаморфизованных песчаников: Коконино (Аризонский кратер) (Carter, 1968b); Нубийского (БП и Оазис - кратеры в юго-восточной Ливии) (French et al., 1974); Мидлсборо (кратер Мидлсборо, США) (Carter, 1968a) и др. Среди украинских кратеров базальная система планарных элементов характерна для кварцевых зерен аллогенной брекчии Оболонского кратера, что также связано с пористым характером верхнего осадочного слоя мишени.

При метаморфизме кристаллических кварцсодержащих пород базальная система проявляется в периферийных, относительно слабо метаморфизованных зонах преимущественно крупных кратеров (Вредефорд, Шарлевуа) (Carter, 1968a, b; Robertson, 1975), где продолжительность действия шоковых нагрузок была на 1-2 порядка больше, чем при образовании кратеров диаметром 1-2 км.

При ударно-волновых экспериментах (Müller, Defourneaux, 1968; Horz, 1968) и при ядерных взрывах в гранитоидных породах (Short, 1968) базальная система не была воспроизведена. Это можно объяснить недостаточными температурами и длительностью процесса. При повышении импульсной нагрузки возникают, как указывалось, плоскости скольжения ромбоэдрической ориентировки.

Сопоставляя данные Робертсона (Robertson, 1975) по зонам различных ориентировок планарных элементов в кварце центрального поднятия структуры Шарлевуа с экспериментальными данными, попытаемся оценить относительные давления, необходимые для появления базальных и ромбоэдрических  $\omega$ - и  $\pi$ -ориентировок планарных элементов. При примерно одинаковой длительности шоковых нагрузок  $\omega$ -система появляется при  $110 \pm 10$  кбар, а  $\pi$ -система при  $190 \pm 10$  кбар (Müller, Defourneaux, 1968). Робертсон установил, что  $\pi$ -система исчезает на расстоянии 2,3 км от центра структуры (на современном срезе),  $\omega$ -система - на расстоянии 9 км, а базальная - 10,3 км. Используя соотношение

$$x = K \left( 1/L_1^3 - 1/L_2^3 \right) \quad (6)$$

( $x$  - падение давлений на расстоянии  $L_2 - L_1$ , а  $K$  - коэффициент пропорциональности) и указанные выше величины, получим, что для появления базальной системы необходимо "критическое давление", равное 96% от соответствующего давления, необходимого для появления  $\omega$ -системы. Так как изученные Робертсоном зоны не точно соответствуют радиальным, то убывание давления в них могло быть более постепенным, но даже если принять как крайнее приближение линейный характер падения давления в указанных зонах, получим величину падения между исчезновением  $\omega$ - и  $\pi$ -систем в 14% (86% от " $\omega$ -давления").

Абсолютная величина давлений, необходимых для появления соответствующих систем скольжений, для условий метеоритного взрыва (продолжительность импульса  $10^{-3}$ – $10^0$  с) должна быть несколько иной, чем для условий ударного эксперимента (продолжительность импульса  $10^{-6}$ – $10^{-8}$  с). Для оценки величины давлений воспользуемся несколькими путями.

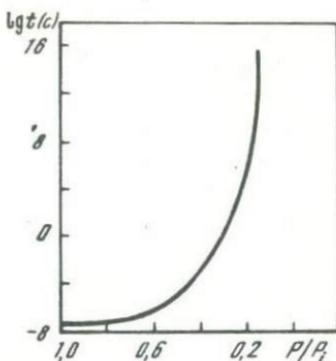
1. Экстраполируя уравнение (5) в область температур порядка  $100^{\circ}\text{C}$ , соответствующих постшоковым температурам при ударном сжатии кварца под давлением 100 кбар (Вакерли, 1965), получим  $P \approx 70$  кбар для появления базальной системы, а с учетом данных Робертсона и экспериментов Мюллера и Дефурно (Müller, Defourneaux, 1968) – 75–80 кбар для  $\omega$ -системы и 155–160 кбар для  $\pi$ -системы.

2. Шорт (Short, 1968), исследовав изменения в гранодиорите при подземном ядерном взрыве Хардхет (5,0 $\pm$ 1,0 кт) и приняв давление на границе зоны плавления в 400 кбар, определил, что  $\omega$ -система появляется при давлении 60 кбар и выше. Результаты этих наблюдений в приложении к ударному метаморфизму кварца нуждаются в некоторой корректировке. Давление на границе зоны плавления вернее оценить в 500 кбар (Stöffler, 1971), тогда величина импульсного давления на исследовавшийся гранодиорит составит примерно 75 кбар, а на кварц, с учетом его меньшей сжимаемости и содержания 10% в существенно полевошпатовой породе, – примерно 95 кбар.

3. Попытаемся эмпирическим путем выяснить влияние длительности импульса на величину критических давлений, необходимых для появления планарных элементов соответствующих систем. Введем понятие "относительное импульсное давление", под которым будем понимать отношение  $P/P_i$ , где  $P$  и  $P_i$  – давления разной длительности, вызывающие одну и ту же степень деформации, в данном случае – критические давления, необходимые для появления систем планарных элементов той или иной ориентировки. За  $P_i$  примем шокковое давление с продолжительностью импульса  $4 \cdot 10^{-8}$  с – минимальная длительность в экспериментах Мюллера и Дефурно (Müller, Defourneaux, 1968). При этой длительности импульса  $\pi$ -система была впервые зафиксирована в кварце при давлении 330 кбар. При длительности импульса  $2 \cdot 10^{-7}$  с  $\pi$ -система появляется при  $190 \pm 10$  кбар, т.е. при  $P/P_i = 0,58$ . Приведенная выше интерпретация данных Шорта (Short, 1968) свидетельствует, что при длительности импульса, соответствующего ядерному взрыву ( $10^{-5}$  с)  $P/P_i$ , оцененное по появлению  $\omega$ -системы, составит  $95/110 = 0,86$ .

По отношению к статическому эксперименту  $P/P_i$  для малоамплитудного (упругого) ударного сжатия кварца составляет 0,42–0,33 (пересчет данных Вакерли (1965)). За обычную длительность статического эксперимента, по данным Картера (Carter, 1971), можно принять  $4 \cdot 10^3$  с, а ударно-волнового (Carter, 1968a; Müller, Defourneaux, 1968) –  $2 \cdot 10^{-7}$  с. Степень деформации блокованием кварца в регионально метаморфизованных породах (гранули-

Рис. 3. Зависимость между продолжительностью импульса и относительной величиной пикового давления, необходимого для получения определенной степени деформации кварца



говая фаза) соответствует ударному метаморфизму под давлением примерно 30 кбар (Horz, Quaide, 1973; наши данные). В этом случае  $P/P_i$  может быть оценено в 0,2–0,3. Продолжительность давления можно определить в  $10^{15}$  с (Ферхуген и др., 1974). Отложив перечисленные данные на графике  $P/P_i$  и  $\lg t(c)$  (рис. 3), получим иллюстрацию роли длительности процесса на получение определенной степени деформации кварца.

Оценки величины шоковых давлений (округлены до 5 кбар), необходимых для появления определенно ориентированных планарных элементов в условиях метеоритных взрывов, даны в табл. 1.

Прямым индикатором высоких импульсных давлений являются высокобарические модификации, например, кремнезема. Из данных, суммированных Штофлером (Stöffler, 1971), а также из эксперимента (Kleeman, Ahrens, 1973) видно, что стишовит появляется при шоковых нагрузках 90 кбар и исчезает за счет высоких постшоковых температур при давлении 320 кбар. Дополнительный разогрев (выше  $250^{\circ}\text{C}$ ) при попадании обломков в импактный расплав при последующих метаморфических и метасоматических изменениях практически уничтожил стишовит древних, глубоко эродированных кратеров (астроблем).

Коэсит как первичная высокобарическая фаза при ударном метаморфизме массивного кварца, видимо, не образуется, но зафиксирован при ударном сжатии природных и искусственных пористых материалов (Stöffler, 1971; Дерibas и др., 1966), т.е. в условиях дополнительного разогрева, вероятно, необходимого для преодоления активационного барьера. В случае массивной мишени коэсит образуется при постшоковом отжиге стишовита, т.е. является индикатором более высоких импульсных давлений (320–470 кбар), ограниченных постшоковой температурой примерно  $1000^{\circ}\text{C}$  (Stöffler, 1971). Коэсит более стоек к последующему метаморфизму и гидротермальным изменениям и сохраняется не только в молодых кратерах, где его содержание достигает 40% по отношению к исходному кварцу (Stöffler, 1971; Масайтис и др., 1974; Вишневский и др., 1974, 1977), но и в небольших количествах установлен в некоторых древних кратерах (Lehtinen, 1976; Dence et al.,

Таблица 1

Условия образования определенно ориентированных планарных элементов

Продолжительность импульса, с	Средний диаметр кратера, км	$P/P_i$	$P/P_{i1}$	Давления, при которых появляются планарные элементы		
				$c$	$\omega$	$\pi$
1	100	0,32	0,55	55	60	105
0,1	50	0,35	0,61	60	65	115
0,01	10	0,38	0,66	65	70	125
0,001	1	0,42	0,72	70	80	135

Примечание.  $P_{i1}$  - давление при продолжительности импульса  $2 \cdot 10^{-7}$  с.

1974). В последнее время коэсит обнаружен нами и в некоторых астроблемах Украинского щита: в аллогенной брекчии кратерной воронки и закратерных выбросах 23-километрового Болтышского кратера, в брекчиях 15-километрового Оболонского и 1,7-километрового кратеров. Коэсит получен здесь путем концентрации кислотной обработкой (Stöffler, 1971; Lehtinen, 1976) и центрифугированием, диагностирован по 5-8 характерным дифракционным максимумам и составляет около сотых долей процента породы.

В неизменном ударно-метаморфизованном кварце степень метаморфизма в пределах режима II может быть установлена по количеству диаплектового стекла, вероятно замещающего аморфную фазу высокого давления (координационное число атомов Si равно 6). Количество диаплектового стекла может быть определено по таким макроскопическим свойствам измененного кварца, как показатели преломления и плотность, по соотношениям типа

$$c = \frac{S_{кр} - S_{изм}}{\Delta S},$$

где  $c$  - содержание диаплектового стекла в кварце,  $S_{кр}$  - свойство кристаллической фазы;  $S_{изм}$  - то же свойство изучаемого образца;  $\Delta S$  - разница в свойствах кристаллической фазы и диаплектового стекла.

Ограничив анализ возможности реконструкций условий ударного метаморфизма рассмотрением изменений кварца, укажем, что имеющиеся данные (Ahrens, Rosenberg, 1968; Horz, Quaide, 1973; Stöffler, Hornemann, 1972; Robertson, 1975; наши данные) позволяют дополнить его рассмотрением соответствующих изменений полевых шпатов, биотита и других минералов. При этом, как указывалось выше, необходимо учитывать разную сжимаемость зернистых пород.

Так, нами по методу планарных элементов, переходу в диаплектовое стекло и методу блоковых деформаций (Horz, Quaide, 1973) определены следующие эффективные давления на зернах минералов гранитоидного обломка из брекчии Ильинецкого кратера: кварц (25%) 100 кбар, калиевый полевой шпат (75%) 65 кбар, биотит (10%) 30 кбар.

В связи с этим становится понятным тот факт, что относительно легко сжимаемый минерал биотит (Horz, Quaide, 1973) обнаруживает характерные деформации в виде зон смятия при шоковых нагрузках в 9 кбар в эксперименте с монокристаллами (Horz, Ahrens, 1969), а при подземном ядерном взрыве в гранодиоритах (жесткая матрица) при 25–40 кбар (Short, 1968), несмотря на большую длительность импульсной нагрузки.

Более легкой сжимаемостью следует объяснить сохранение кристаллического биотита в гранитоидных породах, полевой шпат и частично кварц которых превращены в диаплектовое стекло.

На материале украинских кратеров нами установлено широкое развитие планарных элементов в биотите, эффективные давления на минерал составили при этом, очевидно, 30–60 кбар, а на кварц-полевошпатовую матрицу – 100–300 кбар.

Переходной между ударным метаморфизмом и ударным плавлением следует считать стадию размягчения, предплавления породы в результате высоких постшоковых температур (примерно 500 кбар и 1000°С для гранитоидов). Эту стадию Штоффлер (Stöffler, 1971) предлагает определять по характерной пузырьчатой текстуре полевого шпата.

При давлениях 500–600 кбар шоковые и постшоковые температуры достигают температур плавления главнейших породообразующих минералов, происходит ударное плавление. При возрастании пикового давления образуются перегретые расплавы. Ударное плавление, как и ударный метаморфизм, – уникальное природное явление, связанное только со взрывными метеоритными кратерами. Отличительными его чертами являются: 1) образование при относительно небольшом перегреве гомогенных "мономинеральных" расплавов, не успевающих прореагировать между собой и с остатками твердой фазы вследствие быстрого охлаждения; 2) образование перегретых силикатных расплавов сложного состава. Перегретые расплавы иного генезиса в природе не зафиксированы и, по-видимому, существовать не могут вследствие относительно медленного движения магм к земной поверхности.

При ударном плавлении зафиксировано образование лешательерита (кварцевое стекло), разнообразных полевошпатовых и других стекол плавления по отдельным минералам. Мономинеральные стекла плавления отличаются от диаплектовых (твердых) стекол морфологически – по криволинейным ограничениям зерен и др., и по свойствам – меньшему светопреломлению и плотности, по более широким полосам поглощения в ИК-спектре и др., характеризующим меньшую степень упорядочения атомной структуры.

При оценке шоковых температур по мономинеральным стеклам плавления следует ориентироваться по температурам плавления этих минералов при атмосферном давлении, поскольку скоротечность процесса, зафиксированная в обособлении стекол разного состава, позволяет пренебречь химическими реакциями в полиминеральной системе горной породы.

В импактитах встречаются параморфозы по циркону, сложенные бадделейтом, иногда с лешательеритом и реликтами исходного минерала (El Goresy, 1965). Такие агрегаты могут образоваться в результате термического разложения циркона и плавления  $\text{SiO}_2$  либо при инконгруэнтном плавлении  $\text{ZrSiO}_4$ . В любом случае температурный интервал их образования  $1724^\circ\text{C}$  (плавление  $\text{SiO}_2$ ) -  $2700^\circ\text{C}$  (плавление  $\text{ZrO}_2$ ) намного превосходит известные температуры кристаллизации горных пород обычного генезиса.

В выбросах Болтышского кратера рентгенографически и по составу (микросондовые определения) нами совместно с Л.А. Кудиновой была диагностирована кубическая форма  $\text{ZrO}_2$ . Образование этой формы также следует объяснить термическим разложением циркона.

Перегрев в случае достаточно быстрого последующего охлаждения должен сказаться на атомной структуре стекла: чем выше температура, тем ниже степень ближнего порядка. Для поиска перегретых стекол нами был использован ИК-спектроскопический метод, являющийся одним из методов изучения атомной структуры некристаллических веществ. В частности, при помощи этого метода может быть оценена степень совершенства постройки  $(\text{Si}, \text{Al})\text{O}_4$  - тетраэдров.

В кислых силикатных стеклах в области до  $400\text{ см}^{-1}$  остаются, как правило, две интенсивные полосы: около  $1090\text{ см}^{-1}$  и около  $465\text{ см}^{-1}$ , которые соответствуют валентным и деформационным колебаниям тетраэдрических связей. Кроме того, присутствует полоса малой интенсивности при  $800\text{ см}^{-1}$ .

Предварительное изучение ИК-спектров природных вулканических, импактных и искусственных стекол, закаленных от разных температур, свидетельствует, что форма пика, которая в грубом треугольном приближении может быть выражена как отношение высоты к ширине, зависит от температуры закалки и времени выдержки. Данные по тангенсу угла наклона контура основной полосы поглощения ( $1070\text{--}1090\text{ см}^{-1}$ ) (табл. 2) позволяют заключить, что диффузность полос увеличивается с повышением температуры. Исследованные стекла Болтышского кратера по форме основного максимума поглощения занимают промежуточное положение между закаленными, сильно перегретыми стеклами, с одной стороны, и вулканическим стеклом и кристаллическими фазами - с другой.

Важным геохимическим критерием высоких температур расплава является обеднение его некоторыми компонентами за счет испарения. Селективность испарения сильно зависит от исходного состава пород (Walter, Carron, 1964; Парфенова и др., 1976). Для мише-

Таблица 2

Характеристика формы основного максимума поглощения в ИК-области некоторых каркасных силикатов, кислых горных пород и стекол

Объект исследования	Тангенс угла наклона профиля пика	
	средний	пределы
Кварц, полевые шпаты, 4 обр.	0,27	0,23-0,31
Гранит, гнейс, 2 обр.	0,20	0,18-0,21
Обсидиан	0,22	
Альбитовое стекло		
1200°C; 10 мин	0,27	
1400°C; 2 ч	0,12	
1680°C; 2 ч	0,11	
Стекло по граниту, гнейсу, 2 обр., 1850°C; 30 мин *	0,105	0,09; 0,12
Импактные стекла Болтышского кратера, 12 обр.	0,16	0,11-0,18

\*Прогрев в атмосфере азота выполнен О.В. Пшеничной.

ней кислого состава (гранитоиды) характерно уменьшение содержания  $\text{SiO}_2$  и  $\text{Na}_2\text{O}$ . Испарение  $\text{SiO}_2$  и  $\text{Na}_2\text{O}$  из кислых расплавов наблюдается при высокотемпературной варке стекла (Гордова, 1971). Соответствующие изменения наблюдались нами в импактных породах Ильинешского и Болтышского кратеров Украинского щита.

Хотя перегретый характер импактных расплавов фиксируется уверенно по структуре и составу стекол, однозначно определить степень перегрева не представляется возможным, поскольку в каждом случае не установлено влияние времени экспозиции и режимов остывания.

Предпринятое в настоящей работе рассмотрение процессов ударного метаморфизма показывает, что при восстановлении его параметров, во-первых, нельзя прибегать к точным аналогиям с ударно-взрывными экспериментами, выполненными, как правило, на мономинеральных образцах, и, во-вторых, что имеются реальные пути учета гетерогенности мишени и продолжительности импульса. Дальнейшие работы в этом направлении должны способствовать более точному воссозданию условий процесса при каждом конкретном событии, включая энергию взрыва и характеристику метеорита.

Что касается ударного плавления, то сейчас можно лишь констатировать перегрев расплава, т.е. диагностировать процесс по высокотемпературному разложению и плавлению минералов, а также по структурным и химическим особенностям стекла.

Дальнейшие исследования позволят восстановить параметры расплава и скорость его остывания в зависимости от состава пород, размеров кратера и др. Для этого могут быть использованы наблюдения над реакционными отношениями в системе расплав-обломки и теплофизические расчеты.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Баум Ф.А., Орленко Л.П., Станюкович К.П. Физика взрыва. М., "Наука", 1975. 704 с.
- Вакерли Дж. Ударно-волновое сжатие кварца. — В кн.: Динамические исследования твердых тел при высоких давлениях. М., "Мир", 1965, 144-193.
- Вальтер А.А. Кварц — индикатор ударного метаморфизма в породах Украинского щита. — В кн.: Типоморфизм кварца Украины, Киев, "Наукова думка", 1974, 63-70.
- Вальтер А.А., Гуров Е.П., Рябенко В.А. Оболонский метеоритный кратер на северо-восточном склоне Украинского щита. — Докл. АН СССР, 1977, 232, № 1, 170-173.
- Вальтер А.А., Рябенко В.А. Ильиничья структура — взрывной метеоритный кратер. — Геол. журн., 1976, 36, № 1, 42-53.
- Вишневский С.А., Ковалева Л.Т., Пальчик Н.А. Козсит в породах Попигайской структуры. — Геол. и геофиз., 1974, № 6 (174), 140-145.
- Вишневский С.А., Маслов М.А., Пальчик Н.А., Пономарев Г.Я. Козсит в породах Карской структуры. — Докл. АН СССР, 1977, 232, № 2, 446-448.
- Вовк А.А. Основы прикладной геодинамики взрыва. Киев, "Наукова думка", 1976, 273 с.
- Высокоскоростные ударные явления. М., "Мир", 1973. 620 с.
- Геологический словарь, т.1. М., "Недра", 1973. 437 с.
- Гордова Э.П. Улетучивание щелочных окислов при варке стекла с применением вулканических стекол. — В кн.: Использование в стекольном производстве недефицитных материалов. М., 1971, 38-40.
- Григорьев Д.П. Онтогенез минералов. Львов, Изд-во Львовского ун-та, 1961. 283 с.
- Дерибас А.А., Добрецов Н.Л., Кудинов В.М., Зюзин Н.И. Ударное сжатие порошков  $\text{SiO}_2$ . — ДАН СССР, 1966, 168, № 3, 665-668.
- Каваи Н., Мохизуки С., Фуита Х. Уплотнение стекловидного кремнезема при статических давлениях выше 2 Мбар. — В кн.: Синтетические алмазы в промышленности. Киев, "Наукова думка", 1974, 80-81.
- Компанеев А.С. Курс теоретической физики, т.2. М., "Просвещение", 1975, 252-267.
- Кузьмин Е.А., Пух В.П. Скорость роста хрупкой трещины в стекле и кашифоли. — В кн.: Некоторые проблемы прочности твердого тела. М., Изд-во АН СССР, 1951, 367-374.
- Масайтис В.Л., Селивановская Т.В. Ударно-метаморфизованные породы и импактиты Попигайского метеоритного кратера. — Зап. ВМО, 1972, 101, № 4, 385-393.
- Масайтис В.Л., Райхлин А.И., Селивановская Т.В., Шишов В.А. Козсит из Попигайского кратера (первая находка в СССР). — Зап. ВМО, 1974, 103, № 1, 122-127.

- Парфенова О.В., Яковлев О.И., Косолапов А.И. Некоторые закономерности испарения вещества мишени при метеоритном ударе. — Вестн. МГУ. Геология, 1976, № 3, 52–66.
- Пашковский В.Г. Особенности разрушения горных пород при метеоритном ударе. — Астрон. вестн., 1976, 10, № 2, 102–106.
- Подводные и подземные взрывы. М., "Мир", 1974. 413 с.
- Рини Т. Численное моделирование явлений при высокоскоростном ударе. — В кн.: Высокоскоростные ударные явления. М., "Мир", 1973, 220–281.
- Справочник физических констант горных пород. М., "Мир", 1969. 543 с.
- Станюкович К.П. Неустановившиеся движения сплошной среды. М., "Наука", 1971. 854 с.
- Станюкович К.П., Федынский В.В. О разрушительном действии метеоритных ударов. — Докл. АН СССР, 1947, 57, № 2, 129–132.
- Ферхуген Дж., Тернер Ф., Вейс Л. и др. Земля. Введение в общую геологию, т. 1, 2. М., "Мир", 1974. 844 с.
- Херрманн В. Определяющие уравнения уплотняющихся пористых материалов. — В кн.: Проблемы теории прочности. М., "Мир", 1976, 178–216.
- Шорт Н.М. Ударные процессы в геологии. — В кн.: Взрывные кратеры на Земле и планетах. М., "Мир", 1968, 30–67.
- Шумейкер Ю.М. Механика удара на примере Аризонского метеоритного кратера. — В кн.: Взрывные кратеры на Земле и планетах. М., "Мир", 1968, 68–104.
- Ahrens J., Rosenberг J.T. Shock metamorphism: Experiments on quartz and plagioclase. — In: Shock metamorphism of natural materials. Ed. B.French, N.Short. Baltimore, Mono Book Co., 1968, 59–82.
- Balderman M.A. The effect of strain rate and temperature on the yield point of hydrolytically weakened synthetic quartz. — J. Geophys. Res., 1974, 79, N 11, 1647–1652.
- Carter N.L. Dynamic deformation of quartz. — In: Shock metamorphism of natural materials. Ed. B.French, N. Short. Baltimore, Mono Book Co., 1968a, 453–474.
- Carter N.L. Meteoritic impact and deformation of quartz. — Science, 1968b, 160, N 3827, 526–528.
- Carter N.L. Static deformation of silicates. — J. Geophys. Res., 1971, 76, N 23, 5514–5540.
- Carter N.L., Christie Y.M., Griggs D.T. Experimental deformation and recrystallization of quartz. — J. Geol., 1964, 72, N 6, 687–731.
- Chao E.C.T. Shock effects in certain rock-forming minerals. — Science, 1967, 156, N 3772, 192–202.
- De Carli P.S. Observations of the effects of explosive shock on crystalline solids. — In: Shock metamorphism of natural materials. Ed. B.French, N.Short. Baltimore, Mono Book Co., 1968, 129–134.
- Dence M.R., Robertson P.B., Wirthlin R.L. Coesite from the Lake Wapitei crater, Ontario. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1974, 22, N 2, 118–122.
- El Goresy A. Baddeleyite and its significance in impact glasses. — J. Geophys. Res., 1965, 70, 3453–3456.
- Engelhardt W.V., Bertsch W. Shock induced planar deformation structures in quartz from the Ries crater, Germany. — Contrib. Mineral. and Petrol., 1969, 20, N 3, 203–234.
- French B.M. Shock metamorphism as a geological process. — In: Shock metamorphism of natural materials. Ed. B.French, N. Short. Baltimore, Mono Book Co., 1968, 1–19.

- French B.M., Underwood J.R., Fisk E.P. Shock-metamorphic features in two meteorite impact structures, Southern Libya. — *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1974, 85, N 9, 1425–1428.
- Gumbel C.W. Über den Riesvulkan and über vulkanische Erscheinungen im Rieskessel. — *Sitzungsber. Kgl. Bayer. Akad. Wiss. München*, 1870, 1, 153–200.
- Horz F. Statistical measurements of deformation structures and refractive indices in experimentally shock loaded quartz. — In: *Shock metamorphism of natural materials*. Baltimore, Mono Book Co., 1968, 243–254.
- Horz F., Ahrens T.J. Deformation of experimentally shocked biotite. — *Amer. J. Sci.*, 1969, 267, N 10, 1213–1229.
- Horz F., Quaide W.L. Debaye-Shairer investigations of experimentally shocked silicates. — *Moon*, 1973, 6, N 1–2, 45–82.
- Kleeman J.D. Formation of diaplectic glass by experimental shock loading of orthoclase. — *J. Geophys. Res.*, 1971, 76, N 23, 5499–5503.
- Kleeman J.D., Ahrens T.J. Shock-induced transition of quartz to stishovite. — *J. Geophys. Res.*, 1973, 78, N 26, 5954–5960.
- Lehtinen M. Lake Lappajärvi, a meteorite impact site in western Finland. — *Bull. Geol. Surv. Finland*, 1976, N 282, 92.
- Merrill G.P. On a peculiar form of metamorphism in siliceous sandstone. — *Proc. U.S. Natur. Mus.*, 1907, 32, N 1546, 547–550.
- Müller W.F., Defourneaux M. Deformationsstrukturen in Quarz als Indikator für Stoßwellen: Eine experimentelle Untersuchung auf Quarz-Einkristallen. — *Z. Geophys.*, 1968, 34, N 5, 483–504.
- Robertson P.B. Zones of shock metamorphism at the Charlevoix impact structure, Quebec. — *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1975, 86, N 12, 1630–1638.
- Robertson P.H., Dence M.R., Vos M.A. Deformation in rock-forming minerals from Canadian craters. — In: *Shock metamorphism of natural materials*, Ed. B. French, N. Short. Baltimore, Mono Book Co., 1968, 433–452.
- Short N.M. Nuclear-explosion-induced microdeformation of rocks: an aid to the recognition of meteorite impact structures. — In: *Shock metamorphism of natural materials*, Ed. B. French, N. Short. Baltimore, Mono Book Co., 1968, 185–210.
- Stöffler D. Metamorphism and classification of shocked and brecciated crystalline rocks at impact craters. — *J. Geophys. Res.*, 1971, 76, N 23, 5474–5488.
- Stöffler D., Hornemann U. Quartz and feldspar glasses produced by natural and experimental shock. — *Meteoritics*, 1972, 7, N 3, 371–394.
- Tschermak G. Die Meteoriten von Shergotty und Gopalpur. — *Sitzungsber. Akad. Wiss. Wien*, 1872, 55, 122–145.
- Walter L.S., Carron M.K. Vapor pressure and vapor fractionation of silicate melts of tectite composition. — *Geochim. et cosmochim. acta*, 1964, 28, N 6, 937–951.

## ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МЕТЕОРИТНЫХ КРАТЕРОВ

Удар метеорита о поверхность планеты имеет своим следствием образование кратера, т.е. изменение морфологии этой поверхности, изменение физических свойств пород (плотности, упругости, электропроводности) в некотором объеме, охваченном сильным воздействием ударной волны, и изменение их петрографической характеристики вследствие метаморфизма, вызванного мгновенным и значительным повышением давления и температуры. Все эти явления служат критериями для выделения и изучения метеоритных структур на земной поверхности. Вещество самого метеорита, его фрагменты, а также продукты его тонкого распыления и расплавления являются бесспорным и окончательным доказательством космогенного характера структуры, но по различным причинам на первой, поисковой стадии изучения их не так легко обнаружить. Вот почему для поисков и установления природы метеоритных кратеров имеют большое значение три вида исследований, которые целесообразно осуществлять последовательно:

- 1) дешифрирование космических и аэрофотоснимков и геоморфологические исследования (аномалии морфологии земной поверхности);
- 2) геофизические исследования (аномалии физических полей и свойств пород);
- 3) исследования минерального состава пород и признаков ударного метаморфизма (аномалии петрографической характеристики).

В настоящей статье рассматривается геофизическая характеристика метеоритных кратеров, изучение которой является одним из основных видов исследований, предпринимаемых с целью установления космогенного характера кольцевых образований на земной поверхности. Изучение геофизических полей осуществлено до сего времени более чем для 30 космогенных структур, расположенных на территории СССР, Канады, США, ФРГ и других стран. Анализ данных по этим структурам указывает на высокую информативность геофизических исследований, особенно при комплексном применении ряда методов.

Мощная ударная волна вызывает заметные изменения в физических свойствах породы в обширной зоне, окружающей кратер. При этом объем раздробленной и трещиноватой породы значительно больше, чем углубление самого кратера. Образуется аномальное по физическим свойствам тело, создающее геофизические аномалии на поверхности Земли. В первую очередь изменяется плотность пород, которая в линзе образовавшейся брекчии уменьшается по сравнению с ненарушенными коренными породами. В результате воздействия динамической нагрузки ударной волны изменяются магнитные свойства

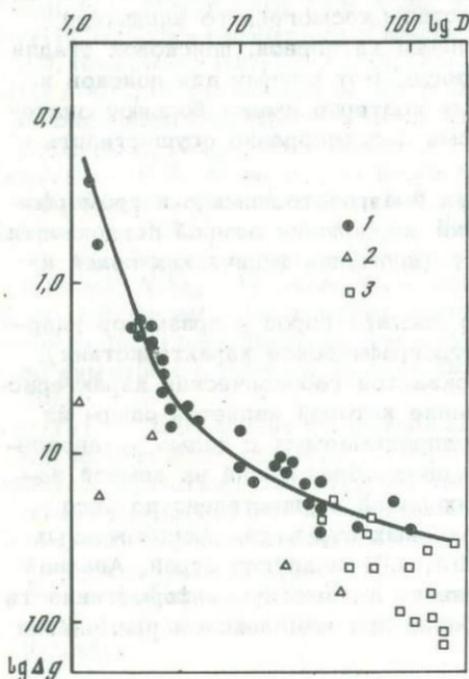
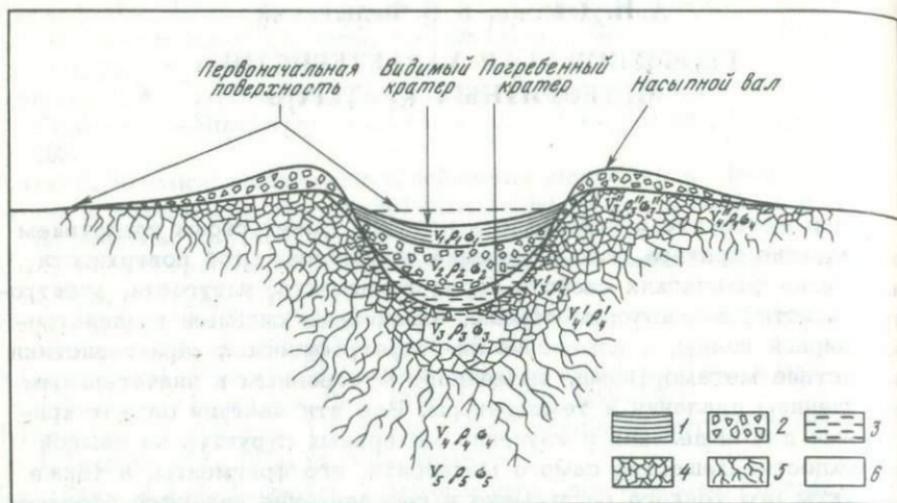


Рис. 1. Модель метеоритного кратера

1 — осадки, отложенные в воронке после ее образования; 2 — аллогенная брекчия; 3 — переплавленные породы; 4 — аутигенная брекчия; 5 — трещиноватые породы; 6 — коренные неизмененные породы,  $v$  — скорость продольных волн;  $\rho$  — электрическое сопротивление;  $\sigma$  — плотность пород

Рис. 2. Зависимость амплитуды гравитационной аномалии  $\Delta g$  в редукции Буге от размеров  $D$  кольцевых структур (Дабига, Федьинский, 1975)

1 — метеоритные кратеры; 2 — вулканические кальдеры; 3 — лунные кратеры

ва пород. Уменьшается их остаточная намагниченность и нарушается установившаяся магнитная поляризация пород вследствие смешивания фрагментов в брекчированной зоне, приводящего к случайному распределению магнитных полюсов. Для крупных кратеров характерно наличие значительного объема пород, подвергшихся частичному или полному переплавлению. При остывании порода приобретает остаточную намагниченность, направление которой отражает направле-

ние магнитного поля Земли в момент падения метеорита, а интенсивность значительно отличается от намагниченности окружающих пород. В результате удара и взрыва метеорита в породах развивается система трещин, которая приводит к нарушению монолитности пород и ухудшает контакты между частицами. В локальных участках могут скапливаться трещинные воды. Все это оказывает заметное влияние на изменение скорости прохождения сейсмических волн и другие упругие свойства пород и их электрическое сопротивление.

Аномалии плотности, намагниченности, упругих свойств и электропроводности пород в зоне воздействия метеоритного удара позволяют с успехом использовать для изучения космогенных структур все основные методы разведочной геофизики — гравиметрию, магнитометрию, сейсморазведку и электроразведку.

Физическая модель метеоритного кратера (рис. 1) построена по данным экспериментальных исследований и исследований кратеров, образовавшихся при падении метеоритов, а также в результате ядерных взрывов. Метеоритный кратер состоит из депрессии (воронки взрыва), окружающих валов из выброшенного материала и зоны дробления, находящейся под воронкой. Зона дробления имеет вид вложенной в блюдце воронки (Дабижа, Иванов, 1978). Предлагается назвать такую структуру кратко — dish (тарелка). Глубина механических изменений структуры горных пород составляет от четверти до одного радиуса воронки для относительно небольших структур, поперечником менее километра, и достигает первых километров для крупных кратеров с поперечником 10 км (Билс, Иннес, 1964; Болдуин, 1968; Масайтис, 1973; Аалоз и др., 1976) и более.

Внешний вид кратера существенно изменяется под воздействием эрозии, тектонических и изостатических сил, в то время как внутренняя аномальная структура нарушенной зоны, как правило, сохраняется длительное геологическое время. Это делает геофизические методы незаменимым средством исследования древних астроблем, внешние морфологические черты которых в значительной мере стерты или искажены геологическими процессами.

Рассмотрим условия и типичные результаты применения методов разведочной геофизики для изучения метеоритных космогенных структур.

### ГРАВИТАЦИОННЫЕ АНОМАЛИИ АСТРОБЛЕМ

Чем больше размеры и мощность линзы низкоплотной брекчии (аномалия плотности  $(0,04 \div 0,06) \text{ г/см}^3$ ), тем больше недостаток силы тяжести над метеоритным кратером. С увеличением размеров структуры амплитуда отрицательной гравитационной аномалии  $\Delta g$  возрастает от 0,25 мГал для кратеров диаметром  $D$  около 1 км до 25–30 мГал для образований диаметром 80–100 км. Зависимость  $\Delta g(D)$  в билогарифмических координатах имеет нелинейный характер и при  $D \approx 100$  км. начинает асимптотически выполаживаться (рис. 2). Это хорошо объясняется развитием в гигантских кра-

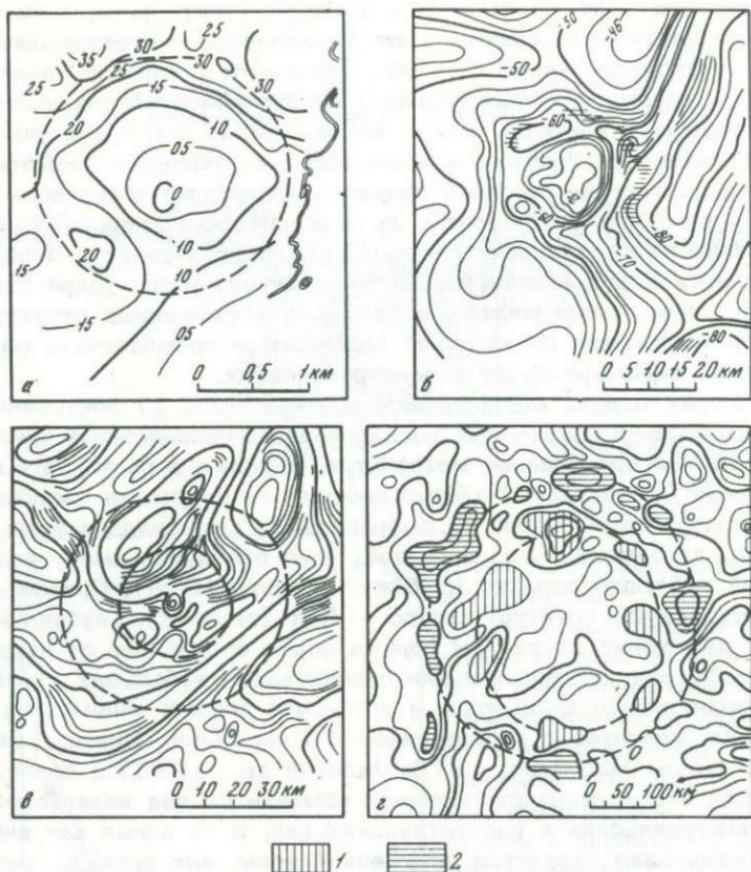


Рис. 3. Гравитационные аномалии над малыми (а), средними (б) и крупными (в) космогенными структурами и остаточные аномалии над гигантским кратером (г)

1 — локальные минимумы; 2 — локальные максимумы силы тяжести

терах брекчии дробления на большой площади и участием в образовании экстремальной аномалии силы тяжести лишь центральной части брекчиевой линзы.

Метеоритные кратерные структуры размерами менее 1 км создают ничтожные аномалии силы тяжести в десятые и сотые доли миллигалл, которые могут быть обнаружены только высокоточной гравиметрической съемкой. На рис. 2 видно также увеличение дисперсии  $\Delta g$  с возрастанием размеров кратеров, что объясняется прежде всего наложением аномалии метеоритной структуры на фон аномалии другого происхождения, а также изостатическим выравниванием и эрозией метеоритных кратеров в течение геологического времени их существования.

На рис. 3 показаны четыре типа гравитационных аномалий метеоритных кратеров. Над двухкилометровым кратером Холлефорд (рис. 3, а) наблюдается простая кольцевая аномалия с амплитудой около 2 мГал. Кратер Корсуэлл ( $D = 25$  км) отмечен кольцевой аномалией с амплитудой около 15 мГал и относительным максимумом в центре, осложненным на востоке сильным влиянием геологической структуры (рис. 3, б). Еще более крупная кольцевая структура с  $D = 70$  км (рис. 3, в) имеет кольцевую аномалию, сильно искаженную влиянием геологических структур, а для гигантской структуры предположительно космогенного происхождения (рис. 3, г) с  $D > 400$  км кольцевые гравитационные аномалии выявляются только после снятия регионального фона.

Отсюда следует, что для особенно крупных структур (размером свыше 50 км) ярко выраженной отрицательной аномалии может не наблюдаться (например, Пучеж-Катунь или Сёдбери), так как здесь велика гетерогенность мишени и аномалии в большей мере отражают гравитационный эффект блоковой структуры земной коры в районе падения метеорита. Это может быть связано с восстановлением кратерной депрессии во времени. Из-за этого критерий гравитационной аномалии для крупных структур может терять свою определенность. В этом случае полезно прежде всего использовать различные методы трансформации гравитационного поля и сопоставление гравиметрических и других геолого-геофизических данных.

Приведенная на рис. 2 зависимость характеризует прежде всего структуры метеоритного происхождения. Экстремальные значения амплитуды аномалии силы тяжести для вулканов и кальдер могут быть как отрицательными, так и положительными, заполняя, таким образом, не только все пространство диаграммы рис. 2, но и выходя далеко за его пределы.

Так, на рис. 2 нанесены точки, относящиеся к крипто-вулкану Солт-Пан (ЮАР), кальдерам Куттюяро (Япония), Кракатау (Индонезия), вулканам Арагац, Голгат (Армения). Все они лежат вне зоны точек, характеризующих структуры ударного воздействия. Для 20-километровой кальдеры Куттюяро на Хоккайдо гравитационная аномалия составляет 46 мГал, причем центр ее не совпадает с центром кальдеры. Эта аномалия связана, по Июкояма (Yokoama, Tajima, 1959), с существованием под кальдерами на глубине нескольких километров "рыхлого материала" малой плотности (опустившихся блоков вулканогенных пород). Но под кальдерами могут размещаться (не только рыхлые продукты обрушения, но и гранитные массивы, характеризующиеся малой плотностью, что вместе и вызывает такую интенсивную отрицательную аномалию.

С другой стороны, на вулканах Фудзи и Асама в Японии гравитационные аномалии имеют нулевые значения, а для кальдеры Мисхара обнаруживается даже положительная аномалия силы тяжести с амплитудой около +15 мГал. Над кальдерой Коолау на о-ве Оаху (Гавайи), по внешнему виду напоминающей метеоритный кратер, крупная положительная аномалия силы тяжести достигает значений

+116 мГал (Malahoff, Woolard, 1966) и интерпретируется как вертикальный шток, внедрившийся из подкорковых глубин, плотного мантийного вещества. Положительные аномалии силы тяжести характерны также для Камчатских вулканов — Карымского, Авачинского, Коудач, Крашенинникова (Зубин и др., 1971), Малый Семячек (Горшков, 1973).

Таким образом, вероятность попадания вулканических образований в зону зависимости  $\Delta g(D)$ , показанную на рис. 2, незначительна, хотя и существует. Иными словами, нахождение кратера в этой зоне с высокой вероятностью (не менее 0,9) означает его принадлежность к космогенным метеоритным образованиям.

Кроме вулканических структур, к кольцевым образованиям относятся также структуры гравитационного диапирового тектогенеза (соляные купола, грязевые диапиры), структуры обрушения тектонических куполов, интрузии, взрывные маары и другие, для которых зависимость  $\Delta g(D)$  может случайно совпасть с полученной для метеоритных кратеров, но эти структуры обычно нетрудно распознать по их характерным геологическим признакам, а также по отсутствию следов воздействия на породы высоких давлений и температуры.

Необходимо подчеркнуть, что при трансформации гравитационных аномалий метеоритных кратеров с помощью фильтров низких частот (преобразование Саксова-Нигарда, аномалии высших производных) в силу свойств применяемых трансформаций в поле отрицательной аномалии над метеоритными кратерами появляется также характерное кольцо слабых положительных аномалий (рис. 4) (Дабижа, Федьинский, 1977). Подобное кольцо положительных локальных гравитационных аномалий наблюдается над кратерами Уанапитей, Рис, Полигай, Аризона (Regan, Hinze, 1975), Госсес Блаф (Milton et al., 1972) и др. Количественная интерпретация локальных аномалий представляет собой в каждом случае задачу, требующую индивидуального решения, но похоже, что во многих случаях нижняя граница зоны пород пониженной плотности имеет форму воронки, окаймленной блюдцеобразной выемкой (Дабижа, Иванов, 1978).

Характерным признаком гравитационных аномалий метеоритных кратеров является быстрое затухание их амплитуды при пересчете на высоту, что связано с "бескорневой" структурой этих кратеров. Именно этим они резко отличаются от вулканических структур, корни которых уходят на несколько километров в глубину. На рис. 5 на примере аномалии геологических структур европейской части СССР — Волгоградского Поволжья, Кавказа и Предкавказья, Московской синеклизы и Таманского полуострова — видно, что характер их затухания существенно иной, чем над метеоритными кратерами.

Гравитационные аномалии позволяют рассчитать такие важные параметры, как глубина центра аномальных масс  $z$  и ее отношение к диаметру кратера  $D$ , а также дефектную (недостающую) аномальную массу  $M_a = \frac{1}{2\pi f} \int \Delta g ds$ , где интеграл берется по всей пло-

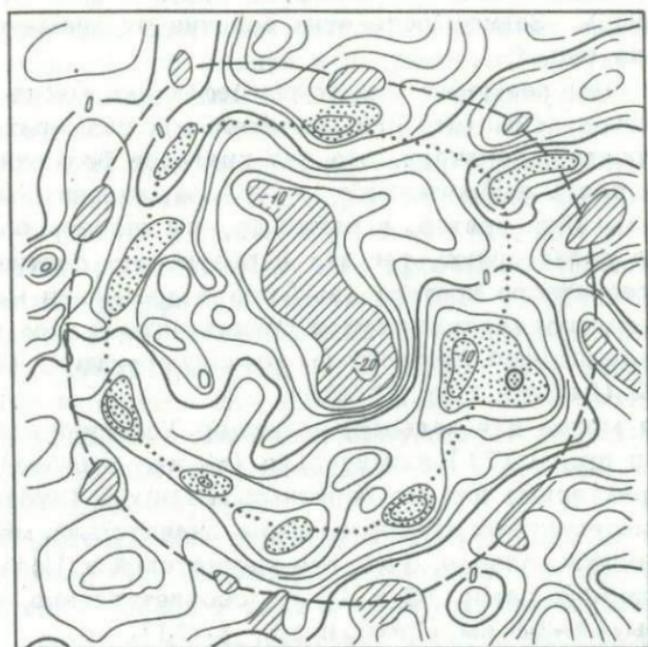
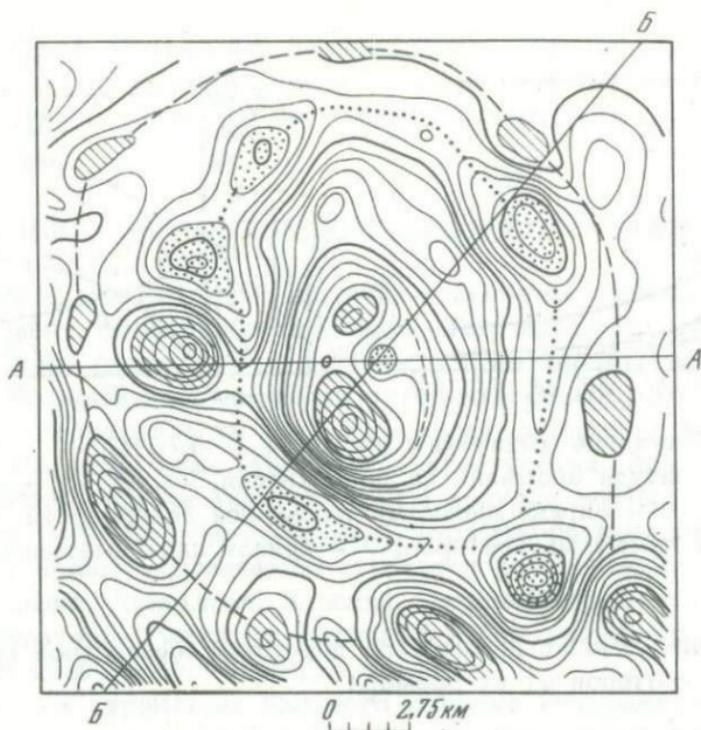


Рис. 4. Локальные аномалии силы тяжести над кратерами Уанапитей (а) и Рис (б)

1 - положительные аномалии; 2 - отрицательные

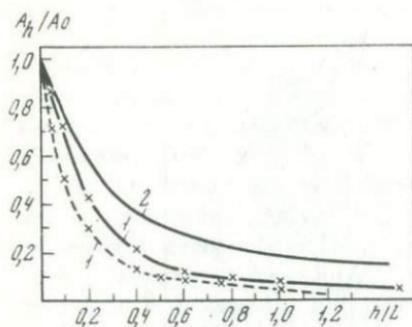


Рис. 5. Затухание амплитуды аномалий с высотой

$A_0$  — амплитуда аномалии на поверхности Земли;  $A_h$  — то же, на высоте  $h$ ;  $L$  — ширина аномалии на земной поверхности. 1 — кривые для метеоритных кратеров; 2 — кривая для неметеоритных структур

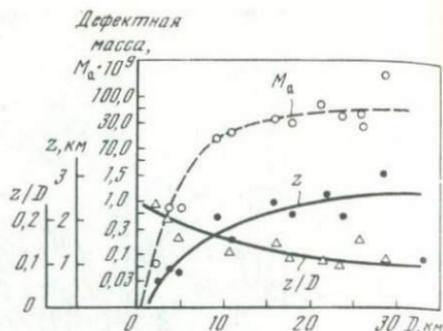


Рис. 6. Зависимость параметров дефектной аномальной массы метеоритных кратеров от их размера

шади аномалии  $S$ . Зависимость этих величин от диаметра кратера  $D$  показана на рис. 6.

С увеличением размеров структуры дефектная масса увеличивается. Подход к асимптоте при значительных размерах взрывных структур, вероятно, означает, что для кратеров больших размеров значительная часть выброшенного материала мишени попадает обратно в образовавшийся кратер, а также то, что кратеры больших размеров быстро релаксируют, так как в результате снятия нагрузки в районе метеоритного кратера (выброса и дробления материала) в зоне пониженного давления будет происходить приток глубинного вещества с повышенной плотностью, компенсирующего аномальный дефект массы (Дабижа и др., 1976).

Дефектная масса для кальдер, например Узонской или Паужетской (Зубин и др., 1971), значительно (на два порядка) превышает значения, характерные для метеоритных кратеров. Глубина до центра тяжести метеоритных кратеров также значительно меньше, чем для вулканических кальдер. Так, для Паужетской и Больше-Семячинской кальдер она равна 15 и 10 км соответственно, для Узонской кальдеры 14–18 км (Зубин и др., 1971).

Любопытный результат получается при подсчете аномальной дефектной поверхностной плотности  $= M_a/S$  (где  $S$  — площадь гравитационной аномалии над метеоритным кратером), которая означает количество вещества, удаленного с единицы площади под воздействием удара и взрыва при падении метеорита. Дефектная плотность  $\mu$  изменяется в узких пределах —  $(0,15-0,20) \cdot 10^5$  г/см<sup>2</sup>, т.е. с 1 м<sup>2</sup> территории в зоне метеоритного удара удаляется в среднем 150–200 т горных пород. Это означает, что, несмотря на увели-

чение суммарной энергии при падении более крупных или имеющих большую геоцентрическую скорость метеоритных тел, удельная плотность энергии, работающей на выброс, остается примерно постоянной.

### МАГНИТНОЕ АНОМАЛЬНОЕ ПОЛЕ МЕТЕОРИТНЫХ КРАТЕРОВ

Характерной особенностью астроблем является понижение в их пределах общего фона магнитного поля. Так, например, для метеоритного кратера Аризона (Regan, Hinz, 1975) характерно наличие отрицательной магнитной аномалии интенсивностью около 20 гамм (рис. 7, а). Интенсивность поля в пределах канадского кратера Брент на 160 гамм ниже, чем в его окрестностях. Аналогичная картина наблюдается на Мишиногорском кратере небольшого размера (диаметр 3–4 км). Напряженность магнитного поля меньше по сравнению с полем окружающего структуру района также для кратеров Жаманшин, Янисьярви, Карский, Пучеж–Катунь в СССР, а также для кратеров Корсуэлл, Западный и Восточный Клируотер в Канаде, для кратера Рис в ФРГ и т.д.

В кольцевых структурах большого размера наблюдаются пониженные и пестрые поля с резко выраженными аномалиями в центральной части структуры. Здесь центральные аномалии вызваны породами, переплавленными при взрыве и индуктивно намагниченными в процессе их застывания. Для небольших кратеров объем переплавленных пород относительно небольшой, и они не создают заметных аномалий. Поскольку для крупных кратеров направление остаточной намагниченности переплавленных пород отражает направление вектора геомагнитного поля в месте и в момент падения метеорита, это дает возможность определять возраст кратера по палеомагнитной шкале. Так, в центре кратера Рис (рис. 7, б) имеются обширные поля отрицательных магнитных аномалий – до –300 гамм, которые обусловлены зювитами (разновидность импактитов, напоминающая туфы), имеющими обратный направленный вектор остаточной намагниченности. Направление вектора соответствует направлению геомагнитного поля во время образования этого кратера – 15 млн. лет назад (Pohl, Angenheister, 1969).

Некоторые метеоритные структуры почти совсем не отражаются в магнитном поле, как, например, Калужская, Болтышская или Каали, или отражаются слабо в виде аномальных отклонений на региональном фоне, как, например, кратеры Брент и Холлефорд. Это связано с тем, что кратер может быть образован в немагнитных породах или кратерная структура перекрыта впоследствии отложившимися осадками. Часть структур (например, Гагаринская) выделяется в магнитном поле кольцом локальных положительных или отрицательных аномалий.

Для очень крупных кратеров (более 50 км) магнитное поле, так же как и гравитационное, усложняется. В этом случае преобладает влияние тектонических блоков мишени, сказывается их гетерогенность

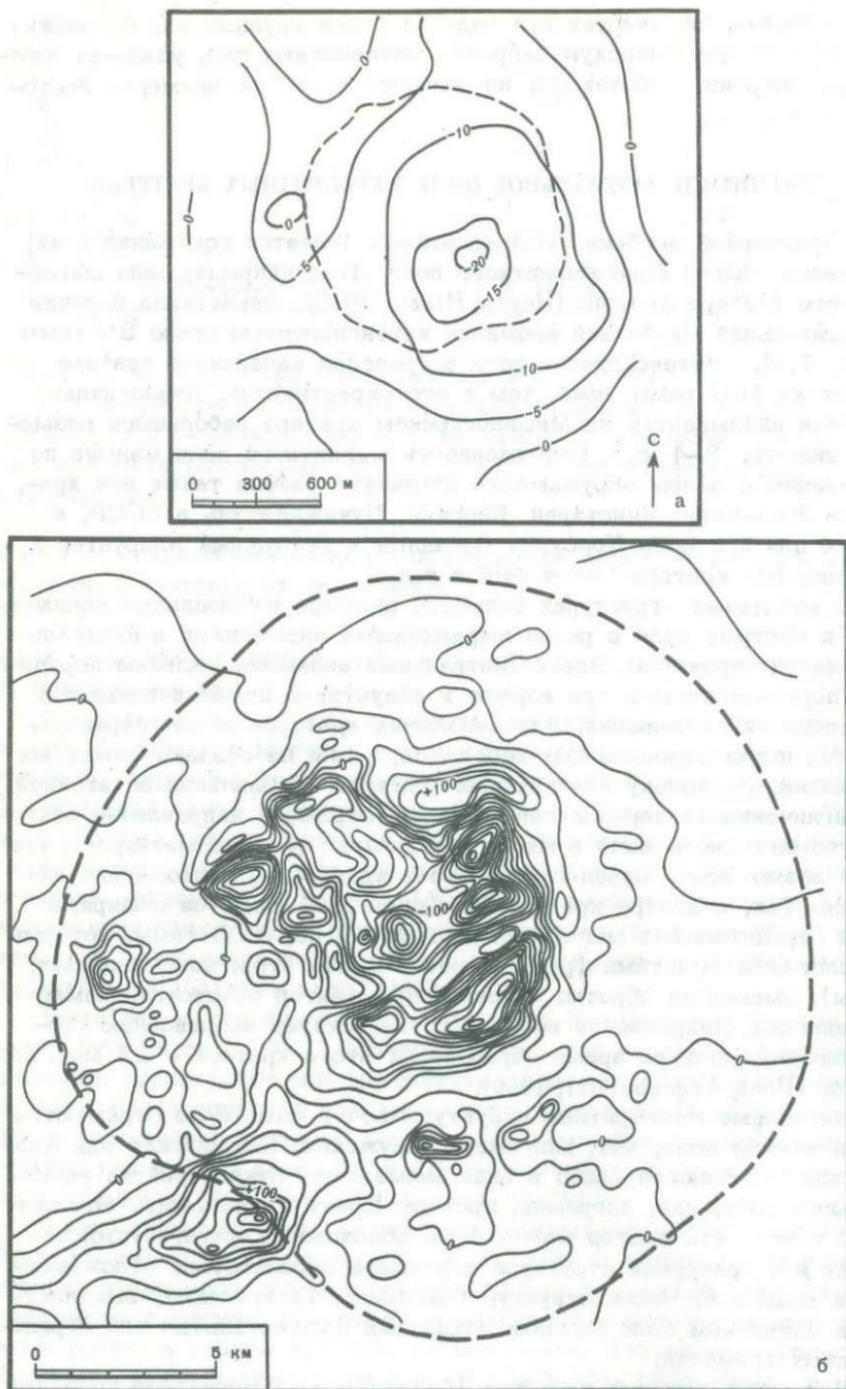
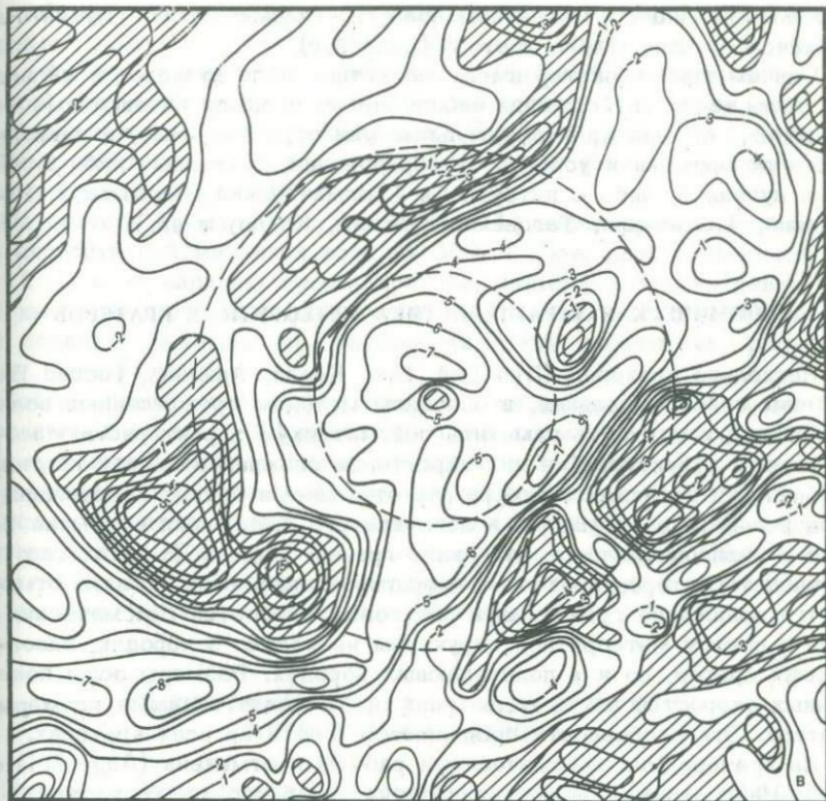


Рис. 7. Магнитные аномалии над малыми (а), средними (б) и крупными (в) космогенными структурами и остаточные аномалии над гигантской кольцевой структурой (г)

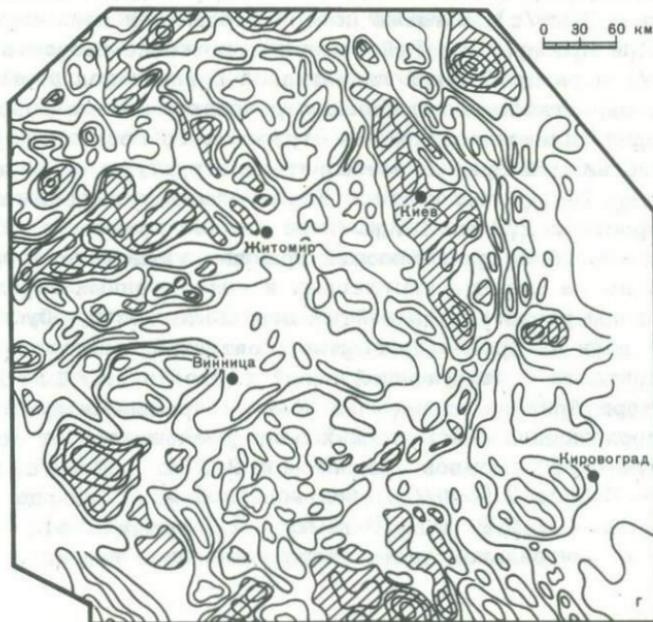
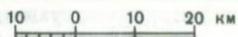
1 - отрицательные магнитные аномалии; 2 - контур кратера



1



2



Это хорошо видно в магнитном поле 80-километрового Пучеж-Катунского метеоритного кратера (рис. 7, *в*).

Совсем иной характер имеет магнитное поле вулканов и кальдер. Им чаще всего свойственны небольшие по площади интенсивные магнитные аномалии, положительные или отрицательные, в зависимости от времени и условий их образования, связанные либо с жерлами вулканов, либо с интрузиями (Толмачевский, Карымский, Корякский, Авачинский, Таловский вулканы, Коолау и др.).

### СЕЙСМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МЕТЕОРИТНЫХ КРАТЕРОВ

Несколько кратеров (Дип Бэй, Рис, Каали, Аризона, Госсес Блаф) изучены сейсморазведкой, в основном методом преломленных волн. Это дает возможность наметить сейсмическую характеристику метеоритных структур. Для них характерна сложная волновая картина, особенно на границах кратера, где отмечается потеря корреляции волн вследствие нарушения в зоне кратера нормального, обычно близкого к горизонтальному, залегания границ раздела. В некоторых случаях характерно появление дифрагированных волн. Всегда отмечается понижение граничных и пластовых скоростей сейсмических волн к центру метеоритной структуры не только в породах, заполняющих кратер, но и в подстилающих породах. Размеры зоны пониженных скоростей почти в два раза превосходят видимые размеры кратера. Эти особенности проявляются почти на всех кратерах.

На кратере Рис сейсмическими работами отмечена (Angenheister, Pohl, 1969) сложная волновая картина, особенно на границах кратера: резкое уменьшение скоростей к центру кратера в породах заполняющих кратер (от 3 до 1,7 км/с), и в подстилающих породах, (от 4,5 до 3,3 км/с), а также потеря корреляции волн на сейсмограммах. Для кратера Дип Бэй отмечено снижение скорости с 6,1 до 4,6 км/с в раздробленной линзовидной брекчии под дном кратера и в его окрестности по сравнению с ненарушенными породами, зафиксировано сильное погружение отражающего горизонта, видимо, отвечающего нижней границе метеоритной структуры, к ее центру (Sander et al., 1964). На кратере Каали отмечается понижение граничной скорости с 2,8 до 1,7 км/с на нижней границе и с 2,2 до 1,4 км/с на верхней преломляющей границе, ухудшение корреляции опорной волны на границе нарушенных и ненарушенных пород. Зарегистрированы резко криволинейные оси синфазности, обусловленные дифракцией волн на кровле доломитов, связанной с наличием вертикального контакта с разрушенной зоной (Аалоз и др., 1976).

На кратере Аризона во внешней зоне за пределами кратера скорость прохождения сейсмических волн уменьшается от периферии к центру кратера: на южной стороне — с 2,7 до 1,9 км/с, на западной — с 3,0 до 2,0 км/с, на северной — с 3,0 до 1,9 км/с, на восточной — с 2,6 до 1,8 км/с (Ackermann et al., 1975). Скорость в центральной части кратера меньше, чем на валу, ме-

нее 1,5 км/с, и постепенно увеличивается с глубиной. Сейсмическими работами установлено, что зона дробления на кратере Аризона имеет вид воронки, вложенной в основание пологой блюдцеобразной выемки. Эта же картина подтверждается и гравиметрическими исследованиями (Regan, Hinze, 1975). Сейсмическими исследованиями такая же картина установлена на кратере Госсес Блаф (Brown, 1973).

На кратере Брент (Билс, Иннес, 1964) зафиксировано снижение скорости сейсмических волн на 30% в слое, простирающемся на 1200 м от видимых границ кратера, диаметр которого равен 3,2 км. Таким образом, значительные изменения в окружающих кратер породах заметны на расстоянии почти одного его радиуса от видимого вала.

Сейсмический метод при изучении метеоритных кратеров может применяться с целью: 1) выделения границы между коренными породами и заполняющими кратер осадочными породами; 2) изучения скоростных параметров пород, слагающих и заполняющих кратер; 3) установления истинных размеров зоны нарушенных пород, окружающих кратер. Сейсмический метод является одним из наиболее эффективных при исследовании метеоритных структур и незаменим при изучении внутреннего строения кратера.

#### ЭЛЕКТРОМЕТРИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МЕТЕОРИТНЫХ КРАТЕРОВ

Примеров использования электроразведки при изучении метеоритных структур в настоящее время известно мало, но и из них можно сделать некоторые выводы. Для метеоритных кратеров характерно наличие линзы низкоомных пород, связанных с зоной дробления и насыщением этой зоны водными растворами. Отмечается наличие горизонтальных границ раздела кажущегося сопротивления в породах, заполняющих основание кратера. В пределах структуры выявляются аномалии распространения электромагнитных волн, связанные с различием электрических параметров вмещающих ненарушенных пород за пределами кратера и пород, слагающих и заполняющих кратер. Размеры зоны аномальных сопротивлений, так же как и для других физических свойств пород, значительно больше видимых размеров кратера.

В центральной части метеоритного кратера Холлефорд по данным вертикального электрического зондирования (Andrieux, Clark, 1969) встречены осадки (известняки) мощностью 130–200 м с электрическим сопротивлением 1000–3000 Ом·м, брекчии мощностью 600–1000 м с сопротивлением 30–100 Ом·м и докембрийские ненарушенные породы основания с сопротивлением 2000–3000 Ом·м. При электропрофилеировании четко выделяются осадочные породы с высоким сопротивлением внутри кратера и породы с пониженным сопротивлением на краю структуры, связанные с дроблением.

Таблица 1  
Геофизические признаки метеоритных кратеров

Гравиметрия	Магнито- метрия	Сейсмора- ведка	Электрора- ведка
1. Форма аномалии округлая	1. Форма аномалии округлая	1. Спущение скорости сейсмических волн к центру структуры	1. Наличие линзы низкоомных пород
2. Знак аномалии отрицательный	2. Знак аномалии отрицательный	2. Сложная волновая картина, потери корреляции волн на границе кратера	2. Наличие горизонтальных геoeлектрических границ в пределах кратера
3. Амплитуда аномалии (0,25-25 мГал) укладывается в зависимость для метеоритных кратеров	3. Структура аномалии кольцевая	3. Появление дифрагированных волн	3. Затухание электромагнитных волн в районе кратера
4. Структура остаточных аномалий - двойное кольцо из положительных и отрицательных аномалий		4. Размеры зоны пониженных скоростей в два раза превосходят видимые размеры кратера	4. Размеры зоны аномальных сопротивлений превосходят видимые размеры кратера
5. Характер изменения амплитуды аномалии с пересчетом на высоту - быстрое затухание			
6. Количественные параметры:			
а) "дефектная" масса $(0,34-74,0) \cdot 10^9$ т,			
б) глубина до центра тяжести 0,5-4,0 км,			
в) отношение глубины центра тяжести к диаметру 0,25-0,10,			
г) плотность дефектная 0,04-0,06 г/см <sup>3</sup> ,			
д) поверхностная дефектная плотность $(0,15-0,20) \cdot 10^5$ г/см <sup>2</sup>			

На кратере Рис электрическое сопротивление пород брекчии составляет около 20 Ом·м. коренные ненарушенные породы имеют сопротивление 150–300 Ом·м. По результатам электроразведки выделяется внутренний подземный вал структуры Рис (Ernstson, 1974).

Индуктивные методы использовались в районе кратера Унапитей (Робертсон, Грив, 1973), где удалось установить наличие погребенного вала именно по данным электроразведки. Высокочастотная электроразведка на кратере Кетланд (Pullen, 1953) выявила истинные размеры зоны нарушенных пород по положительной аномалии напряженности поля. Результаты дипольного электромагнитного профилирования на Гагаринской структуре (Дабижа и др., 1975) указывают на значительное уменьшение электрического сопротивления пород в центральной части структуры на низких частотах (32 Гц), в то время как на высоких частотах (512 Гц) структура не проявляется.

Эффективным оказалось использование электроразведки на главном кратере Каали (Аалоз и др., 1976), где кажущееся сопротивление для сильно раздробленных доломитов составляет 130–400 Ом·м, для слабо нарушенных и ненарушенных – более 300–400 Ом·м. Удалось установить, что зона, подверженная изменению в результате удара метеорита, значительно больше, чем видимые размеры кратера. Если видимый диаметр последнего составляет 110 м, то диаметр зоны дробления чуть меньше 250 м.

Приведенные примеры показывают, что метеоритные кратеры обладают электрической характеристикой, позволяющей эффективно использовать методы электроразведки.

Все основные методы разведочной геофизики могут быть, таким образом, использованы при исследовании метеоритных структур. Критерии для опознавания метеоритных структур по геофизическим данным сведены в табл. 1. Большое значение имеют детальность и точность геофизических съемок и качество применяемых методов интерпретации.

Важно подчеркнуть, что геофизические исследования структур, метеоритное происхождение которых предполагается, должны быть признаны обязательным элементом их изучения. Только геофизические исследования и последующее бурение могут дать информацию о внутреннем строении таких структур.

## О КЛАССИФИКАЦИИ МЕТЕОРИТНЫХ КРАТЕРОВ

Геофизические данные облегчают классификацию метеоритных структур, основная идея которой исходит из теоретического моделирования их эволюции (Дабижа и др., 1976). Хотя в настоящее время по достаточному количеству структур имеются только данные по гравитационному и магнитному полям, нами сделана попытка установить с их помощью предварительную классификацию метеоритных структур (табл. 2). Наименее обоснован в этой классификации тип IV – гигантские космогенные структуры, о природе и происхождении

Таблица 2

Предварительная классификация метеоритных структур с учетом геофизических данных

Тип структуры	Размеры, км	Гравитационные	Магнитные аномалии	Основные особенности внутреннего строения	Структуры
I		Простая отрицательная	Понижение напряженности поля	Относительно простое углубление	Каали, Аризонская
II	10-50	Отрицательная с положительной в центре	Резкие аномалии в центре структуры на пониженном фоне	Структура с центральным поднятием	Карская, Корсуэли, Эльгыгытгын
III	50-100	Сложное поле, обусловленное блоками фундамента	Сложное поле от блоков	Сложное блоковое строение	Попигайская, Сёдбери, Пучеж-Катунская
IV	100	Кольца положительных и отрицательных аномалий	Кольцевой характер поля	Структура выражена вплоть до глубинных слоев земной коры	Ишимская, Гудзонов залив

дении которых еще пока недостаточно известно (Зейлик, Сейтмуратова, 1974).

Предлагаемая предварительная классификация по мере получения сейсмических и электроразведочных данных по статистически достаточной совокупности окончательно доказанных метеоритных структур, конечно, должна совершенствоваться. Но даже в своем первоначальном виде она может быть полезной при исследовании новых метеоритных кратеров.

## ЛИТЕРАТУРА

- Алоэ А., Дабижа А., Карнаух Б., Стародубцев В. Геофизические исследования на Главном кратере Каали. - Изв. АН ЭССР. Химия, геология, 1976, 25, № 1, 58-65.
- Билс К.С., Иннес М.Д. Опознавание древних метеоритных кратеров. - В кн.: Метеоритика, вып. 25. М., "Наука", 1964, 3-39.
- Болдуин Р.Б. Соотношения между параметрами кратера. - В кн.: Взрывные кратеры на Земле и планетах. М., "Мир", 1968, 222-246.
- Горшков А.П. Глубинное строение вулкана Малый Семейчик на Камчатке по гравиметрическим данным. - Геол. и геофиз., 1973, № 4.
- Дабижа А.И., Иванов Б.А. Геофизическая модель строения метеоритных кратеров и некоторые вопросы механики кратерообразования. - В кн.: Метеоритика, вып. 37, М., "Наука", 1978.
- Дабижа А.И., Федынский В.В. "Звездные раны" Земли и их диагностика геофизическими методами. - Земля и Вселенная, 1975, № 3, 56-64.
- Дабижа А.И., Федынский В.В. Особенности гравитационного поля астроблем. - В кн.: Метеоритика, вып. 36. М., "Наука", 1977, 113-119.
- Дабижа А.И., Анучин М.С., Федынский В.В., Мелихов В.Р. Кольцевые структуры центральной части Русской платформы. - В кн.: Метеоритика, вып. 34. М., "Наука", 1975, 88-91.
- Дабижа А.И., Красс М.С., Федынский В.В. Эволюция метеоритных кратеров как структур планетной коры. - Астрон. вестн., 1976, 10, № 1, 6-18.
- Зейлик Б.С., Сейтмуратова Э.Ю. Метеоритная структура в Центральном Казахстане и ее магмородукоуправляющая роль. - Докл. АН СССР. Сер. геол., 1974, 218, № 1, 67-70.
- Зубин М.И., Мелекесцев И.В., Таракановский А.А., Эрлих Э.Н. Четвертичные кальдеры Камчатки. - В кн.: Вулканизм и глубины Земли. М., "Наука", 1971, 55-66.
- Масайтис В.Л. Геологические последствия падений кратерообразующих метеоритов. Л. "Недра", 1973.
- Робертсон Р.В., Грив А.Ф. Астроблемы Канады. - Природа, 1973, № 9.
- Ackermann H.D., Godson R.H., Watkins J.S. A seismic refraction technique used for subsurface investigations at meteor crater, Arizona. - J. Geophys. Res., 1975, 80, N 5, 765-775.
- Andrieux P., Clark J.F. Application des méthodes électriques de prospection à l'étude du cratère d'Holleford. - Can. J. Earth Sci., 1969, 6, N 6, 1325-1337.
- Angenheister G., Pohl J. Die seismischen Messungen im Ries von 1948-1969. - Geol. bavarica, 1969, N 61, 304-326.
- Baldwin R.B. Ranger VIII and gravity scaling of lunar craters. - Science, 1967, 157, N 3788, 546.
- Brown A.R. A detailed seismic study of Gosses Bluff Northern Territory. - Rept Dept Nat. Develop. Bur. Miner. Resour., Geophys. 1973, 63, 1-42.
- Ernstson K. The structure of the Ries crater from geoelectric depth soundings. - Z. Geophys., 1974, 40, N 5, 639-659.
- Geologica bavarica. Das Ries. Geologik, Geophysik und Genese eines Kraters. 1969, N 61.
- Malahoff A., Woolard G.P. Magnetic measurements of the Hawaiian Ridge and their volcanological implications. - Bull. Volcan., 1966, 29.
- Milton D.J., Barlow B.C., Brett R. et al. Gosses Bluff impact structure, Australia. - Science, 1972, 175, N 4027, 1199-1207.

- Pohl J., Angenheister G. Anomalien des Erdmagnetfeldes und Magnetisierung der Gesteine in Nordlinger Ries. — *Geol. bavarica*, 1969, N 61, 327–336.
- Pullen M.W. Geologic aspects of radio wave transmission. — *Rept Invest., Dept Registr. and Educ. Div. State Geol. Surv.*, 1953, N 162, 111.
- Regan R.D., Hinze W.J. Gravity and magnetic investigations of meteor-crater, Arizona. — *J. Geophys. Res.*, 1975, 80, N 5, 776–778.
- Sander G.W., Overton A., Bataille R.D. Seismic and magnetic investigation of the Deep Bay Crater. — *R.A.S.C. J.*, 1964, 58, N 1, 16–30.
- Sjogren W.L., Winberly R.N., Wollenhaupt W.R. Lunar gravity; Apollo-17. — *Moon*, 1974, 9, N 1, 115–128; 1974, 11, N 1–2, 35–40, 41–52.
- Yokoyama J., Tajima H. Gravity survey on the Kuttuyaro Caldera by means of a Worden gravimeter. — *Nature*, 1959, N 4663, 739–740.

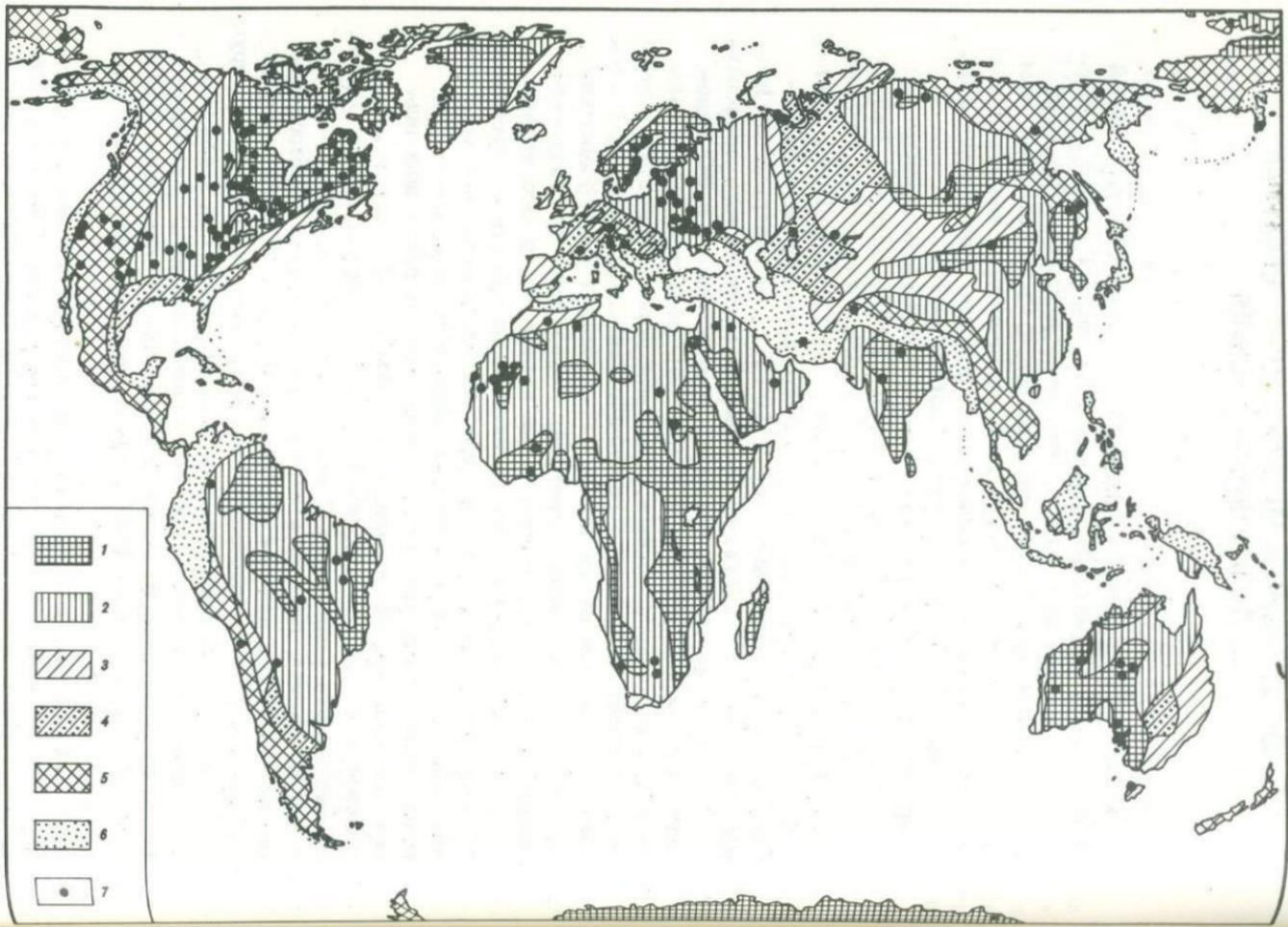
## О РАСПРЕДЕЛЕНИИ МЕТЕОРИТНЫХ КРАТЕРОВ НА ПОВЕРХНОСТИ ЗЕМЛИ

Еще в 1935 г. Астапович писал: "Метеоритные кратеры начали привлекать к себе мысль исследователей лишь в самые последние годы. Постепенно выясняется, что эти топографические образования на земной поверхности гораздо более многочисленны, чем это предполагалось до сих пор, и роль космического вещества для земной коры оказывается довольно заметной как в отношении формы, так и содержания" (Астапович, 1936, с. 97).

Обзор ряда опубликованных источников (Взрывные кратеры..., 1968; Зоткин, Цветков, 1970; Масайтис, 1975; Вальтер, Рябенко, 1977; Monod, 1965; O'Connell, 1965; Hey, 1966; Freeberg, 1966, 1969; Barringer, 1967; Millman, 1971; Engelhardt, 1974; Classen, 1977; Robertson, Grieve, 1975) приводит авторов настоящей работы к заключению, что к 1977 г. на поверхности Земли было известно 114 структур достоверно метеоритного происхождения, 45 имеют, возможно, такое же происхождение и 80 подозреваются как космогенные, т.е. около 240 объектов заслуживают внимания при изучении проблемы. Наиболее хорошо известны метеоритные структуры Канады, где геологическая служба страны систематически занимается их изучением. Робертсон и Грив (Robertson, Grieve, 1975) насчитывают в пределах Канадского кристаллического щита 21 доказанный метеоритный кратер взрывного происхождения и 9 подозреваемых. Доказательство метеоритного происхождения кольцевых земных структур требует тщательных исследований, выполненных на современном уровне. Даже в Канаде, кроме 30 взрывных метеоритных кратеров, можно ожидать после дополнительных исследований обнаружение минимум еще 25 таких структур с размерами 4-8 км и более 100 - с размерами свыше 0,2 км.

Для территории Советского Союза, учитывая возраст и площадь различных ее частей, принимая частоту метеоритного кратерообразования по канадским данным (Robertson, Grieve, 1975), Федьинский и Хрянина (1976) оценили возможное число метеоритных структур в 42, из которых известны или подозреваются как космогенные 26. Однако если учесть прогноз увеличения числа метеоритных кратеров в Канаде, то можно думать, что на территории СССР может быть найдено около 160 таких кратеров с размерами свыше 0,2 км.

В настоящее время распределение доказанных и подозреваемых структур по различным частям земной поверхности следующее: Канада - 30, США - 32, СССР - 26, Европа (без СССР) - 19, Австралия - 12, Африка - 16, Южная Америка - 5, Азия (без СССР) - 13. Очевидно, что приведенное распределение кратеров,



показанное на рис. 1 на фоне тектонической карты мира, указывает лишь на крайне неравномерную и пока еще слабую изученность земной поверхности в этом отношении.

Важной статистической характеристикой является распределение кратеров по размерам. Накопленное (интегральное) распределение (количество кратеров диаметром  $D$  и больше) на том участке, где его можно выразить степенным законом  $D^{-\delta}$ , представляется следующим уравнением:

$$\lg K = 2,80 - 1,15 \lg D \text{ (км)}. \quad (1)$$

Такая зависимость справедлива для  $D = 10 \div 100$  км (рис. 2). Для более мелких объектов имеют место большие потери. Впрочем, не исключено, что в этом случае должен быть другой показатель  $\delta$ . Для канадских кратеров (Baldwin, 1971) эта зависимость отличается. Для лунных кратеров (Hartmann, 1966) показатель  $\delta$  колеблется от 2,0 до 2,4 по разным определениям для разного класса кратеров.

Дифференциальная кривая (рис. 2) дает более детальное представление о концентрации кратеров определенного диаметра, хотя при малом количестве исходных данных чувствительна к статистическим флуктуациям. Видно, что кратеры с кольцевым и центральным поднятием смещены в сторону крупных кратеров большего размера, что говорит о формировании этих элементов уже после образования кратера (Дабижа, 1977).

На диаграмме (рис. 3) представлено распределение кратеров в зависимости от возраста  $T$  (годы) и диаметра  $D$  (м). "Населенной" в пространстве  $D-T$  является область, где

$$0,1 \lesssim \sqrt{T/D} \lesssim 10. \quad (2)$$

Неравенство (2) имеет вероятностный смысл: за пределами указанной области вероятность встретить кратер очень мала. Нижняя наклонная прямая на диаграмме означает параболическую зависимость продолжительности существования  $T_{\max}$  метеоритных кратеров на поверхности Земли в функции их размеров:

$$T_{\max} \approx (45 - 50) D^2. \quad (3)$$

Полученные числа существенно (на порядок) больше оценки продолжительности жизни земных кратеров, полученной Робертсоном и Гривом ( $3 \cdot 10^8$  лет для кратеров диаметром 10-15 км).

Аналогичное изучение зависимости диаметра от возраста для лунных кратеров проведено Маркусом (Marcus, 1966, 1967) для

Рис. 1. Размещение кратеров Земли на тектонической карте мира  
 1 - шит; 2 - древняя плита; 3 - каледонская и герцинская геосинклиналь; 4 - эпипалеозойская платформа с осадочным чехлом; 5 - киммерийская геосинклиналь; 6 - альпийская и тихоокеанская геосинклиналь; 7 - метеоритные кратеры

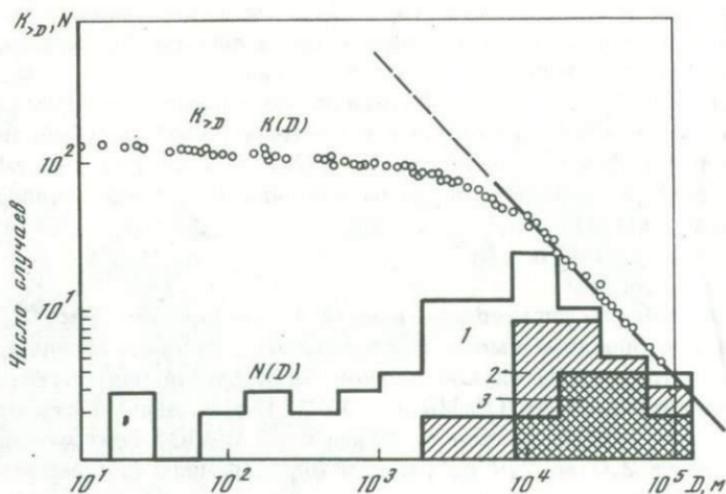


Рис. 2. Интегральное  $K(D)$  и дифференциальное в логарифмических координатах  $N(D)$  распределение кратеров по размерам  $D$ . Построено по 116 объектам. 1 - все кратеры; 2 - кратеры с центральным поднятием; 3 - кратеры с кольцевым поднятием

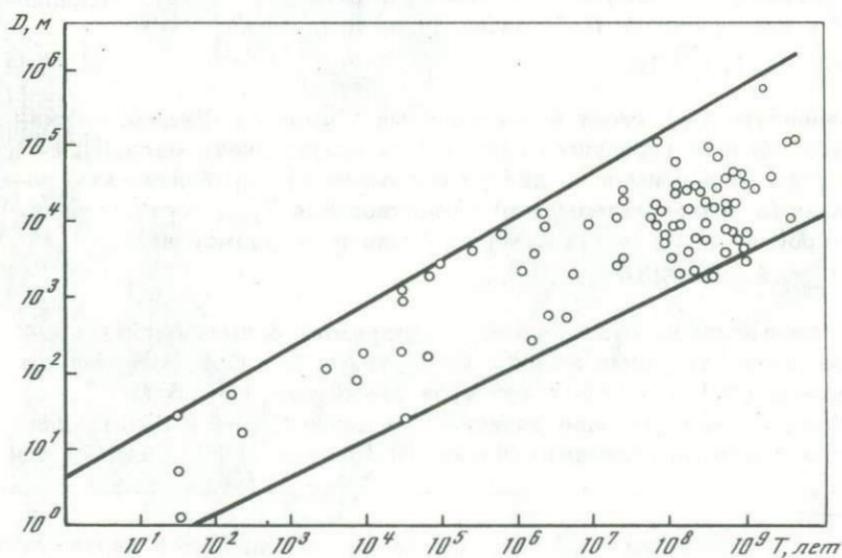


Рис. 3. Диаграмма распределения земных метеоритных кратеров по возрасту  $T$  и размерам  $D$ . Время отсчитывается от настоящего в прошлое

послеморской эпохи. Наибольший возможный возраст лунных кратеров составляет для кратеров диаметром 1 км  $6,25 \cdot 10^8$  лет, 10 км —  $1,09 \cdot 10^9$  лет, 100 км —  $1,63 \cdot 10^9$  лет. Продолжительность жизни крупных кратеров на Луне того же порядка, что и на Земле.

Тот факт, что крупные кратеры старше мелких (или что старые кратеры крупнее), имеет, несомненно, большое эволюционное значение. Однако изучение этого факта крайне затруднено отсутствием надежных абсолютных датировок лунных объектов. Земные космогенные структуры в этом отношении представляют удобный материал.

Верхняя ограничительная прямая отделяет область малой вероятности появления больших кратерообразующих метеоритов (см. рис. 3).

Рассмотрим материалы диаграммы  $(D, T)$  с точки зрения моделирования распределения метеоритных кратеров на Земле. Обозначим  $n(D, T)$  плотность распределения кратеров по  $D$  и  $T$ . Тогда  $n dD dT$  выражает число кратеров в настоящее время. Его можно представить в виде

$$n dD dT = M(D)F(T, D)P(D, T)I(T)dD dT, \quad (4)$$

где  $M$  — распределение кратеров по диаметру;  $F$  — потери с момента образования, зависящие от величины кратера;  $P$  — вероятность обнаружения, связанная с размером и возрастом объекта;  $I$  — изменение потока кратерообразующих тел со временем.

Для распределения кратеров по размерам целесообразно принять обратностепенную зависимость

$$M(D) = c_1 D^{-\delta}. \quad (5)$$

Эта зависимость отражает общий закон распределения метеорных тел по массе (рис. 4), который прослеживается на огромном интервале масс (около 30 порядков), охватывая микрочастицы, метеоры, метеориты, астероиды (Whipple, 1968). Число тел  $dn_1$  данной массы  $m$  равно

$$dn_1 = cm^{-s} dm. \quad (6)$$

Согласно Уипплу и другим данным, для крупных тел  $s = 1,7$ . Теория кратерообразования и взрывные эксперименты показывают, что энергия  $E$  в первом приближении определяет объем кратера (Baldwin, 1971), а точнее

$$D \sim E^{1/3,5} \sim (mv^2)^{1/3,5} \sim m^{1/3,5}. \quad (7)$$

Последнее соотношение, игнорирующее скорость  $v$ , обусловлено тем, что масса меняется в существенно большем диапазоне, чем скорость. Из (6) и (7) следует, что  $\delta - 1 = 3,5$  ( $s - 1$ ), откуда показатель  $\delta = 3,5$ . Эта приближенная величина близка к полученной

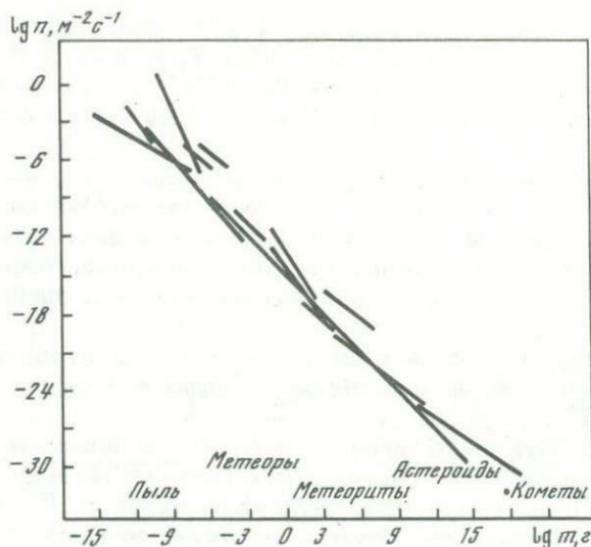


Рис. 4. Поток твердых частиц в зависимости от их размеров в Солнечной системе (по Whipple, 1968)

из прямых подсчетов лунных кратеров (Hartmann, 1965). Весьма важно, что неоднократные подсчеты на Луне старых доморских и молодых послеморских кратеров показывают постоянство показателя  $\delta$  со временем по крайней мере в течение периода метеоритной бомбардировки Луны (Hartmann, 1965).

Функция  $F(D, T)$  описывает исчезновение кратеров различных размеров со временем — процесс, в условиях Земли чрезвычайно разнообразный и неравномерный. Закономерность, единая для всей Земли в течение  $\sim 10^9$  лет, является весьма широким осреднением. Примем, что количество кратеров, оставшихся к настоящему времени,

$$F(T, D) = c_2 \exp(-T/D^2\theta). \quad (8)$$

Показательная зависимость выражает тот факт, что за промежуток времени  $dT$  теряется определенная доля кратеров, т.е. процесс вымирания популяции кратеров аналогичен радиоактивному распаду. На Луне закон исчезновения принципиально иной. Он представляет собой "стирание", производимое более молодыми кратерами, и зависит от падающего метеоритного потока, поэтому там возможна ситуация насыщения (Marcus, 1966).

В выражение (8) входит величина  $D^2\theta$  — время релаксации процесса. Предполагается, что характерное время жизни кратера пропорционально его площади  $S$ . Такой вывод вытекает из накло-

на нижней границы области существования на диаграмме  $D-T$ . Ему можно также дать правдоподобное физическое истолкование.

Наблюдаемое распределение кратеров по размеру и возрасту связано с избирательностью методов обнаружения. Не вызывает сомнений, что при прочих равных условиях малые образования теряются в большей степени, чем крупные. Хорошо известны обусловленные потерями мелких представителей искажения кривых распределений по размерам: метеоров, космических шариков, астероидов, лунных кратеров, фрагментов метеоритов и др. Целесообразно считать, что вероятность открытия метеоритного кратера пропорциональна его площади  $S$ . Дело в том, что крупные кратеры большую часть своей геологической истории существуют как двумерные, а не трехмерные объекты. Кратерные структуры не имеют глубоких корней (Дабжица, Федьинский, 1977). Эффективность методов обнаружения ударных метеоритных образований прямо связана с площадью. По-видимому, это утверждение справедливо для топографических, геологических и геофизических признаков.

Одним из наиболее общих в природе механизмов выравнивания любого возмущения является диффузия, или остывание. В случае двумерной диффузии точечного импульса вблизи точки приложения (внутри кратера) характерный признак возмущения, формально аналогичный температуре или концентрации, изменяется со временем по закону  $1/T$ . На основании изложенного примем, что вероятность (плотность вероятности) обнаружения метеоритного кратера на Земле

$$P(D, T) = c_3 D^2 / T. \quad (9)$$

Константа  $c_3$  означает нормирование по всему практическому интервалу  $D$  и  $T$ .

Величина  $I(T)$  подлежит определению из наблюдений. Попытки определения  $I(T)$ , выполненные на материале лунных кратеров (Baldwin, 1971; Hartmann, 1965), показывают, что за последние  $4.10^9$  лет поток уменьшился в несколько раз. Учитывая скудность фактических данных, можно ограничиться достаточно простой степенной аппроксимацией. Полагая

$$I(T) = c_4 T^r, \quad (10)$$

можно подобрать  $r$  таким, чтобы наилучшим образом удовлетворить наблюдаемой диаграмме  $D-T$ . Подставив в (4) выражения (5), (8) - (10), получим выражение распределения числа кратеров по  $D$  и  $T$ .

Для сравнения с рис. 3 необходимо также перейти к логарифмически равным интервалам и плотности  $N = nDT$ . В результате получаем

$$N(D, T) d \lg D d \lg T = C \frac{T^r}{D^{\delta-3}} e^{-T/D^2 \theta} d \lg D d \lg T. \quad (11)$$

Численное моделирование по формуле (11) показало, что хорошее качественное согласие с диаграммой (см. рис. 3) получается при  $\delta = 3,2 \div 3,4$ ;  $\theta = 30$  лет;  $r = 0,1 \div 0,2$ .

Установленная на материале земных кратеров статистическая зависимость между диаметром и возрастом прослеживается, по-видимому, также для лунных кратеров. В работе Базилевского (Basilevsky, 1976) сказано, что время существования кратера и нахождение его в определенном эволюционном классе линейно зависят от его размеров. Однако зависимость, установленная по земным кратерам, и рассмотрение материалов по лунным кратерам (Basilevsky, 1976) позволяют утверждать, что  $T \sim D^2$  и по абсолютной величине время существования кратеров на Луне примерно на порядок-полтора больше, чем на Земле. Сказанное справедливо, по крайней мере, для кратеров до 1 км, и возникает настоятельная необходимость получения возраста лунных кольцевых образований в 10–100 км.

### ВЫВОДЫ

1. Область существования реальных кратеров на Земле ограничена и по размеру, и по возрасту. Границы области определяются законом накопления и исчезновения кратеров.

2. Имеющийся фактический материал согласуется со следующими предположениями: а) распределение метеороидов – степенное, б) "стирание" (исчезновение) популяции кратеров на Земле происходит по экспоненте, в) характерное время существования земных кратеров определяется их площадью, г) вероятность обнаружения метеоритного кратера на Земле находится в обратной зависимости от возраста и прямой – от площади, д) за последний 1 млрд. лет поток кратерообразующих метеоритов уменьшился в несколько раз.

3. Метеоритные кратеры, благодаря своей однородности и экзогенности, являются удобным материалом для оценки времени существования геологических объектов.

### ЛИТЕРАТУРА

- Астапович И.С. Метеоритные кратеры на поверхности Земли. – Мироздание, 25, № 2, 1936, 92–104.
- Вальтер А.А., Рябенко В.А. Взрывные кратеры Украинского щита. Киев, "Наукова думка", 1977. 156 с.
- Взрывные кратеры на Земле и планетах. М., "Мир", 1968. 266 с.
- Дабижа А.И. Новая интерпретация строения метеоритных кратеров. – Астрон. вестн., 1977, 11, № 2, 73–77.
- Дабижа А.И., Федынский В.В. Особенности гравитационного поля астроблем. – В кн.: Метеоритика, вып. 36. М., "Наука", 1977, 113–119.
- Зоткин И.Т., Цветков В.И. О поисках метеоритных кратеров на Земле. – Астрон. вестн., 1970, 4, № 1, 55–65.
- Масайтис В.Л. Астроблемы на территории СССР. – Сов. геол., 1975, № 11, 52–64.
- Федынский В.В., Хрянина Л.П. О вероятном количестве метеоритных кратеров на территории Советского Союза. – Астрон. вестн., 1976, 10, № 2, 84–86.

- Baldwin R.B. On the history of lunar impact cratering. The absolute time scale and the origin of planetesimal. - *Icarus*, 1971, 14, N 1, 36-52.
- Barringer R.W. World's meteorite craters ("Astroblemes"). - *Meteoritics*, 1964, 2, N 2, 169-174; 1967, 3, N 3, 151-157.
- Basilevsky A.T. On the evolution rate of small lunar craters. - Proc. 7th Lunar Sci. Conf., N.Y., Pergamon Press, 1976, 1005-1020.
- Catalogue of terrestrial crateriform structures. Pt 1. Ed. R.J. Freyer, C. Titulaer, Canada, 1970.
- Classen J. Catalogue of 230 certain, probable, possible, and doubtful impact structures. - *Meteoritics*, 1977, 12, N 1, 61-78.
- Engelhardt W.V. Meteoritenkrater. - *Naturwissenschaften*, 1974, 61, N 10, 413-422.
- Freeberg J.H. Terrestrial impact structures - a bibliography. - *U.S. Geol. Surv. Bull.*, 1966, N 1220, p. 91; 1969, N 1320, 39.
- Hartmann W.K. Terrestrial and lunar flux of large meteorites in the last two billion years. - *Icarus*, 1965, 4, N 2, 157-165, 207-215.
- Hartmann W.K. Early lunar cratering. - *Icarus*, 1966, 5, N 4, 406-418.
- Hey M.H. Catalogue of meteorites. *Brit. Mus. Natur. Hist.*, 1966, 538-562.
- Marcus A. A stochastic model of the formation and survival of lunar craters. - *Icarus*, 1966, 5, N 2, 165-200, N 6, 590-605; 1967, 6, N 1, 56-74.
- Millman P.M. The space scars of Earth. - *Nature*, 1971, 232, N 5307, 161-164.
- Monod T. Contribution a l'etablissement d'une liste d'accidents circulaires d'origine meteoritique (reconnue, possible ou supposee), cryptoexplosive, etc. - *Cat. et doc.*, 1965, N 18, 93.
- O'Connell E. A catalogue of meteorite craters and related features with a guide to the literature. California, Rand Corp. Santa Monica, 1965, p. 218.
- Robertson P.B., Grieve R.A.F. Impact structures in Canada: their recognition and characteristics. - *J. Roy. Astron. Soc. Can.*, 1975, 69, N 1, 1-21.
- Whipple F.L. Origins of meteoritic material (survey paper). - In: *Physics and dynamics of meteors*. Ed. L.Kresak, P.M. Millman. Dordrecht, D. Reidel Publ. Co., 1968, 481-485.

## УСТАНОВЛЕННАЯ И ПРЕДПОЛАГАЕМАЯ РАСПРОСТРАНЕННОСТЬ ВЗРЫВНЫХ МЕТЕОРИТНЫХ КРАТЕРОВ НА ЗЕМЛЕ И ИХ СОХРАННОСТЬ НА УКРАИНСКОМ ШИТЕ

Последние 15–20 лет характеризовались бурным ростом числа надежно идентифицируемых взрывных метеоритных кратеров на поверхности Земли. После 1960 г., когда были начаты планомерные исследования на Канадском щите, а затем (к 1966 г.) выяснены основные критерии ударного метаморфизма, список кратеров пополняется ежегодно за счет открытия новых структур или установления метеоритной природы известных ранее. Начиная с этого времени, количество открываемых кратеров растет (рис. 1) по экспоненциальному закону:

$$N = \exp(2,83 + 0,12t), \quad (1)$$

где  $N$  – количество открытых кратеров,  $t$  – время в годах, начиная с 1960 г. Таким образом, количество кратеров удваивается в среднем каждые 5,8 года. Хотя коэффициенты уравнения (1) являются чисто эмпирическими, сама форма зависимости характеризует значительный резерв еще не открытых структур. С 1971–1973 гг. благодаря работам Масайтиса с сотрудниками началось изучение астроблем СССР. Сейчас на территории Советского Союза ежегодно устанавливается несколько новых метеоритных кратеров.

В настоящей работе приведен список метеоритных кратеров (астроблем), среди которых выделены достоверные (табл. 1) и достоверные, но недостаточно изученные (табл. 2) в основном в отношении формы, размеров и возраста. Во всех последних структурах установлены признаки ударного метаморфизма или конусы разрушения, однако эти данные также часто неполные или предварительные. Наиболее крупной и интересной структурой в этой группе является Лабныкырская, изучение которой начато авторами. Пред-

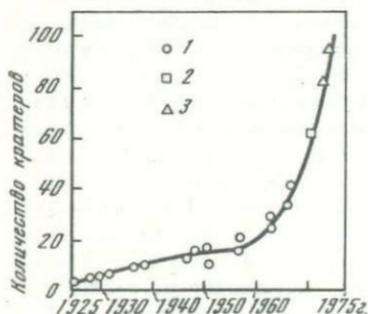


Рис. 1. Темпы открытия взрывных метеоритных кратеров на Земле  
1 – по French, 1968; 2 – по (Millman, 1971); 3 – оценки авторов

варительное петрографическое изучение шлифов некоторых типов развитых в ее пределах пород позволило установить планарные элементы в кварце с преобладающей ориентировкой по  $\{10\bar{1}3\}$  и  $\{10\bar{1}2\}$ , что служит наиболее отчетливым признаком ударного метаморфизма.

При составлении списка метеоритных кратеров были использованы сводки Энгельгардта (Engelhardt, 1974), Миллмана (Millman, 1971), Станюковича (1968) и обзор Масайтиса (1975) по кратерам СССР, а также опубликованные в последние годы данные по отдельным структурам, уточняющие их генезис и состав пород, и собственные материалы авторов.

Отнесение структур к достоверным метеоритным кратерам производилось на основании охарактеризованных ниже признаков, наличие которых отмечено знаком + в соответствующих графах таблиц.

Морфологический: кругообразные очертания, форма, удовлетворяющая с учетом эрозии теоретическим соотношениям (Болдуин, 1968; Dence, 1973); усложнение формы с ростом размеров: центральное поднятие у кратеров диаметром 5 – 30 км, кольцевые поднятия и депрессии у кратеров диаметром более 30 км. Учитывалась возможность модификации формы кратера под действием последующих тектонических движений (Сёдбери) или в результате неравномерности эрозии (например, Ильинецкая астроблема на Украинском щите).

Метеоритное вещество: находки метеоритных обломков, метеоритной пыли и металлических сферул, вероятно образовавшихся в результате конденсации из облака при метеоритном взрыве. Учитывались геохимические признаки контаминации импактных пород метеоритным веществом (повышение содержания никеля в 3–5 раз по сравнению с породами мишени и др.).

Конусы разрушения как образования, связанные с достижением динамического предела упругости горных пород (15–20 кбар) и возникающие вдоль границы пластически и упруго деформированных тел (Dietz, 1968), являются важным макроскопическим признаком мощного взрыва; в сочетании с особенностями формы структуры они однозначно характеризуют взрывные метеоритные кратеры.

Ударный метаморфизм – уникальный природный процесс, его проявления характеризуются, в частности, в статье "Ударный метаморфизм и ударное плавление – уникальные геологические процессы, связанные с образованием взрывных кратеров" в настоящем сборнике.

Ударное плавление: отличие ударных (импактных) стекол от стекол иного генезиса может быть произведено вполне однозначно по наличию признаков перегрева расплава. Кроме того, ударные стекла отличаются от эндогенных наличием обломков ударно метаморфизованных пород.

В отдельную графу выделен признак, связанный с наличием выскобарических модификаций: коэсита, стишовита и др., не обра-

Таблица 1

## Достоверные метеоритные кратеры

Структура, местоположение	Диаметр, км	Морфология кратеров			Метеоритное вещество		
		простая	с центр. поднятием	многокольцевая	метеориты	металлические сферулы	аномальное содержание Ni и Co
1	2	3	4	5	6	7	8
Аэлдул, Мавритания	0,25	+			+		
Барринджер, США	1,2	+			+	+	
Боксхол, Австралия	0,17	+			+		
Болтышская, СССР	24,0		+				+
Босумтви, Гана	10,5		+			+	
БП-структура, Ливия	2,8		+				
Брент, Канада	3,5	+					+
Вабар, Саудовская Аравия	0,09	+			+	+	
Вест Хок, Канада	2,7	+					
Волф Крик, Австралия	0,85	+			+		
Вредефорт, ЮАР	100?			+			
Госсес Блаф, Австралия	22,0		+				
Гоу Лейк, Канада	5,0	+					
Далгаранга, Австралия	0,02	+			+		
Декейтервилл, США	6,0		+				
Деллен, Швеция	12,0		+				
Дип Бей, Канада	9,0		+				
Жаманшин, СССР	5,0		+				
Западная, СССР	1,7	+					
Зеленогайская, СССР	1,4	+					
Ильинцевская, СССР	3,2		+				+
Иль Ролуа, Канада	>4		+				

Конусы разрушения	Ударный метаморфизм	Высокотемпературная фаза	Импактиты, стекла	Геофизические признаки		Возраст	Литература
				гравитационные аномалии	прочие аномалии		
9	10	11	12	13	14	15	16
+			+			Четвертичный	Engelhardt, 1974
+	+	+	+			30 тыс. лет	Шумейкер, 1968
						Четвертичный	Engelhardt, 1974
+	+	+	+	+	+	Верхний мелпалеоген	Юрк и др., 1975
+	+	+	+	+		Данные авторов	Орлов, 1976
						1,3±0,2	French et al., 1974
						Послепалеогеновой	Hartung et al., 1971; Dence, 1966
+	+		+	+	+	41,4±2,0 млн. лет	Dence, 1966
		+	+			Четвертичный	Engelhardt, 1974
	+		+	+		150±50 млн. лет	Short, 1970
						Четвертичный	Hodge, 1970
+	+	+	+			1970±100 млн. лет	Manton, 1965
+	+		+	+	+	133±3 млн. лет	Milton, 1972
+	+					150 млн. лет	Engelhardt, 1974
						Четвертичный	Engelhardt, 1974
+	+					500±50 млн. лет	Engelhardt, 1974
			+	+		Нижнетретичный	Cartens, 1975
	+		+	+	+	100±50 млн. лет	Dence, 1965
	+		+	+	+	4-5 млн. лет	Флоренский, 1975
+	+	+	+	+	+	169±5 млн. лет	Данные авторов
						100 ? млн. лет	" "
+	+	+	+	+	+	420± млн. лет	Вальтер, Рябенко, 1976
+	+					Докембрий-плейстоцен	Caty et al., 1976

Таблица 1 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
Каалиярви, СССР	0,1	+			+								+	+	Четвертичный Аалос и др., 1976
Калужская, СССР	15,0		+?						+		+	+	+	400-430 млн. лет	Масайтис, 1975
Каменская, СССР	25,0		+					+			+	+	+	Нижний палеоген	" "
Кампо-Дель-Сие- ло, Аргентина	0,07	+												Четвертичный	Engelhardt, 1974
Карлинская, СССР	10,0		+					+	+					Конец миоцена-начало плейстоцена	Масайтис и др., 1975
Карская, СССР	50,0		+					+	+	+	+	+	+	Кайнозой	Масайтис, 1975
Карсуэлл, Канада	30,0				+			+	+		+			485+50 млн. лет	Dence, 1965
Кентленд, США	6,0		+					+		+				Палеозой-мезозой	Cutrie, 1969
Кефельс, Австрия	4,8	+							+		+				Болдуин, 1968
Восточный Клируо- тер, Канада	14,5		+				+	+	+	+	+	+	+	285+30 млн. лет	Engelhardt, 1974
Западный Клируотер, Канада	32,0				+			+	+		+	+	+	285+30 млн. лет	Bostock, 1969
Крукид Крик, США	5,0		+					+	+					320+80 млн. лет	Engelhardt, 1974
Кутюр, Канада	10,0	+?							+?		+			300+150 млн. лет	Dence, 1966
Логойская, СССР	>3,5	+?							+		+	+		Третичный	Данные Н.В. Веретенникова
Ла-Муанери, Кана- да	8,0	+								+				150 млн. лет	Данные авторов
Лаппаярви, Фин- ляндия	10,0		+					+	+	+	+			1800 млн. лет	Engelhardt, 1974
Ливерпуль, Авст- ралия	1,6	+							+		+			Протерозой-мел	Lehtinen, 1976
Лонар, Индия	1,83	+						+	+		+			50 тыс. лет	Guppy et al., 1971
Маникуаган, Ка- нада	65,0				+			+	+		+			210+4 млн. лет	Fredericsson et al., 1973
Миддлсборо, США	7,0		+						+		+			Палеозой-мезозой	Robertson, Grieve, 1975
Миен, Швеция	5,0	+							+	+	+	+		Палеозой-мезозой	Engelhardt, 1974
Мизарай, СССР	4,0	+							+		+	+		Венд	Cartens, 1975
Мистастин, Канада	20,0		+					+	+		+	+			Gailius, Motuza, 1977; данные авторов
Мишиногорская, СССР	2,5	+9						+	+		+	+	+	38+4 млн. лет	Mak et al., 1976
Монтураки, Чили	0,48	+						+	+		+	+	+	Палеозой	Масайтис, 1975
									+		+			Четвертичный	Engelhardt, 1974

Таблица 1 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8
Мэнсон, США	30,0			+			
Николсон, Канада	12,5	+					
Нью-Квебек, Канада	3,5	+					
Оазис, Ливия	11,5		+?				
Оболонская, СССР	15,0		+			+	
Одесса, США	0,17	+			+		
Пайлот, Канада	5,0	+					
Попигайская, СССР	100,0			+			+
Пучеж-Катунская, СССР	80,0			+?			
Рис, ФРГ	24,0		+			+	+
Рошешуар, Франция	15,0		+				
Ротмистровская, СССР	2,7	+					
Сааксъярви, Финляндия	9,0?						+
Сёдбери, Канада	60 × 27			+?			
Серпент Маунд, США	6,4		+				
Сент-Мартин, Канада	24,0		+				
Сильян, Швеция	45,0			+			
Сихотэ-Алинь, СССР	0,026	+			+		
Скелетон, Канада	3,5	+					
Слейт Айленд, Канада	30,0		+?				
Стин Ривер, Канада	20,0?		+				
Стронгвейс, Австралия	16,0		+				+
Сьерра-Мадера, США	13,0		+				
Табун-Хара-Обо, Монголия	1,3	+					
Талемдани, Алжир	1,75	+					
Теноумер, Алжир	1,9	+					

9	10	11	12	13	14	15	16
	+		+			Мезозой	Engelhardt, 1974
+	+		+			300±150 млн. лет	Engelhardt, 1974
	+		+	+		1 млн. лет	Dence, 1966
	+		+			Послеран-немеловой Юрский	French et al., 1975
+	+	+	+	+			Масайтис и др., 1976; данные авторов
						Четвертичный	Engelhardt, 1974
	+		+			300±150 млн. лет	Engelhardt, 1974
+	+	+	+	+	+	30 млн. лет	Масайтис и др., 1975
	+		+	+	+	183 млн. лет	Масайтис, 1975; Фирсов, 1965
+	+	+	+	+	+	14,8 млн. лет	Dennis, 1971
+	+		+			150±10 млн. лет	Kraut, Becker, 1975
	+	+	+	+		Нижнемеловой	Масайтис и др., 1976; данные авторов
	+		+	+			Раппунен, 1969
+	+		+	+		1956±98 млн. лет	Beales, Lozey, 1975; Gibbins, McNutt, 1975
+		+				Палеозой-мезозой	Engelhardt, 1974
	+		+			225±25 млн. лет	McCabe, Banatyne, 1970
+	+		+			Палеозой-мезозой	Carstens, 1975
						Современный	Кринов, 1975
	+?			+	+	Палеозой	Waddington, Dence, 1975
+	+		+		+	Раннепалеозойский	Halls, Grieve, 1976
	+		+			95±7 млн. лет	Robertson Guppy et al., 1975
+	+		+			Донинемеловой	Guppy et al., 1971
+	+		+	+	+	Мезозой	Engelhardt, 1974
	+		+			Палеозой?	Шкерин, 1976
+		+	+	+		Третичный? 2,5±0,5 млн. лет	Болдуин, 1968
	+		+	+			Fudali, 1974

Таблица 1 (окончание)

1	2	3	4	5	6	7	8
Уанапитей, Канада	3,5		+				
Уэллс Крик, США	14,0		+				
Уэтампка, США	6,5	+					
Флинн Крик, США	3,6		+				
Хэвиленд, США	0,01	+			+		
Хенбери, Австралия	0,15	+			+		+
Холлефорд, Канада	2,5	+					
Шарлевуа, Канада	27,0?		+				
Вейнхейм, ФРГ	3,0		+				
Янисъярви, СССР	13 × 17		+				
Эльгыгытгын, СССР	18		+?				+

Таблица 2

Достоверные, недостаточно изученные метеоритные кратеры

Структура, местоположение	Диаметр, км	Морфология кратеров		Конусы разрушения	Ударный метаморфизм минералов
		простая	сложная		
Беенчиге-Салаатинская, СССР	8,0		+?	+	
Гусевская, СССР	3,0	+?			+
Дайкес, США		+?		+	
Консепши Бэй, Канада					+
Лабынкыр, СССР	60,0?		+		+
Ришат, Мавритания	50,0		+		+
Ротер Камм, Ю-3 Африка	2,4	+			+
Хаутон Дом, Канада	20,0?		+	+	+
Хуммельн, Швеция	1,2	+			+
Штопенхейм, ФРГ	18,0		+?		+

9	10	11	12	13	14	15	16
	+	+	+	+		300±150 млн. лет	Dence et al., 1974
+	+		+			100 млн. лет	Stearns et al., 1968
	+					Поздний мел-плейстоцен	Neathery et al., 1976
+	+					Палеозой	Roddy, 1968
						Современ.	Engelhardt, 1974
			+			Четверт.	Hodge, 1970
	+	+	+	+	+	550±50 млн. лет	Dence 1965
+	+		+			321-372 млн. лет	Robertson, 1975
+	+					14,8 млн. лет	Engelhardt, 1974
+	+		+	+	+	700 млн. лет	Масайтис, 1975; Белов, 1976
+	+	+	+			Кайнозой	Гуров и др., 1978

Импактиты, стекла	Геофизические признаки		Время возникновения	Литература
	гравитационные аномалии	прочие аномалии		
			Кайнозой?	Масайтис, 1975
	+		Палеоген	Масайтис, 1975
+			Нижний кембрий	Станюкович, 1968 Engelhardt, 1975
	+		Мезозой	Данные авторов Short, Bunch, 1968
	+			Sander, 1975
			Палеозой-мезозой	Robertson, Grieve, 1975
			14,8 млн. лет	Carstens, 1975 Storzer et al., 1971

Таблица 3

## Вероятные метеоритные кратеры

Структура, местоположение	Диаметр, км	Морфология кратеров		Наличие брекчий
		простая	сложная	
Бодензее, ФРГ				+
Борлы, СССР	0,2			+
Гласфорд, США	4	+?		.
Джепта, Ноб, Кентукки, США			+	+
Джезказганская, СССР	100?		+	
Д'Афлу, Алжир	3 × 5	+		
Жуан-Тобе, СССР	15?			+
Ишимская, СССР	350?		+	+
Кайбско-Чуйская, СССР	350?		+	
Ле-Шеневье-Шан-Мезель, Швейцария	0,4	+		
Мекатина, Канада	3,0	+?		
Оман Ринг, Оман	6,0	+		
Поплар Бэй, Канада	< 3,3	+?		
Претория Салт-Пэн, ЮАР	1,0	+		
Северо-Коунрадская, СССР				+
Токрауская, СССР	140?		+	+
Хауэлл, США	2,4	+		+

зующихся при других природных процессах либо обладающих яркими типоморфными признаками генезиса при ударном сжатии (малый размер индивидуальных кристаллов, парагенезис и др.).

Геофизические признаки: локальная отрицательная аномалия силы тяжести, особенности проявления кратеров в магнитных и электрических полях (Дабижа, 1976) могут быть использованы для изучения глубинного строения достоверных кратеров, а также для выделения структур вероятного импактного происхождения.

Из большой группы структур (не менее 100), для которых в настоящее время по тем или иным причинам предполагается, но не доказано метеоритное происхождение, нами были выбраны наиболее вероятные (табл. 3). В этой группе объединены недостаточно изученные структуры, в породах которых признаки ударного метаморфизма еще не установлены и не найдено метеоритное вещество. Вместе с тем эти структуры по морфологии, выражению в геофизических полях и наличию брекчий могут быть предположительно отнесены к астроблемам.

Ударный метаморфизм	Гравитационная аномалия	Прочие признаки	Литература
		Конусы разрушения	Engelhardt, 1974
+		Метеоритное вещество?	Зейлик, Сейтмуратова, 1975
	+		Engelhardt, 1974
		Стекла плавления	То же
+		" "	Зейлик, Сейтмуратова, 1975
		Конусы разрушения	Marks et al., 1972
+			Зейлик, Сейтмуратова, 1975
+			То же
		Метеоритное вещество?	"
		Система концентрических кольцевых разломов	Robertson, Grieve, 1975
		Нарушенное залегание осадочных пород	Dietz et al., 1975
		Система радиальных и концентрических разломов	Treuman, 1976
	+?		Engelhardt, 1974
	+?		Зейлик, Сейтмуратова, 1975
+		Конусы разрушения	То же
			Engelhardt, 1974

Метеоритные структуры Казахстана (Зейлик, Сейтмуратова, 1975) также отнесены нами в разряд вероятных, несмотря на приведенные для некоторых из них данные об ударном метаморфизме пород, в связи с тем, что в ряде случаев эти данные, а также размеры структур не имеют строгой аргументации. Можно предполагать, что в ближайшее время метеоритная природа части этих структур в результате проведения специальных исследований будет подтверждена. Следует предполагать при этом значительно меньшие размеры структур-гигантов, описанных в этом регионе.

Мы ограничимся обсуждением установленного и вероятного распространения метеоритных кратеров диаметром более 1 км, поскольку кратеры меньшего размера, имеющие возраст древнее антропогенного, не установлены и их сохранность в течение более длительного геологического времени мало вероятна. Именно такими "критическими" размерами оперируют обычно авторы работ по статистике земных и лунных кратеров; этому же размеру примерно соответствует масштаб современных наиболее детальных региональных геологических исследований.

За геологическую историю Земли на ее поверхность выпало порядка  $10^6$  метеоритов, способных образовать крупные взрывные кратеры (Левин, 1962; Shoemaker et al., 1962). К такому выводу исследователи пришли на основании анализа распространенности и распределения по размерам лунных кратеров и наиболее крупных (диаметром более 10 км) кратеров Канадского щита, а также распределения астероидов по массам.

В истории метеоритной бомбардировки Земли, как и Луны, выделяют ранний аккумуляционный период длительностью не более  $(0,4-0,6) \cdot 10^9$  лет и поздний, продолжающийся и в настоящее время (Левин, 1962). В ранний период, характеризовавшийся интенсивной, резко убывающей со временем бомбардировкой, Земля исчерпала свою собственную метеоритную "зону питания". В поздний период происходило падение лишь метеоритов пояса астероидов и комет. Эта компонента медленно убывает со временем; в ранний период ее интенсивность была значительно меньшей, чем "местной" компоненты.

Хартманн (Hartmann, 1965) дал оценку плотности образования крупных метеоритных кратеров на Земле в поздний период:  $12 \cdot 10^{-4}$  кратера/км<sup>2</sup> ·  $10^9$  лет. Если принять в качестве независимых равнозначных измерений существующие оценки других авторов, то получим с вероятностью  $p = 0,9$  значения плотности образования крупных кратеров в пределах  $(1-90) \cdot 10^{-4}$  кратеров/см<sup>2</sup> ·  $10^9$  лет. Оценка Хартманна как наиболее достоверная принята во многих более поздних работах и используется ниже. Подавляющее большинство установленных к настоящему времени на Земле крупных кратеров имеет возраст менее 500 млн. лет (рис. 2). Из 80 крупных кратеров лишь пять имеют протерозойский возраст. Очевидно, в результате последующего метаморфизма и тектонических движений древнейшие кратеры в большинстве случаев сильно изменены и пока еще не распознаются на основании имеющихся критериев или в значительной мере уничтожены еще древней эрозией. Поэтому логично ограничить обсуждение наблюдаемой и возможной распространенности крупных кратеров возрастным пределом в 500 млн. лет. В работе Федынского и Хряниной (1976) из сходных соображений рассматриваются кратеры, образовавшиеся в течение последних 600 млн. лет.

Общее число выпавших за этот период на Землю метеоритов, которые могли привести к образованию крупных кратеров, исходя из данных Хартманна (Hartmann, 1965), составило  $3 \cdot 10^5$ , что хорошо согласуется с более ранними оценками (Левин, 1962; Shoemaker et al., 1962). По сравнению с этой гигантской цифрой количество установленных к настоящему времени на Земле достоверных крупных метеоритных кратеров (90) пренебрежимо мало. Такое соотношение можно объяснить действием трех основных факторов.

1. Значительная часть потенциально кратерообразующих метеоритов либо не образовала кратеров (падение в океаны и моря), либо образовала быстро залеченные, разрушенные или недоступные

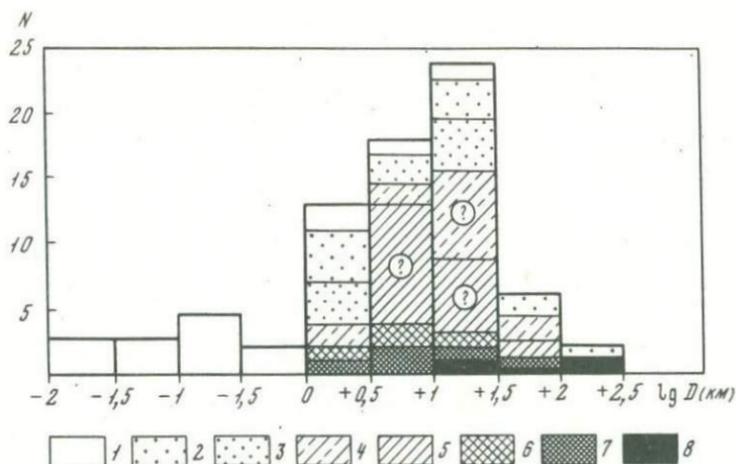


Рис. 2. Гистограмма распределения по размеру  $D$  и возрасту взрывных метеоритных кратеров Земли

Возраст кратеров: 1 - антропогенный (1 млн. лет); 2 - неоген-палеогеновый (1-67 млн. лет); 3 - меловой (67-137 млн. лет); 4 - юрский, триасовый (137-240 млн. лет); 5 - пермский, карбоновый (240-340 млн. лет); 6 - девонский, силурийский (340-440 млн. лет); 7 - ордовикский, кембрийский (440-570 млн. лет); 8 - докембрийский (более 570 млн. лет); ? - возможно отнесение части кратеров в смежные возрастные интервалы

в настоящее время для поисков кратеры (падение во льды, в высокогорные области или в районы, скрытые в настоящее время подо льдом или водой).

2. Метеоритные кратеры интенсивно эродировались и подвергались захоронению, в результате чего большая часть их была уничтожена или стала трудно открываемой.

3. Вследствие низкой геологической изученности многих регионов и крайне малого количества специальных исследований имеется значительное количество еще не установленных даже среди относительно легко открываемых кратеров. Это косвенно подтверждается высокими темпами открытия новых взрывных метеоритных кратеров (см. рис. 1).

Действия первого фактора можно грубо оценить по аналогии с современным состоянием поверхности Земли. Исключив из рассмотрения еще недостаточно изученные шельфы, скрытые подо льдами области антарктической и арктической суши, а также горные области, получим площадь порядка 60 млн. км<sup>2</sup>, на которой могли образоваться и сколько-нибудь длительное время сохраняться крупные метеоритные кратеры.

Распределение по размерам крупных лунных кратеров, отвечающее распределению астероидов по массам, по крайней мере в пер-

Таблица 4

Предполагаемое количество крупных взрывных метеоритных кратеров, образовавшихся на равнинной поверхности материков Земли (60 млн. км<sup>2</sup>) в течение последних 500 млн. лет

Диаметр, км	Число кратеров	Установлено на 1968 г.*	Установлено на 1976 г.**
>100	1	-	1
100-31,6	8	2	5
31,6-10	135	13	25
в том числе на Канадском щите	9	9	9
10-3,16	2120	14	22
3,16-1	34000	9	16

\* Short, Bunch (1968).

\*\* Сводка авторов.

вом приближении, может быть описано степенным законом (Левин, 1962; Hartmann, 1965)

$$N_x / N_y = (y/x)^{2,4}, \quad (2)$$

где  $N_x$  и  $N_y$  - количества кратеров диаметром  $x$  и  $y$  (км) соответственно.

По данным разных авторов, показатель степени варьирует от 1,8 до 2,9 и обнаруживает некоторую зависимость от размеров кратера и периода метеоритной бомбардировки (Neukum et al., 1975).

Для предварительной оценки распространенности кратеров вполне допустимо использование соотношения (2), поскольку гораздо большая погрешность вносится за счет неопределенности в установлении скорости их разрушения (захоронения).

В табл. 4 сопоставлено наблюдаемое количество кратеров с вытекающим из данного распределения и из оценки общего числа крупных кратеров по Хартманну. Из этих данных можно сделать вывод, что оценка общего количества крупных кратеров, образовавшихся за последние 500 млн. лет, во всяком случае, не является завышенной. Если, согласно этой оценке, открытие новых фанерозойских кратеров диаметром более 32 км мало вероятно, то есть все основания предполагать, что имеется значительный резерв еще не открытых более мелких кратеров. Из них наиболее легко открываемы кратеры размером 10-32 км; установленная их плотность на относительно хорошо изученном Канадском щите в общем соответствует предсказанной теоретически. Очевидно, и на других древних платформах бу-

дет обнаружена близкая плотность кратеров этого размера. Именно такого диаметра кратеры явились самым распространенным объектом открытий в последние 8 лет (табл. 4).

Из огромного числа кратеров диаметром менее 10 км сохранились далеко не все, поскольку глубина их сопоставима или меньше средней мощности отложившихся или эродированных за этот период горных пород континентов. Поэтому прогноз количества сохранившихся кратеров требует конкретного анализа для каждого региона.

Удобным регионом для такого анализа представляется Украинский щит, превосходящий в настоящее время по плотности обнаруженных метеоритных кратеров ( $3 \cdot 10^{-5} \text{ км}^{-1}$ ) почти на порядок такую известную кратерную провинцию, как Канадский щит ( $5 \cdot 10^{-6} \text{ км}^{-1}$ ), и на два порядка — среднюю величину для земной суши ( $\sim 5 \cdot 10^{-7} \text{ км}^{-1}$ ). Однако поскольку со времени первых публикаций о взрывной метеоритной природе некоторых структур на Украинском щите прошло всего 5 лет, а специальные работы по их обнаружению практически не проводились, нет сомнения в том, что далеко не все структуры такого рода выявлены. Ниже сделана попытка оценить количество еще не открытых структур. Такая оценка в настоящее время носит заведомо приближенный характер и будет уточняться по мере открытия и изучения новых взрывных метеоритных кратеров в пределах Украинского щита.

Несмотря на довольно сложную палеогеографическую историю Украинского щита, основной тенденцией его эволюции в постлеовручское время (около 1200 млн. лет) было медленное воздымание, сопровождавшееся эрозией. Приняв этот процесс за основной, определяющий сохранность метеоритных кратеров, мы должны установить: 1) количество образовавшихся кратеров; 2) распределение их по глубинам и 3) скорость разрушения кратеров.

Отдельные блоки Украинского щита воздымались, а временами и опускались с разной скоростью, но количественно оценить амплитуду этих движений в настоящее время не представляется возможным. Поэтому как первое приближение необходимо принять некую среднюю скорость денудации щита. Попытки количественного определения величины эрозионного среза Украинского щита в фанерозое предпринимались неоднократно и привели разных авторов к существенно различным оценкам: от 200 м до 1 км (Ельянов, 1973). Возможность более точного определения величины среза появилась после изучения разрезов взрывных метеоритных кратеров. Работы по изучению хорошо сохранившихся метеоритных кратеров (Шумейкер, 1968; Dence, 1973; Short, 1970) позволяют установить соотношение максимальных мощностей импактных пород и кратерных осадков и по наблюдаемому значению этого отношения определять величину среза. Для хорошо сохранившихся кратеров максимальная мощность кратерных осадков составляет 1,3 максимальной мощности импактных пород. Если в кратере сохранилась лишь часть кратерных осадков, то первоначальная их мощность и величина среза могут быть установлены исходя из мощности импактных пород и указанного отношения. Если же кратерные осадки полностью де-

нудированы, то минимальная величина среза устанавливается по мощности импактных пород.

Проведенная по такому методу оценка среза взрывных метеоритных кратеров Украинского щита показала, что более древние кратеры являются и более глубоко эродированными, что подтверждает возможность принятия как первого приближения линейной скорости среза. При этом оказалось, что для четырех кратеров скорость среза составила 50–100 м за 100 млн. лет, а для двух, возможно, несколько превышала 100 м за 100 млн. лет. В дальнейшем при расчетах была принята величина сноса 100 м за 100 млн. лет.

Минимальные размеры кратеров, сохранность которых рассматривалась, были увеличены до 200 м по глубине, что по зависимости, установленной Болдуином (1968), отвечает диаметру около 1,4 км. Меньшие по размеру кратеры при принятой скорости эрозии могли сохраниться только в случае их образования в течение последних 100–120 млн. лет. В позднем мезозое и кайнозое значительная часть щита длительное время была занята мелководным морем, на суше была развита кора выветривания мощностью до 100–120 м или рыхлые осадки, достигавшие примерно той же мощности (Геология СССР, 1958). Следовательно, и в этот период относительно мелкие кратеры должны были образовываться в относительно рыхлых породах и разрушаться значительно быстрее, чем это было принято выше для кратеров, образовавшихся в кристаллических породах щита.

Приняв такое ограничение, вероятное число сохранившихся кратеров определили следующим образом. В логарифмических координатах было построено распределение кратеров по размерам, отвечаю-

Таблица 5

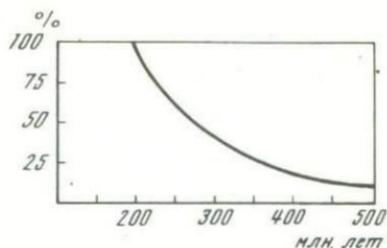
Ожидаемое распределение взрывных метеоритных кратеров Украинского щита по размерам и возрасту

Возраст	Диаметр, км			Всего
	1,4–2	2–3	> 3	
Кайнозойский	4(0–1)	3	1(0–1)	8(0–2)
Мезозойский	8(0–1)	7(2)	4(1–2)	19(3–5)
Палеозойский	-	1	4(1)	5(1)
Рифейский		-	1	1
Всего	12(1)	11(2)	10(3)	33(6)

Примечание. В скобках – количество установленных кратеров. Возможность двоякого отнесения времени образования Болтышского кратера и синхронного с ним Зеленогайского к мезозою или раннему кайнозою показана двумя цифрами в скобках.

Рис. 3. Предполагаемая сохранность взрывных метеоритных кратеров Украинского щита глубиной более 200 м

Ордината — доля частично или полностью сохранившихся кратеров; абсцисса — возраст



шее приведенному уравнению, на оси диаметров отложили значения соответствующих им глубин, вычисленные по квадратному уравнению Болдуина (1968). Исходя из принятой скорости сноса, определили долю сохранившихся кратеров данных возрастов (рис. 3).

Определение путем графического интегрирования площади под кривой и суммирование ее с количеством кратеров, образовавшихся в течение последних 200 млн. лет, дает результаты, приведенные в табл. 5, где учтены также данные о возможных сохранившихся кратерах (при допущении той же скорости эрозии) вплоть до средне-рифейского (1200 млн. лет) возраста. При таком увеличении рассматриваемого периода рост числа сохранившихся кратеров, даже при округлении в большую сторону, окажется незначительным: два кратера — один рифейский и один палеозойский. На основании данных табл. 5 можно оценить резерв еще не открытых кратеров на Украинском щите примерно в 25. Среди них должны преобладать сравнительно небольшие структуры мезокайнозойского возраста первоначальным диаметром менее 3 км, а с учетом эрозии — менее 2 км.

Если распределение уже открытых структур по возрасту хорошо совпадает с ожидаемым, то по размерам наблюдается естественное смещение максимума открытых структур в сторону крупных, относительно легко открываемых. Примерно та же закономерность проявляется и в открытии астроблем на территории СССР и в других регионах мира.

Трудно количественно оценить достоверность прогноза, данного в табл. 5. Первый источник неопределенности заключается в сложности определения погрешности в оценке величины средней плотности образовавшихся кратеров. В частности, если принять, что образование Большого кратера на Украинском щите в течение 1 млрд. лет было статистически закономерным, то плотность образования кратеров диаметром более 1 км составит  $74 \cdot 10^{-4}$  на  $1 \text{ км}^2$  за  $10^9$  лет и в 6 раз превысит данные Хартманна. Таким образом, в наших расчетах количества кратерообразующих падений скорее можно ожидать занижения, чем завышения результата по сравнению с истинной величиной. Что касается определения погрешности за счет неправильности определения темпов денудации щита и минимальных размеров длительно сохраняющихся кратеров, то здесь затруднительно определить даже знак возможной ошибки. Ве-

Таблица 6

Установленная распространенность кратеров в некоторых регионах

Регион	Площадь, млн. км <sup>2</sup>	Возраст мишени	Число кратеров	Плотность кратеров на км <sup>2</sup>
Канадский щит	4	A-Pt	20	$5 \cdot 10^{-6}$
Балтийский щит	1	A-Pt	7	$7 \cdot 10^{-6}$
Украинский щит	0,2	A-Pt	6	$3 \cdot 10^{-5}$
Северо-Американская платформа	1,2	Pz <sub>1-2</sub>	8	$6,7 \cdot 10^{-6}$
Русская платформа	2,1	Pz <sub>1-2</sub>	6	$2,8 \cdot 10^{-6}$

роятно, следует ожидать существование отдельных участков щита и с лучшей (очевидно, склоны, грабены), и с худшей сохранностью кратеров, чем это принято в настоящей работе. Учет морских трансгрессий должен снизить число образовавшихся и сохранившихся кратеров.

Для оценки минимального вероятного резерва еще не открытых метеоритных кратеров Земли фанерозойского возраста рассмотрим установленную распространенность кратеров в наиболее изученных в этом отношении регионах (табл. 6). Если отнести широкую распространенность кратеров на Украинском щите не за счет большей изученности региона, а только за счет лучшей сохранности структур, то, исключив этот регион из рассмотрения, можно принять среднюю плотность кратеров в других регионах  $5 \cdot 10^{-6}$  км<sup>-2</sup>. Тогда общее число кратеров составит 300, а резерв еще не открытых — 200. Эту величину следует считать нижним пределом. При вычислении верхнего предела может быть принята плотность кратеров, равная ожидаемой на Украинском щите ( $1,5 \cdot 10^{-4}$  км<sup>-2</sup>). Тогда общее количество сохранившихся на Земле крупных кратеров моложе 500 млн. лет составит около 9000. Эта цифра, вероятно, завышена, но оценку порядка  $10^3$  кратеров следует считать реальной.

Очень большие кратеры сохраняются лучше (Сёдбери, Лабинкыр). Наконец, в ближайшие годы следует ожидать установления критериев для поиска древних глубоко измененных импактных структур среди метаморфических толщ. Во всяком случае, можно прогнозировать значительный рост числа открываемых крупных кратеров (астроблем) на поверхности Земли.

## ЛИТЕРАТУРА

- Аалоз А.О., Дабижа А.И., Карнаух Б.С., Стародубцев В.А. Геофизические исследования на главном кратере Каали. - Изв. АН ЭССР. Химия и геология, 1976, 25, № 1, 58-65.
- Белов В.П. Астролема Янисъярви (Южная Карелия). - Докл. АН СССР, 1976, 229, № 6, 1419-1422.
- Болдуин Р.Б. Древние метеоритные кратеры и криптовулканические структуры. - В кн.: Взрывные кратеры на Земле и планетах. М., "Мир", 1968, 130-152.
- Болдуин Р.Б. Соотношение между параметрами кратера. - В кн.: Взрывные кратеры на Земле и планетах. М., 1968, 222-246.
- Вальтер А.А., Брянский В.П., Рябенко В.А., Лазаренко Евг.Е. О взрывной (метеоритной) природе Зеленогайской структуры на Украинском щите. - Докл. АН СССР, 1976, 229, № 1, 160-162.
- Вальтер А.А., Рябенко В.А. Ильинская структура - взрывной метеоритный кратер. - Геол. журн., 1976, 36, вып. 1, 41-52.
- Вальтер А.А., Рябенко В.А. Взрывные кратеры Украинского щита. - Киев, "Наукова думка", 1977. 154 с.
- Геология СССР, т. V, ч. 1. М., Госгеолтехиздат, 1958. 1000 с.
- Гуров Е.П., Вальтер А.А., Гурова Е.П., Серебренников А.И. Взрывной метеоритный кратер Эльгыгытгын на Чукотке. - Докл. АН СССР, 1978, 240, № 6, 1407-1410.
- Дабижа А.И. Исследование геофизических полей метеоритных кратеров. Автореф. канд. дис., 1976(МГУ).
- Емельянов М.Д. Про оцінку ерозійного зрізу докембрійських кристалічних порід з пізньопротерозойського часу. - ДАН УРСР. Сер. Б, 1973, № 9, 792-794.
- Зейлик Б.С., Сейтмуратова Э.Ю. Метеоритные структуры Казахстана и ударно-взрывная тектоника. - Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1975, № 1, 62-76.
- Кринов ЕЛ. Дробление Сихотэ-Алинского метеорита. - В кн.: Метеоритика, вып. 34. М., "Наука", 1975.
- Левин Б.Ю. Современная форма "метеоритной" гипотезы образования лунного рельефа. - Бюл. ВАГО, 1962, № 30, 6-19.
- Масайтис В.Л. Астролема на территории СССР. - Сов. геол., 1975, № 11, 52-64.
- Масайтис В.Л., Данилин А.Н., Карпов Г.М., Райхлин А.И. Карлинская, Оболонская и Ротмистровская астролема в европейской части СССР. - Докл. АН СССР, 1976, 230, № 1, 174-177.
- Масайтис В.Л., Михайлов М.В., Селивановская Т.В. Попигаийский метеоритный кратер. М., "Наука", 1975. 124 с.
- Орлов Л.Н. О связи метеоритного удара с вызванным вулканизмом. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1976, № 9, 144-157.
- Станюкович К.П. Каталог ударных структур на Земле. - В кн.: Взрывные кратеры на Земле и планетах. М., "Мир", 1968. 266 с.
- Федынский В.В., Хрянина Л.П. О вероятном количестве метеоритных кратеров на территории Советского Союза. - Астрон. вестн., 1976, 10, № 2, 81-87.
- Фирсов Л.Ф. О метеоритном происхождении Пучеж-Катунского кратера. - Геотектоника, 1965, № 2, 106-118.
- Флоренский П.В. Метеоритный кратер Жаманшин (Северное Приаралье) и его тектиты и импактиты. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1975, № 10, 73-86.

- Шкерин Л.М. Особенности геологического строения кратерообразной структуры Табун-Хара-Обо Юго-Восточной Монголии. — В кн.: Метеоритика, вып. 35. М., "Наука", 1976, 97-102.
- Шумейкер Ю.М. Механика удара на примере Аризонского метеоритного кратера. — В кн.: Взрывные кратеры на Земле и планетах. М., "Мир", 1968. 266 с.
- Юрк Ю.Ю., Еременко Г.К., Полканов Ю.А. Болтышская котловина — ископаемый метеоритный кратер. — Сов. геол., 1975, № 2, 138-144.
- Beals F.W., Lozey G.P. Sudbury basin sediments and the meteoritic impact theory of origin for the Sudbury structure. — Can. J. Earth Sci., 1975, 12, N 4, 629-635.
- Bostock H.H. The Clearwater complex, New Quebec. — Geol. Surv. Can. Bull., 1969, 178, 63.
- Carstens H. Thermal history of impact melt rocks in the Fennoscandian shield. — Contribs Mineral. and Petrol., 1975, 50, 145-155.
- Caty J.L., Chown E.H., Roy D.W. Ile Rolua structure, Lake Mistastin — a new astrobleme. — Can. J. Earth Sci., 1976, 13, N 6, 824-831.
- Currie K.L. Geological notes on the Carswell circular structure, Saskatchewan. — Geol. Surv. Can. Pap., 1969, 60, 67-92.
- Dence M.R. The extraterrestrial origin of Canadian craters. — Ann. N.Y. Acad. Sci., 1966, 123, N 2, 941-969.
- Dence M.R. Impact melts. — J. Geophys. Res., 1971, 76, N 23, 5552-5565.
- Dence M.R. The nature and significance of terrestrial impact structures. — 24th Intern. Geol. Congr. Earth Phys. Branch Contrib., 1972, N 393, 77-89.
- Dence M.R. Dimensional analysis of impact structures. — Meteoritics, 1973, 8, N 4, 343-344.
- Dence M.R., Innes M.J.S., Roberts on P.B. Recent geological and geophysical studies of Canadian craters. — In: Shock metamorphism of natural materials. Ed. B. French, N. Short. Baltimore, Mono Book Co., 1968, 339-362.
- Dence M.R., Roberts on P.B., Wirthlin R.L. Coesite from the Lake Wapatei crater, Ontario. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1974, 22, N 2, 118-122.
- Dennis J.G. Ries structure, South Germany. A review. — J. Geophys. Res., 1971, 76, N 23, 5394-5406.
- Dietz R.S. Shatter cones in cryptoexplosion structures. — In: Shock metamorphism of natural materials. Ed. B. French, N. Short. Baltimore, Mono Book Co., 1968, 267-285.
- Dietz R.S., McHone J.F., Short N.M. Oman' Ring: Suspected astrobleme. — Meteoritics, 1975, 10, N 4, 393.
- Engelhardt W.V. Meteoritenkrater. — Naturwissenschaften, 1974, 61, N 10, 413-422.
- Engelhardt W.V. Indications for a meteoritic impact of early Cambrian age at Conception Bay, Newfoundland. — Naturwissenschaften, 1975, 2, N 5, 234-235.
- Fredericsson K., Dube A., Milton D.J. Lonar Lake, India: An impact crater in basalt. — Science, 1973, 180, N 4088, 862-864.
- French B.M. Shock metamorphism as a geological process. — In: Shock metamorphism of natural materials. Ed. B. French, N. Short. Baltimore, Mono Book Co., 1968, 1-19.
- French B.M., Underwood J.R., Fisk E.P. Shock-metamorphic features in two meteorite impact structures, Southeastern Lybia. — Geol. Soc. Amer. Bull., 1974, 85, N 9, 1425-1428.
- Fudali R.T. Genesis of the melt rocks at Tenoumer crater, Mauritania. — J. Geophys. Res., 1974, 79, N 14, 2115-2121.
- Gailius P., Motuza G. Žvaigždiu žaizdos. — Mokslo ir gyvenimas, 1977, N 2, 7-10.

- Gentner W., Storser D., Wayner G.A. New fission track age of tectites and related glasses. — *Geochim. et cosmochim. acta*, 1969, 33, N 9, 1075–1081.
- Gibbins W.A., McNutt R.H. The age of the Sudbury Nickel irruptive and Mur-racy granite. — *Can. J. Earth Sci.*, 1975, 12, N 12, 1970–1989.
- Guppy D.J., Brett R., Milton D.J. Liverpool and Strongways craters, northern territory; two structures of probably impact origin. — *J. Geophys. Res.*, 1971, 76, N 22, 5387–5393.
- Halls H.C., Grieve R.A.F. The slate islands: A probable impact structure in Lake Superior. — *Can. J. Earth Sci.*, 1976, 13, N 9, 1301–1309.
- Hartmann W.K. Terrestrial and lunar flux of large meteorites in the last two billion years. — *Icarus*, 1965, 4, N 2, 157–165.
- Hartmann W.K. Interplanet variations in scale of crater morphology. — *Earth, Mars, Moon*. — *Icarus*, 1972, 17, N 3, 707–713.
- Hartung J.B., Dence M.R., Adams J.A.S. Potassium-Argon dating of shock-metamorphosed rocks from Brent impact crater, Ontario, Canada. — *J. Geophys. Res.*, 1971, 76, N 23, 5437–5448.
- Hodge P. Central Australia's meteorite craters. — *Astron. Soc. Pacif.*, 1970, N 478, 1–8.
- Kraut F., Becker J. Zoneography of the Rochechouart impact structure and the giant crystals in the quartz vein of St. Paul-la-Roche. — *Meteoritics*, 1975, 10, N 4, 430–431.
- Lehtinen M. Lake Lappajärvi, a meteorite impact site in western Finland. — *Geol. Surv. Finland*, 1976, N 282, 1–92.
- Mak E.K., York D., Grieve R.A.F., Dence M.R. The age of Mistastin lake crater, Labrador, Canada. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1976, 31, N 3, 345–357.
- Manton W.I. The orientation and origin of shatter cones in the Wredefort Ring. — *Ann. N.Y. Acad. Sci.*, 1965, 123, N 2, 1017–1049.
- Marks P., Van Enk R., Groen C. Sur l'origine météoritique probable de l'ac-cident cratéristique pres D'Aflou (Sud Algerien). — *Proc. Kon. ned. akad. we-tensch.*, 1972, 75, N 4, 348–355.
- McCubbe H.R., Bannatyne B.B. Lake St. Martin cryptoexplosion crater and geology of surrounded area. — *Geol. Surv. Manitoba, Geol. Pap.*, 1970, N 3/70.
- Milton D.J. The space scars of the Earth. — *Nature*, 1971, 232, N 5307, 161–164.
- Milton D.J., Barlow B.C., Brett R. et al. Gosses Bluff impact structure, Australia. — *Science*, 1972, 175, N 4027, 1199–1207.
- Neukum G., König B., Arkanī-Hamed J.A. A study of Lunar impact crater size distribution. — *Moon*, 1975, 12, 201–229.
- Papunen H. Chemical composition and origin of the shocked metamorphic rocks of the Sääksjärve area, Finland. — *Bull. Geol. Soc. Finland*, 1969, 41, 151–155.
- Robertson P.B. Zones of shock metamorphism at the Charlevoix impact structure, Quebec. — *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1975, 86, N 12, 1630–1638.
- Robertson P.B., Grieve R.A.F. Impact structures in Canada, — their recognition and characteristics. — *J. Roy. Astron. Soc. Can.*, 1975, 69, N 1, 1–18.
- Roddy D.J. The Flynn Creek crater, Tennessee. — In: *Shock metamorphism of natural materials*. Ed. B. French, N. Short. Baltimore, Mono Book Co., 1968, 291–322.
- Shoemaker E.M., Hackman R.I., Eggleton R.E. Interplanetary correlation of geologic time. — *Adv. Astronaut. Sci.*, 1962, N 8, 70–89.
- Short N.M. Anatomy of a meteorite impact crater: West Hawk Lake, Manitoba, Canada. — *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1970, 81, N 3, 609–684.
- Short N.M., Bunch T.E. A worldwide inventory of features characteristic of rocks associated with presumed meteorite impact craters. — In: *Shock meta mor-*

- phism of natural materials. Ed. B. French, N. Short. Baltimore, Mono Book Co., 1968, 255-266.
- Stearns R.G., Wilson C.W., Tiedeman H.A. et al. The Wells Creek structure, Tennessee. - In: Shock metamorphism of natural materials. Ed. B. French, N. Short. Baltimore, Mono Book Co., 1968, 323-328.
- Storzer D., Horn P., Klienmann B. The age and the origin of the fused rock from the Köfels structure, Austria. - *Meteoritics*, 1971, 6, N 4, 319-320.
- Storzer D., Gentner W., Steinbrunn F. Stopfenheim Kuppel, Ries Kessel and Steinheim basin: a triplet cratering event. - *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1971, 13, N 1, 76-78.
- Thomas M.D., Innes M.J.S. The Gow Lake impact structure, northern Saskatchewan. - *Can. J. Earth Sci.*, 1977, 14, N 8, 1788-1795.
- Treuma D.L. Evidence of support of a meteorite impact crater in Poplar Bay, Lac du Bonnet, southeastern Manitoba, Canada. - *Can. J. Earth. Sci.*, 1976, 13, N 11, 1608-1612.
- Waddington F.D., Dence M.R. Skeleton Lake - a paleozoic impact crater in Central Canada. - *Meteoritics*, 1975, 10, N 4, 503.
- Wolfe S.H. Potassium-argon ages of Manicouagan-Mushalagan Lakes structure. - *J. Geophys. Res.*, 1971, 76, N 23, 5424-5436.

## УДАРНЫЕ И УДАРНО-ВЗРЫВНЫЕ МЕТЕОРИТНЫЕ КРАТЕРЫ

Удар метеорита о грунт в общем случае вызывает образование какой-либо геологоморфологической структуры: лунки, воронки или кратера. Диаметры этих метеоритных структур в земных условиях от нескольких сантиметров до десятков или даже сотен километров. Размеры, а также их внутреннее строение находятся в прямой зависимости и от скорости, и от массы падающего метеорита, т.е. от его кинетической энергии. Это обстоятельство является основой классификации этих структур.

Все ударные метеоритные структуры можно разделить на две группы: А – симметричные относительно вертикальной плоскости: лунки, воронки, ударные кратеры и ударно-взрывные кратеры; Б – симметричные относительно вертикальной оси: взрывные кратеры, включая все известные астроблемы. Обе группы объединяют замкнутые ложбины в раздробленных и деформированных от удара или от взрыва метеорита породах. Эти ложбины окружены изогнутыми и приподнятыми слоями пород, над которыми (над истинным дном структуры) залегают в виде линзы аллогенная и аутигенная брекчия. Все типы денудированных ударных метеоритных структур окружены валами, сложенными приподнятыми пластинами пород, перекрытыми выбросами из кратера (рис. 1). Во всех структурах, кроме образовавшихся в рыхлых отложениях, под истинным дном, а также вокруг ложбины развита зона трещиноватости пород.

Внутреннее строение взрывных кратеров структурно-геологически менее сложное, чем строение более мелких ударных структур, так как мощный центральный взрыв "погашает" типичную картину разрушения пород, возникшую при наклонном падении метеорита. В результате возникает структура, характеризующаяся в основном концентрическими поясами раздробления и изменения пород. Теоретически можно представить, что и сравнительно медленный удар метеорита, направленный точно под углом  $90^{\circ}$  к земной поверхности, образует структуру, симметричную относительно вертикальной оси, но в природе такие формы пока не встречались.

Уже Станюкович и Федынский (1947) указали на то, что метеоритные кратеры образуются либо в результате взрывов, либо в результате механического разрушения самого метеорита, достигающего земной поверхности с остатками космической скорости. Кривов (1962) разделил все известные в то время метеоритные кратеры на два типа – ударные и взрывные. Границей между названными типами им был принят диаметр в 100 м. К настоящему времени выяснено, что между ударными и взрывными кратерами

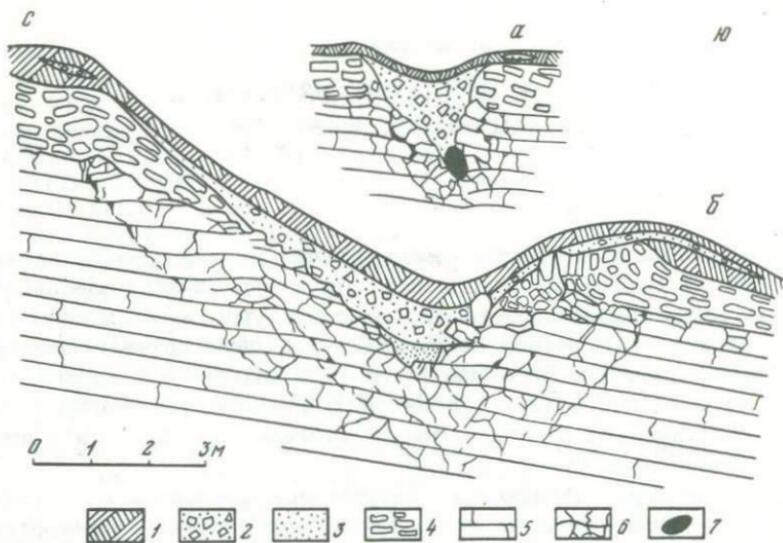


Рис. 1. Меридиональный разрез ударной воронки (а) и ударного кратера № 14 Сихотэ-Алинского поля (б)

1 - почва; 2 - брекчия; 3 - горная мука; 4 - элювий; 5 - пласты коренных пород; 6 - сильно трещиноватые коренные породы; 7 - индивидуальный метеорит

целесообразно выделить еще один самостоятельный тип - ударно-взрывные кратеры, которые имеют ряд диагностических признаков.

В настоящей статье рассматривается строение двух наиболее крупных структурных типов группы А - ударные и ударно-взрывные метеоритные кратеры. Следует подчеркнуть, что определение границ отдельных типов ударных метеоритных структур довольно условное.

Автором данной статьи обследовано 45 метеоритных кратеров СССР. Более детально изучено геологическое строение 11 кратеров из групп Каали, Сихотэ-Алинь и Илуметса. Кроме того, изучено строение пяти ударных воронок и одной лунки. Исследование ударных и мелких ударно-взрывных структур производилось в основном шурфовыми работами, а при изучении более крупных ударно-взрывных структур применялись также буровые работы и геофизические методы.

Ударные метеоритные кратеры возникают при механическом раздроблении ударяющегося о грунт метеорита и при разлете его осколков. Такой процесс по существу сравним со взрывом снаряда. Он возникает примерно при скоростях соударения от 0,5 до нескольких километров в секунду.

В отличие от ударных воронок, возникших при более низких скоростях соударения, ударные метеоритные кратеры характеризуются:

1) более крупными размерами; диаметры обследованных ударных

воронки достигают по гребню вала от 0,6 до 10 м, а диаметр самого крупного ударного кратера достигает 30,5 м; 2) более плоской формой; по опыту исследования Сихотэ-Алинского и Ярдымлинского падений среднее соотношение между радиусом и глубиной ударных воронок равно приблизительно 2, а у ударных кратеров 3-5; 3) более плоской линзой аутигенной и аллогенной брекчий; 4) воронкообразной формой следа удара метеорита (в ударных воронках он обычно удлинен и образует цилиндрический канал (см. рис. 1), достигающий в отдельных случаях 8 м (Кринов, Фонтон, 1959); 5) наличием деформированных осколков метеорита в линзе брекчии, а также вокруг кратера (единичные метеоритные осколки, возникшие при образовании ударной воронки, захороняются на пути главной массы в грунте).

До сих пор единственными обнаруженными ударными метеоритными кратерами в СССР являются кратеры Сихотэ-Алинской группы. Там образовалось в 1947 г. 32 ударных кратера и множество ударных воронок и лунок. Диаметры Сихотэ-Алинских кратеров колеблются в пределах от 5 до 30,5 м (по гребню вала). По Кринову (1962), границы между ударными воронками и кратерами устанавливаются по размерам диаметра: 9 и 24 м соответственно.

Форма и внутреннее строение ударного кратера во многом зависят от траектории метеорита. Форма видимого ударного кратера приближается к усеченному параболоиду, косое сечение которого образует на земной поверхности контур эллипса (Аалоз, 1972). Длинная ось последнего расположена по проекции траектории метеорита на земную поверхность. Ось симметрии этих параболоидов более или менее совпадает с траекторией метеорита. При более высокой скорости удара, направленного к земной поверхности под углом  $\alpha \neq 90^\circ$ , большинство осколков метеорита и разрушенных пород выбрасывалось по направлению падения метеорита. Вследствие этого ось их симметрии несколько сдвинута вперед и не совпадает с траекторией метеорита. Идеальных геометрических форм небольших ударных метеоритных структур в природе мы не встретили. На образование формы ударных метеоритных структур группы А, кроме траектории и энергии метеорита, влияют многие факторы: характер грунта (особенно первичная трещиноватость, направление и угол падения пластов коренных пород), рельеф местности и т.д. След удара метеорита находится приблизительно на оси параболоида. Чем меньше угол падения метеорита к земной поверхности, тем эксцентричнее положение его следа удара в кратере.

Брекчия, залегающая под истинным дном кратера, имеет линзовидную форму (см. рис. 1). Соотношение между радиусом кратера и максимальной ее мощностью в Сихотэ-Алинских кратерах равняется 7-9. Состав брекчии зависит от характера грунта. Например, в кратерах, образовавшихся на вершине сопки Метеоритная, где рыхлые отложения очень маломощные, брекчия состоит в основном из грубых щебневых обломков, отломов и глыб коренных пород,

а в кратерах у подножия этой сопки — из перемешанных элювиальных и делювиальных отложений.

Следует отметить, что Криновым и Фонтоном (1959) описаны редкие невысокие центральные холмики внутри Сихотэ-Алинских кратеров. К 1967 г., т.е. к началу серии новых экспедиций, они были уже уничтожены земляными работами в период экспедиционных работ 1947-1952 гг.

Валы ударных, как и всех метеоритных, кратеров сложены двумя компонентами: приподнятыми пластами пород (см. рис. 1) и выброшенной из кратера аллогенной брекчией, маркирующим слоем между которыми является погребенная почва, встречающаяся в наружной части вала.

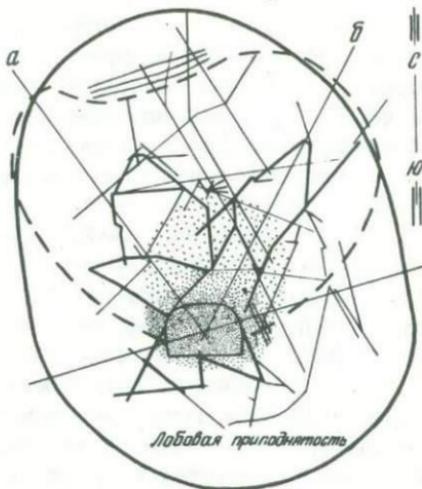
Как правило, на ровных участках рельефа большая часть выбросов из кратера накапливается по направлению падения метеорита, а у кратеров, расположенных на крутых склонах самые мощные накопления выбросов образуются вниз по склону. В 1947-1952 гг. на Сихотэ-Алинском кратерном поле наблюдались радиальные выбросы вокруг многих кратеров. В более позднее время они оказались заросшими. Судя по рисункам, представленным Криновым и Фонтоном (1959), радиальные выбросы ориентированы в основном на юго-восток, юго-запад, северо-запад и северо-восток, что приблизительно соответствует направлениям самых мощных разрушений истинного дна кратеров. Это можно объяснить наклонным ударом с севера. У кратеров на склонах сопки Метеоритная основная часть лучистых выбросов направлена вниз по склону. Длина отдельных лучей достигла 20 м (Кринов, 1959).

Форма истинного дна ударного кратера довольно четко разделяется на три части: 1) центральная депрессия; 2) так называемая бабочка в задней части дна; 3) лобовая приподнятость (см. рис. 1, 2).

Центральная депрессия находится не в геометрическом центре кратера, а несколько впереди его в зависимости от угла падения метеорита. Самой ярко выраженной формой в центральной депрессии является след удара метеорита. Это коническое или чашеобразное углубление в передней части депрессии, обозначающее конечный пункт траектории метеорита в грунте. Размеры следов удара заметно превышают размеры образующих их метеоритов. На Сихотэ-Алинском кратерном поле самые большие размеры установлены у северного (главного) следа удара в кратере № 1: его средний диаметр и глубина равняются 1,5 м. Только один из исследованных в Сихотэ-Алине кратеров был лишен ярко выраженного следа удара. Это кратер № 12 средним диаметром 12 м, на месте образования которого коренные породы покрыты рыхлыми отложениями мощностью до 3,6 м. Здесь метеорит достиг коренных пород, но след его удара выражен лишь более интенсивной вторичной их трещиноватостью. При исследовании Сихотэ-Алинских кратеров выявлено несколько случаев, когда образовавший кратер метеорит раскололся очень близко к земной поверхности или на ней, и на истинном дне кратера наблюдается несколько следов удара. Например, в кратере № 1 открыты в центральной депрессии два следа ударов

Рис. 2. План истинного дна кратера № 14 Сихотэ-Алинского поля

1 - след удара метеорита; 2 - центральная депрессия; 3 - первичные трещины в коренных породах; 4 - ударные трещины и более интенсивные направления ударной деформации по первичным трещинам; 5 - гребень вала кратера; 6 - контур "бабочки".



относительно крупных метеоритов, а вокруг них не менее четырех следов ударов более мелких метеоритов.

Пласты слагающих местность пород в пределах центральной депрессии заметно изогнуты (см. рис. 1) и разбиты интенсивной трещиноватостью.

Нередко наблюдаются типичная ромбоэдрическая ударная трещиноватость и конусы раскалывания, описанные ниже. Воронка следа удара метеорита заполнена очень мелкой брекчией или горной мукой.

Лобовая приподнятость находится в передней части кратера, обычно непосредственно за центральной депрессией - это зона резко приподнятых пластов или слоев (см. рис. 1, 2). На Сихотэ-Алинском кратерном поле максимальная ширина этой зоны колеблется от нескольких десятков сантиметров (кратер № 12) до 11 м (кратер № 1). В относительно крупных ударных кратерах отдельные пласты пород (по сравнению с первоначальным их залеганием) приподняты, поставлены на голову или местами даже опрокинуты (кратер № 1). Крылья лобовой приподнятости в боковых частях кратера почти незаметно переходят в крылья "бабочки" - очень своеобразного структурного элемента истинного дна кратера.

Термин "бабочка" был введен исследователями вывала леса в районе Тунгусской катастрофы. По мнению Станюковича (1975), "бабочка", т.е. характерная фигура вывала леса в районе полета метеорита, образовалась в основном вследствие действия волн разрежения, возникших из-за отражения волн сжатия от свободной поверхности, и хвостовых волн разрежения и сжатия, возникающих за метеорным телом на его траектории в атмосфере. Аналогичная фигура возникает непосредственно вблизи ударных кратеров (Сихотэ-Алинское падение) в результате деформации горных пород. В возникновении таких "бабочек" существенная роль принадлежит горизонтальному сдвигу пород, амплитуда которого достигает нескольких десятков сантиметров. В плане форма сдвинутых блоков пород часто приближается к ромбу (см. рис. 2). В некоторых случаях в

передней части кратера встречена небольшая и малоразвитая "бабочка". Обычно она закрыта комплексом лобовой приподнятости. Породы в пределах "бабочки" сильно раздроблены и деформированы. По форме "бабочка" плоско-выпуклая, а в плане она напоминает равнобедренный треугольник с тупым углом, в котором находится след удара метеорита. Максимальная мощность раздробленных пород наблюдается в задних частях крыльев. Угол между осями  $a$  и  $b$  крыльев "бабочки" на Сихотэ-Алинском кратерном поле колеблется от  $65$  до  $120^\circ$ . В задней части истинного дна кратера между осями крыльев "бабочки" находится неглубокая выемка, где в породах наблюдается серия трещин, более или менее перпендикулярных направлению удара (см. рис. 2).

Форма и мощность зоны трещиноватых пород под истинным дном ударного кратера точно не определены. Косвенными методами установлено, что в Сихотэ-Алинских кратерах максимальная мощность этой зоны колеблется в пределах  $0,4-0,7$  радиуса кратера, а также что форма подошвы зоны трещиноватости имеет форму усеченного парабооида (см. рис. 1). Довольно характерной является вторичная, т.е. ударная трещиноватость пород, особенно в границах центральной депрессии. Вторичные трещины имеют протяженность от  $1-2$  см до нескольких метров как по падению, так и по простиранию пород (Аалоз и др., 1974). Трещины плотно притертые, шероховатые, прямолинейные, не имеющие следов вторичных изменений. Среди вторичных трещин выделяются сопряженные, образующие систему ромбических фигур. Характерными для более крупных Сихотэ-Алинских кратеров оказываются и находки своеобразных конических структурных образований, так называемых конусов раскалывания (Аалоз, 1972). Они ориентированы вершиной в сторону раскола метеорита и встречаются как в брекчии, так и в зоне трещиноватости пород. От известных конусов сотрясения они отличаются более несовершенным видом и отсутствием на поверхности главного конуса паразитных полуконусов.

Уже было сказано, что метеоритное вещество — осколки метеорита — как правило, скапливается в центральной и передней частях кратера; определенная часть осколков рассеивается и вне кратера. Размеры и деформированность осколков находятся в прямой зависимости от энергии удара и от вещественного состава данного метеорита.

Ударно-взрывные метеоритные кратеры возникают в том случае, когда скорость удара метеорита о грунт сравнима со скоростью звука в веществе данного метеорита. При таком ударе, кроме интенсивного дробления, происходит и частичное фазовое превращение (испарение) метеоритного вещества на всем пути движения метеорита в грунте. Таким образом, взрыв метеорита приближается к цилиндрическому. Такой процесс может происходить при скоростях от  $2-3$  до  $10$  км/с.

К ударно-взрывным отнесены все девять кратеров Каалиской группы, несмотря на то, что строение самых маленьких из них яв-

ляется переходной формой к ударным, а главный кратер — к взрывным кратерам, и Илуметсаская группа, состоящая из трех метеоритных кратеров. Возможно, что сюда относится и недавно обнаруженный в Приморском крае Соболевский кратер, строение которого еще недостаточно изучено.

Диаметр нам известных ударно-взрывных кратеров колеблется от 12 до 105 м. Соотношение между радиусом и глубиной видимого кратера составляет 5-7, у самых маленьких кратеров — 10. Последнее обстоятельство объясняется тем, что все исследованные ударно-взрывные кратеры являются относительно старыми — их валы сильно денудированы, а ложбины заполнены более молодыми отложениями. Отношение радиуса к глубине кратеров со значением 10 и больше является результатом их последующей эволюции.

Из-за денудации недостаточно изучена и видимая форма кратеров. По имеющимся данным форма ложбины в плане напоминает эллипс, короткая ось которого более или менее совпадает с проекцией метеорита на земную поверхность. Вероятно, первоначально контур видимого кратера приближался к "бабочке". Самая нижняя отметка рельефа видимого дна находится в передней части кратера.

Линза брекчии, покрывающая истинное дно в Каалиских кратерах, не отличается от брекчии, заполняющей ударные кратеры. Она плоская — соотношение максимальной мощности с радиусом кратера равняется 6-7. Материал более тонкий и местами, особенно у ее краев, содержит неравномерные скопления горной муки. В Илуметсаских кратерах материал, замещающий аллогенную брекчию, представлен песками, возникшими вследствие дезинтегрирования слабо сцементированных девонских песчаников при ударе. Встречаются редкие комки моренного материала, в том числе и обломки эрратических валунов.

Валы ударно-взрывных кратеров по строению и форме похожи на валы ударных кратеров. У Илуметсаских кратеров, форма которых относительно хорошо сохранилась, валы довольно четко разделяются на три части. На восточном борту кратера Пыргухауд находится передняя, более высокая и крутая, часть вала, сложенная лобовой приподнятостью коренных и четвертичных пород и залегающими над ними выбросами (рис. 3). На северо-западном и юго-западном бортах кратеров заметны слабо выраженные бугорки. По такому же принципу построен вал главного кратера группы Каали, но он местами заметно преобразован рукой человека.

Каалиские кратеры образовались в горизонтально залегающих пластах верхнесилурийских доломитов и в покрывающей толще основной морены. Строение их валов (рис. 4) напоминает строение валов Сихотэ-Алинских кратеров. Угол приподнятости пластов разный, местами, особенно в главном кратере, он доходит до 90°. Отдельные пласты даже опрокинуты. Своеобразно строение валов Илуметсаских кратеров. Круто приподнятых пластов у них нет, а валы представляют собой пологую антиклиналь, сложенную раздробленными, местами даже дезинтегрированными, девонскими песчани-

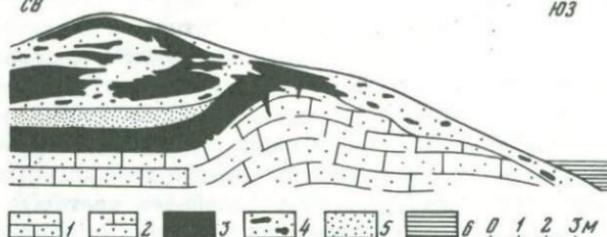


Рис. 3. Разрез северо-восточного борта и вала кратера Пыргухауд Илуметсаской группы

1 - девонские песчаники; 2 - дислоцированные девонские песчаники; 3 - суглинистая основная морена; 4 - перемешанные девонские и четвертичные отложения; 5 - четвертичные пески; 6 - торф

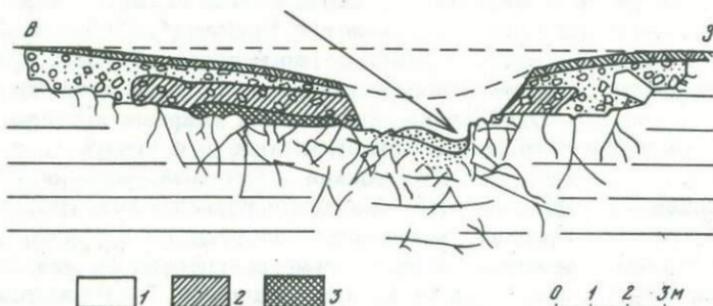


Рис. 4. Широтный разрез кратера № 4 Каалиской группы

Стрелкой указана приблизительная траектория метеорита. Количество метеоритного вещества в линзе брекчи ( $\text{г/см}^3$ ): 1 -  $< 25$ ; 2 - 25-100; 3 -  $> 100$

ками и суглинистой основной мореной, перекрытыми выбросами, сложенными из перемешанных девонских и четвертичных песков и моренного материала (см. рис. 3). В выбросах встречаются и отдельные сильно деформированные комки девонских песчаников.

Истинное дно ударно-взрывных кратеров исследовано в Каалиских кратерах № 4 и 5 с диаметрами соответственно 13 и 20 м. Они напоминают истинное дно ударных кратеров, но являются более плоскими. Центральная депрессия неглубокая и захватывает один или два пласта доломитов в коренном залегании. На месте удара пласты доломитов сильно трещиноватые, в передней части депрессии, около следа удара метеорита, доломит местами превращен в горную муку. След удара метеорита расположен от переднего края кратера на расстоянии  $1/3$ - $1/4$  его диаметра. В кратере № 4 он имеет вид полуметрового овального углубления, стены которого сложены доломитовой мукой. В кратере № 5 он имеет форму сег-

мента шара; средний диаметр его 0,5 м, стены сильно трещиноватые.

"Бабочка" исследована в центральной части Каалиского кратера № 4. Она начинается непосредственно за следом удара метеорита. Хорошо выделяются слабо выпуклые крылья, сложенные горной мукой и сильно раздробленными пластами пород. Угол между крыльями  $60^\circ$ . Горизонтальный сдвиг пород из-за сильной их раздробленности не наблюдается. В задней части кратера данных о характере "бабочки" пока нет.

Отношение между шириной зоны лобовой приподнятости и радиусом кратера равно в общем случае 4-5.

Зона трещиноватости коренных пород в Каалиской группе исследована бурением в кратере № 4 и геофизическими методами в главном кратере. Соотношение между ее максимальной мощностью и радиусом кратера составляет 1,8-2. Интересный результат был получен при исследовании зоны трещиноватости вокруг главного кратера при помощи электро- и сейсморазведки в 1974 (Аалоз и др., 1976) и в 1976 гг. Выяснилось, что она приблизительно в 2 раза превышает диаметр кратера и в плане имеет форму "бабочки", ось симметрии которой направлена с востока на запад, т.е. в сторону падения метеорита. При этом кратер находится не в переднем крае "бабочки", а в центре ее. Такая своеобразная структура возникла от совместного действия ударных и взрывных волн. В кратерах № 4 и 5 установлены типичные сопряженные пары трещин, образующие ромбические фигуры. Найдены редкие конусы раскальвания. В 1964 г. были обнаружены первые конусы сотрясения в аугигенной брекчии главного кратера Каали. В 1974 г. Коваль (1976) обнаружил конусы сотрясения среди выбросов из двойного кратера № 2 и 8.

Распределение метеоритного вещества в ударно-взрывном кратере определено только в одном случае — по широтному разрезу кратера № 4 Каалиской группы (рис. 4) — и то не полностью, так как центральная часть кратера была вскрыта Рейнвальдом в 1927 г. Путем сухой магнитной сепарации выяснено, что самая высокая концентрация осколков железного метеорита находится непосредственно над истинным дном кратера в 3-4 м сзади следа удара метеорита. Такое обстоятельство явно связано с наклонным цилиндрическим взрывом (см. рис. 3) и может оказаться характерным для всех ударно-взрывных кратеров. По наблюдениям Ковалья (1974), основная часть выброшенных из двойного кратера № 2 и 8 метеоритных осколков концентрировалась к северо-востоку от кратера.

В заключение напомним, что метеориты небольших масс падают гораздо чаще сверхгигантских. Поэтому на поверхности Земли и других планет, имеющих атмосферу, среди ударных метеоритных структур должны преобладать более мелкие, т.е. ударные и ударно-взрывные, кратеры. Список таких форм, обнаруженных на земной поверхности, по сравнению с взрывными кратерами и астроблемами недлинный. Это объясняется тем, что небольшие ударные струк-

туры довольно быстро денудировуются или заполняются более молодыми отложениями. С другой стороны, они часто остаются неопознанными, будучи приняты за карстовые, суффозионные, искусственные и другие формы рельефа.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Аалоз А.О. Ударные метеоритные кратеры. — В кн.: Метеоритика, вып. 31. М., "Наука", 1972, 68-73.
- Аалоз А.О., Дабижа А.И., Карнаух Б.С., Стародубцев В.А. Геофизические исследования на главном кратере Каали. — Изв. АН ЭССР. Химия, геология, 1976, 25, № 1, 58-65.
- Аалоз А.О., Корчемагин В.А., Осадчий Е.Г., Цветков В.И. Некоторые особенности трещиноватости в кратерах Сихотэ-Алинского метеоритного дождя. — Докл. АН СССР, 1974, 215, № 2, 409-412.
- Коваль В.И. О массе и составе метеорита Каали. — Астрон. вестн., 1974, 8, № 3, 169-176.
- Коваль В.И. О скорости метеорита Каали. — Астрон. вестн., 1976, 10, № 1, 57-60.
- Кринов Е.Л. Обстановка падения метеоритного дождя. — В кн.: Сихотэ-Алинский железный метеоритный дождь, кн. 1. М., 1959, 157-303.
- Кринов Е.Л. Метеоритные кратеры на поверхности Земли. — В кн.: Метеоритика, вып. 18. М., "Наука", 1962, 3-30.
- Кринов Е.Л., Фонтон С.С. Описание метеоритных воронок, лунок и мест падения мелких индивидуальных экземпляров поверхностного рассеяния. — В кн.: Сихотэ-Алинский железный метеоритный дождь, кн. 1. М., 1959.
- Станюкович А.К. Асимметрия разрушений в ударных и ударно-взрывных кратерах. — В кн.: Метеоритика, вып. 34. М., "Наука", 1975, 83-87.
- Станюкович К.П., Федынский В.В. О разрушительном действии метеоритных ударов. — Докл. АН СССР, 1947, 57, № 2, 129-132.

## ЭВОЛЮЦИЯ МЕТЕОРИТНЫХ КРАТЕРОВ

Успехи космонавтики позволили обнаружить метеоритные кратеры не только на обратной стороне Луны, но и открыть огромное их количество на Марсе, Меркурии и даже на Фобосе. Радиоастрономическими исследованиями обнаружены кратеры на Венере, существование которых трудно объяснить обычными геологическими процессами. Кратеры и большие кольцевые структуры являются специфическими чертами внутренних планет Солнечной системы.

В последние годы установлено метеоритное происхождение целого ряда геологических структур на Земле. Взрывное кратерообразование в результате столкновения метеоритов с планетами земной группы, по-видимому, происходило на протяжении всей истории их существования.

Какие изменения претерпевают взрывные кратерные структуры, внезапно возникающие в коре Земли и других планет, в течение последующего периода их существования длительностью в десятки, сотни тысяч лет и более? Как изменяется облик этих структур под воздействием эндогенных и экзогенных сил и в результате геодинамических процессов? Как долго такие структуры сохраняют свои характерные черты и могут быть различимы на поверхности планет? Ответ на эти вопросы продвинет наше понимание роли метеоритных ударов в формировании морфологического облика планет земной группы и Земли на ранней стадии ее развития.

Падение метеорита и образование метеоритного кратера занимает секунды и является наиболее трудным для изучения. Уникальность этого природного эксперимента состоит прежде всего в том, что огромные давления и температуры, которые возникают при столкновении метеоритов с поверхностью планет, наблюдаются лишь в эпицентрах крупных ядерных взрывов и по теоретическим оценкам характерны для центра нашей планеты.

Поскольку процесс образования кратера представляет вполне самостоятельную проблему, которая легко отделяется от проблемы дальнейшей его эволюции, в данной работе основное внимание уделяется собственной эволюции метеоритных кратеров, связанной с геодинамикой, т.е. процессам длительностью в десятки и сотни тысяч лет (Дабига и др., 1976).

### ЭВОЛЮЦИЯ КРАТЕРА В СИСТЕМЕ ЛИТОСФЕРА-АСТЕНОСФЕРА

Полигоны распределения метеоритных кратеров на Земле, построенные по каталогам ряда авторов (Взрывные кратеры..., 1968), позволяют представить зависимость числа метеоритных структур от их размеров (рис. 1). Уменьшение количества кратеров с умень-

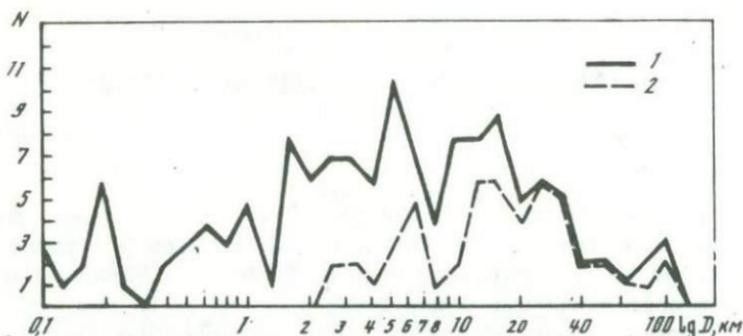


Рис. 1. Распределение метеоритных кратеров по размерам  
1 – все кратеры; 2 – кратеры с центральным поднятием

шением их размеров объясняется увеличением вероятности разрушения эрозией малых кратеров, а также захоронением их мощными толщами осадков. Уменьшение числа крупных кратеров отражает уменьшение частоты падения крупных внеземных тел.

На гистограмме, построенной для кратеров с центральным поднятием, выделяются две моды с разрывом между ними. Наличие двух мод может быть объяснено прежде всего недостаточной представительностью имеющихся данных. Одно из распространенных объяснений исходит из предположения о том, что центральное поднятие небольших кратеров (первая мода – 2,5–10 км) возникло в результате либо упругого последействия, либо всасывания в зону разрежения во время взрыва или упругой отдачи. Центральное поднятие более крупных кратеров (вторая мода – 20–60 км) предположительно возникло в результате процессов релаксации и пластического выравнивания земной коры после снятия нагрузки на большом участке (зона разгрузки).

Происхождение центрального поднятия вызывает оживленную дискуссию. Высказываются самые различные предположения. Согласно одному из них происходит втягивание расплавленной и раздробленной породы в зону разрежения, образующуюся после взрыва. Однако всасывание размягченного материала в зону разрежения может иметь место на протяжении очень короткого промежутка (не более нескольких секунд), в течение которого расплавленная порода почти не успевает сколько-нибудь остыть. Время, за которое порода затвердевает, можно приближенно оценить исходя из уравнения теплопроводности

$$c\rho \frac{\partial T}{\partial t} = \kappa \frac{\partial^2 T}{\partial x^2},$$

где  $c$  – теплоемкость,  $\rho$  – плотность,  $\kappa$  – теплопроводность. Заменяя его разностными отношениями, получаем, что для того, чтобы объем породы с линейным размером  $L$  затвердел, необходим период

времени  $t_0$ , оцениваемый приближенно по формуле

$$t_0 \sim L^2 c \rho / \kappa.$$

При  $L \approx 10 \div 1000$  м,  $c = 0,3$  кал/г·град,  $\rho = 2,5$  г/см<sup>3</sup>,  $\kappa = 0,01 - 0,1$  кал/см·град·с (с учетом лучистой теплопередачи) время затвердевания составит более 100–1000 сут, а не считанные секунды. Даже самые простые расчеты отрицают возможность возникновения центрального поднятия в результате такого процесса, поскольку за это время поднятие из расплавленной и размягченной породы успеет полностью релаксировать (рис. 2).

Как показывают опыты по моделированию кратеров, после удара в центральной части может возникать локальная горка последующего происхождения, имеющая характерную остроконечную форму (Сабанеев, 1963). Центральное поднятие большинства существующих кратеров имеет иную форму, нежели такая остроконечная горка.

Высказывается предположение о последующем вулканическом излиянии. Так, например, объясняется происхождение структуры Седбери в Канаде, колец Вредефорд в Южной Африке, Вольф Крик в Западной Австралии, Маникуаган и кольцевой дайки у 30-километрового озера Клируотер в Канаде и некоторых других. Однако радиус теплового воздействия метеорита при соударении с поверхностью Земли относительно невелик, так как горные породы непрозрачны для теплового излучения. Следовательно, только из-за динамического или термического эффекта вулканизм возникнуть не может; регион, куда упал метеорит, должен сам являться вулканической областью. В таком случае воздействие метеорита может послужить спусковым механизмом для последующей вулканической деятельности. После образования кратера и связанной с ним ослабленной зоны трещиноватости и разломов вулканическая магма может начать излияние на поверхность. Тогда непосредственный эффект взрыва крупного метеорита при его падении может играть второстепенную роль по сравнению с вызванными им вулканическими явлениями.

Однако четких доказательств инициированного вулканизма в настоящее время нет, а потому этот вопрос является спорным. Сам по себе аспект совместного воздействия метеоритного удара и взрыва с последующим вулканическим излиянием является интересной и

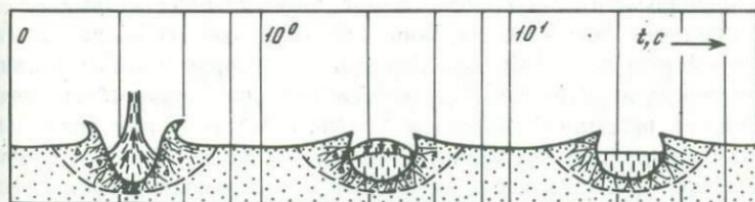


Рис. 2. Схема кратковременной динамики расплавленной и размягченной породы

сложной проблемой и требует основательной разработки, например, применительно к Луне с учетом ее тепловой истории. Однако приуроченность поднятия именно к центральной области метеоритной структуры заставляет очень осторожно подходить к оценке роли поднимающейся магмы в формировании этого поднятия. Вероятность того, что метеорит упадет именно в область эпицентра очага магмы, весьма мала. Он может упасть в некоторой области в стороне от этого очага, но тогда подъем магмы по образовавшимся трещинам и разломам может происходить даже вне зоны самого кратера.

Представления о процессах упругого последействия также являются гипотетическими. Действительно, упругие смещения и напряжения, возникающие в результате метеоритной динамики, могут достигать очень больших значений. Но в упругой среде они несут колебательный характер и исчезают (затухают) за очень короткий промежуток времени. Для создания устойчивого центрального поднятия (размером 0,2–0,5 от размера кратера) необходимо существование напряженного состояния горных пород в области метеоритной структуры на протяжении большого промежутка времени. Трудно представить физическую модель ограниченных размеров, в которой существовали бы напряжения сжатия большой величины (несколько десятков килограммов на квадратный сантиметр) без релаксации и внешнего воздействия в течение сотен тысяч и миллионов лет.

Что касается роли отраженной волны, то ее энергия слишком мала для того, чтобы вызвать напряженное состояние в метеоритной структуре, формирующее центральное поднятие, так как она убывает с расстоянием по экспоненциальному закону.

Все эти процессы рассматривались вне связи поверхностных структур с глубинными слоями Земли, что является не совсем правильным. Эволюция метеоритных кратеров не может быть не связанной с эндогенными процессами, так как именно на них накладываются экзогенные, к которым относится и метеоритная бомбардировка. Необходимо происхождение и эволюцию кратеров рассматривать в этой связи, тогда легче объяснить особенности их внутреннего строения и развития.

Для количественных расчетов и обоснования качественных выводов необходимо исходить из определенной модели. Согласно имеющимся представлениям геомеханические явления, связанные с тектоникой крупномасштабных образований, обусловлены динамикой верхней оболочки Земли до глубины 150–200 км. В пределах этой зоны выделяются два слоя, объединяемые в современной геофизической литературе понятием "литосфера": земная кора, обладающая для процессов продолжительностью свыше 100 тыс. лет длительной прочностью на разрыв приблизительно до 30 кг/см<sup>2</sup>, и переходный к астеносфере слой. Толщина литосферы в различных регионах колеблется от нескольких десятков до сотен километров. На глубине примерно 100 км под континентами и 40–50 км под океанами начинается астеносфера – слой пониженной вязкости толщиной 100–

150 км. Астеносфера не обладает сколько-нибудь заметной длительной прочностью и пределом текучести для процессов продолжительностью в несколько тысяч лет.

На астеносфере "плавают" литосфера. Благодаря относительно невысокой вязкости астеносферы земная кора в основном уравновешена, поскольку любые изменения в равновесии влекут за собой перетекание вещества в астеносфере. Нарушение и восстановление равновесия литосферы платформенных областей связано в основном с их вертикальными перемещениями. Такая динамика обусловлена воздействием вертикально направленных сил: поверхностной нагрузки или разгрузки, глубинных процессов, приводящих к разуплотнению в литосферной части мантии. Примером разгрузки является последнедевонский подъем плейстоценовых оледенений или образование крупных метеоритных депрессий.

Именно с этих позиций следует рассматривать динамику крупных метеоритных структур. Физическая модель системы такова: жесткая кора покоится на вязком субстрате. Для процессов с периодом  $t_0 \geq 10^3$  лет перемещение вещества астеносферы хорошо описывается моделью линейно-вязкой среды. Вязкость астеносферы составляет примерно несколько единиц на  $10^{20}$  П (Артюшков, 1967; Ушаков, Красс, 1972; и др.). Оболочки, находящиеся выше и ниже астеносферы, обладают вязкостью на несколько порядков выше, а потому в первом приближении их можно рассматривать как жесткие среды по отношению к астеносфере. Вязкость литосферы для нагрузок порядка  $10-20$  кг/см<sup>2</sup> и периода  $10^6$  лет составляет в среднем  $10^{22}$  П, причем для различных горных пород в зависимости от величины нагрузки эта цифра может на один-два порядка отличаться от средней. Вещество ниже астеносферы (слой С по модели Буллена) характеризуется вязкостью до  $10^{26}+10^{27}$  П. Учитывая наличие в верхней части литосферы разрывных нарушений и трещиноватости, т.е. несплошность среды, можно рассматривать эту часть литосферы как совокупность упругих блоков, заключенных в пластическую матрицу. Характер деформации здесь - преимущественное движение блоков при пластической деформации вещества по разломам (Ушаков, Красс, 1972). Зона трещиноватости и разломов у метеоритных кратеров больших размеров распространяется на значительную глубину, что существенно облегчает восстановление (динамику) кратеров.

#### ОСНОВНЫЕ УРАВНЕНИЯ, ОПИСЫВАЮЩИЕ ЭВОЛЮЦИЮ МЕТЕОРИТНЫХ СТРУКТУР (ДЕПРЕССИЙ)

На подошву земной коры под метеоритными депрессиями астеносфера оказывает выталкивающее воздействие величиной  $\rho gh$ . При этом в слое земной коры возникают напряжения разрыва. Поскольку верхняя пассивная оболочка (земная кора) обладает длительной прочностью, необходимо оценить вклад этого фактора в общую ди-

намику метеоритных структур. Напряжение растяжения  $\sigma_{xx}$  оценивается по формуле

$$\sigma_{xx} \sim \frac{\rho g h L^2}{H^2},$$

полученной из системы уравнений равновесия среды в гравитационном поле  $\vec{g}$  для двухмерного случая путем замены их разностными отношениями (Дабижа и др., 1976), где  $\sigma_{xx}$  - горизонтальная компонента тензора напряжений,  $\rho$  - плотность астеносферы,  $h$  - первоначальная глубина возмущения (депрессии),  $L$  - его характерный линейный размер,  $H$  - толщина земной коры. При  $\rho = 0,2 \text{ г/см}^3$ ,  $h = 200 \div 400 \text{ м}$ ,  $H = 35 \text{ км}$ ,  $L \leq 2-10 \text{ км}$  получаем по этой формуле  $\sigma_{xx} = 10 \div 40 \text{ кг/см}^2$ . Указанная величина сравнима с длительной прочностью на разрыв у горных пород земной коры (Ушаков, Красс, 1972).

Из приведенных расчетов видно, что для метеоритных кратеров размерами 2-10 км длительная прочность на разрыв у пород земной коры "держит" эти депрессии и выталкивающее воздействие астеносферы практически не оказывает никакого влияния на дальнейшую динамику таких структур. Приведенная оценка является приближенной с точностью до порядка величины, и в конкретных регионах указанное "пороговое" значение величины  $\sigma_{xx}$  может существенно варьировать, тем более что район метеоритной структуры по прочностным свойствам является ослабленным разрывными нарушениями на значительную глубину вследствие большой кратковременной динамической нагрузки.

Метеоритные структуры размером больше 15-20 км релаксируют в течение тысячелетий благодаря перетеканию вещества в астеносфере. Верхний литосферный слой (земная кора и "холодные" верхи мантии) можно рассматривать при этом как пассивную оболочку, передающую движение материала астеносферы. Уравнение эволюции поверхности метеоритных структур является решением краевой задачи, состоящей из: а) совокупности дифференциальных уравнений для медленных движений вязкой среды с вязкостью  $\mu$  и плотностью  $\rho$ , которая в системе координат с осью Oz, направленной вниз, имеет вид

$$-\nabla p + \mu \Delta \vec{v} + \rho \vec{g} = 0,$$

где  $\nabla$  - оператор Гамильтона,  $\Delta$  - оператор Лапласа,  $p$  - давление,  $\vec{v}$  - скорость перемещения вещества астеносферы; б) граничных условий исчезновения скорости на подошве астеносферы, отсутствия горизонтальной скорости на ее кровле и условий давления пассивной оболочки. В качестве исходного условия необходимо задать начальную форму депрессии. Подобная математическая модель восстановления депрессии на поверхности вязкого слоя была рассмотрена в работе Григоряна и др. (1966). Эволюция депрессии в предположении о том, что исходная форма задается в виде полуэллипсоида

вращения в цилиндрических координатах, описывается формулой (Ушаков, Красс, 1972)

$$\zeta(\beta, r) = h \int_0^\infty e^{-r f(u)} \frac{1}{u} \left( \frac{\sin u}{u} - \cos u \right) J_0(\beta u) du, \quad (1)$$

$$f(u) = \frac{1}{u} \frac{1+\gamma}{1-\gamma}, \quad \gamma = \frac{2(2ku - e^{-2ku} - 1 - k^2 u^2)}{2e^{-2ku} + 1 + (1 + 2ku)^2},$$

где  $r = \rho g L t / 2\mu$ ,  $\beta = 2r/L$  - соответственно безразмерные параметры времени и расстояния,  $J_0$  - функция Бесселя,  $h$  - малая полуось эллипсоида,  $k = H_a/L$  - отношение толщины вязкого слоя  $H_a$  к размеру депрессии  $L$ .

На рис. 3 показана эволюция поверхности депрессии, рассчитанная по формуле (1). На эволюцию формы существенное влияние оказывает параметр  $k$ , в чем выражается так называемый масштабный эффект. При  $H_a > L$  характер релаксации таков, что прежде всего восстанавливается центральная часть депрессии. Действительно, из системы уравнений равновесия среды в напряжениях следует, что вертикальное  $\sigma_{yy}$  и горизонтальное  $\sigma_{xx}$  напряжения связаны между собой соотношением

$$\sigma_{yy} \sim \sigma_{xx} (H_a/L)^2 = k^2 \sigma_{xx}.$$

Латеральное "затекание" лунки депрессии обусловлено влиянием горизонтального напряжения  $\sigma_{xx}$ , тогда как вертикальный подъем в центральной части обусловлен напряжением  $\sigma_{yy}$ . При сравнительно малых размерах депрессии параметр  $k$  велик и вертикальное напряжение выталкивания намного превышает горизонтальное напряжение бокового воздействия; таким образом, подъем центральной части происходит намного быстрее, чем "заплывание" периферии. Наоборот, когда размер депрессии сравним или больше толщины вязкого слоя, вертикальное напряжение выталкивания сравнимо или меньше горизонтального: в случае крупномасштабной депрессии быстрее восстанавливается периферия.

Описание процесса перемещения вещества астеносферы течением ньютоновской жидкости является в известной мере идеализацией, так как не учитывается наличие горизонтальных неоднородностей в слое астеносферы и еще в большей мере в вышележащей литосфере, что также может существенно влиять на процесс восстановления депрессии.

Период релаксации зависит от размеров депрессии; он велик для мелкомасштабных и крупномасштабных возмущений (рис. 4). Для мелкомасштабных возмущений, когда  $L \ll H_a$ , период релаксации оценивается по формуле (Ушаков, Красс, 1972)

$$T \sim \mu / \rho g L,$$

для крупномасштабных возмущений при  $L \gg H_a$

$$T \sim \frac{\mu}{\rho g H_a} \left( \frac{L}{H_a} \right)^2.$$

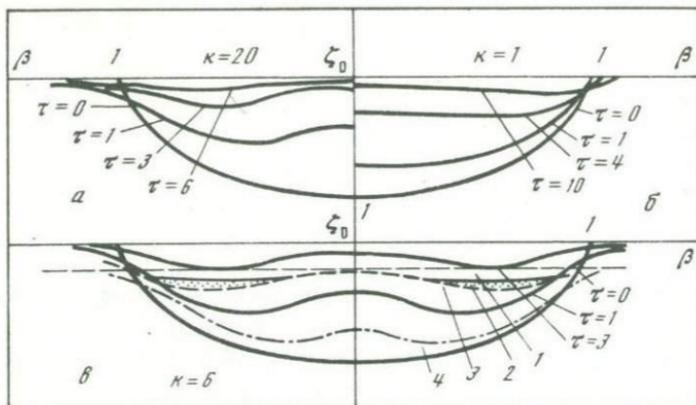
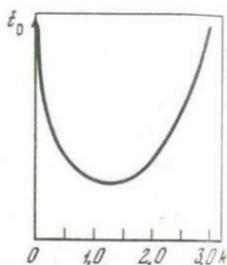


Рис. 3. Выравнивание поверхности депрессии при различных  $k$

$a - k = 20$ ;  $б - k = 1$ ;  $в - k = 6$  (расчет для размеров кратера Восточный Клирутер и его разрез); 1 - вода; 2 - осадки; 3 - раздробленные породы; 4 - нижняя граница раздробленных пород

Рис. 4. Зависимость периода релаксации  $t_0$  от  $k$



Периферийная часть относительно небольших депрессий остается долго опущенной при уже восстановленной центральной области. Быстрее всего происходит выравнивание депрессии, сравнимой с толщиной вязкого слоя. Так, при толщине астеносферы  $H_a = 100$  км и вязкости  $\mu = (1\div 3) \cdot 10^{20}$  П глубина структуры размером 80–100 км уменьшается почти в три раза за 2–3 тыс. лет, а полная релаксация имеет место за период в 20–30 тыс. лет, тогда как для структур размером в 15–30 км эти цифры составляют соответственно несколько десятков и сотен тысяч лет.

Приведенная модель эволюции метеоритных структур описывает процесс пассивного выравнивания депрессии. В природе эволюция метеоритной структуры представляется гораздо более сложной, так как на процесс пассивного восстановления накладываются поверхностные процессы денудации, эрозии и осадконакопления, а также всевозможные явления тектонического происхождения.

Пассивное восстановление депрессии достаточно крупной метеоритной структуры в системе литосфера–астеносфера, обусловленное перетеканием вещества в астеносфере, всегда должно иметь место, но насколько оно проявляется в геолого–геофизических признаках – это зависит от соотношения с активностью других процессов и размеров структуры. Астеносфера практически не участвует в подъеме структур размером в несколько километров, поскольку этому препятствуют прочностные свойства земной коры.

В этом случае эволюция формы структуры обусловлена процессами осадконакопления и эрозии, что и наблюдается в природе. Такие кратеры лежат в левой части кривой на рис. 1 (Аризона, Новый Квебек, Брент, Холлефорд, Уэст Хок и др.).

Одним из наиболее важных моментов является проверка предлагаемой модели эволюции кратера. Она может быть осуществлена путем сопоставления расчетов по указанной модели с геолого-геофизическими данными. Наиболее интересно сопоставить результаты теоретических расчетов с наблюдаемыми данными для структур с  $L > 15-30$  км, поскольку в эволюции их формы участвует динамика вещества астеносферы. Такие структуры относятся к средней части интервала второй моды на рис. 1, и именно здесь сконцентрированы точки, отвечающие кратерам с центральным поднятием (Корсуэлл, Карская, Госсес Блаф, Болтышская, Клируотер и др.).

Результаты расчетов по математической модели эволюции кратеров и данные по наблюдаемым метеоритным структурам качественно совпадают достаточно хорошо. Как показывают расчеты, скорость подъема центральной части депрессии составляет несколько сантиметров в год на первоначальной стадии релаксации; впоследствии она уменьшается. Указанная величина сравнима со скоростью денудации или осадконакопления. Например, эрозионный срез за 1 млрд. лет может достигать 4-6 км, так что небольшие кратеры типа Брент в таких местах не сохраняются. Важно отметить, что эволюция метеоритных структур происходит на фоне тектонических процессов, достаточно независимых и сильно различающихся по масштабам. Поднимающаяся центральная часть метеоритной структуры, расположенной в регионе общего тектонического поднятия, может сильно денудироваться.

Структуры, расположенные в регионах устойчивого опускания, подвергаются процессу седиментации, который может остановить подъем депрессии, с чем следует связывать, на наш взгляд, "недоразвитые" центральные поднятия, что отмечается на некоторых кратерах Советского Союза. В случае, когда центральное поднятие выражено достаточно отчетливо, опущенная периферия все равно заполняется осадками, поскольку она релаксирует крайне медленно.

На рис. 3 приведены кривые эволюции формы для кратера размером с Восточный Клируотер ( $k = 6$ ) по расчетной формуле (1), а также наблюдаемая форма структуры. При  $k = 6$  депрессия должна уменьшить свою глубину втрое за период времени  $t_0 = 20 \div 30$  тыс. лет. Имеющиеся данные показывают, что центральное поднятие и опущенная периферия выражены четко, причем периферия засыпана осадками. Появление озера и накопление осадков, когда кратер еще полностью не восстановился, привело к тому, что структура уравновесилась в поле силы тяжести и прекратила дальнейшую эволюцию.

Теоретическое сравнение с Западным Клируотером ( $k = 3$ ) показывает, что последний должен был в основном восстановиться за период времени всего около 10 тыс. лет, т.е. в три раза быстрее Восточного Клируотера. За такой сравнительно малый промежуток

времени на структуру Западный Клируотер не успели оказать воздействие процессы седиментации; в настоящее время поэтому мы видим почти восстановленную структуру, в которой фиксируются срезанное эрозией центральное поднятие и незначительно выраженная опущенная периферия, заполненная осадками малой мощности и небольшим слоем воды.

Для некоторых кратеров средних размеров характерно наличие в центральной части структуры положительной аномалии силы тяжести, связанной с центральным поднятием, на фоне отрицательной аномалии, связанной со всей структурой. Поэтому проверка предлагаемой модели эволюции кратера может быть осуществлена также путем решения прямой (и обратной) задачи гравиметрии для выбранной модели, которая сводится к восстановлению формы контактных поверхностей (в данном случае трех — аллогенной, аутигенной брекчий и фундамента). Применение традиционных методов решения такой задачи затруднительно в связи с неустойчивостью ее решения для суммы контактных поверхностей. Следует использовать методы, учитывающие информацию о механизме образования изучаемых структур. При интерпретации гравиметрических данных для центрального поднятия метеоритного кратера вполне применима модель глыбовой складчатости (Занемонец и др., 1976) и разработанные в рамках этой модели методы решения обратных задач (Михайлов, 1976). Суть метода заключается в том, что деформации слоев осадочных пород вызваны вертикальным движением блоков фундамента. На основании соответствующих уравнений механики сплошных сред можно получить уравнения, связывающие рельеф границ модели с размерами и высотой поднятия блоков фундамента, скоростью их движения и параметрами пластов. При решении обратной задачи необходимо подобрать перечисленные параметры так, чтобы гравитационное поле было близко к измеренному, а верхняя граница разреза отличалась от вычисленной не более чем на заданную величину  $H$ .

Метод опробован на Пучеж-Катункском метеоритном кратере. Были взяты три контактные поверхности. В качестве нижней границы модели выбрана поверхность ненарушенного фундамента, а в качестве деформируемых слоев — аллогенная и аутигенная брекчий (рис. 5). При достаточно хорошем совпадении наблюдаемой и теоретической кривых силы тяжести получены следующие параметры: высота поднятия — 300 м, плотность аллогенной и аутигенной брекчий — 2,35 и 2,50 г/см<sup>3</sup>, время образования центрального поднятия —  $3 \cdot 10^4$  лет при вязкости аллогенной брекчий около  $10^{18}$  П. Эти параметры достаточно хорошо согласуются с наблюдаемыми данными.

Более крупные кратеры (от 80 до 120 км) по теоретической оценке должны существенно релаксировать за период времени около 2–3 тыс. лет. Поскольку их размеры соизмеримы с толщиной вязкого слоя астеносферы, центральное поднятие выражено слабо. Полевые наблюдения для структур с указанными размерами менее представительны, чем для других, меньших размеров. Только сейчас на-

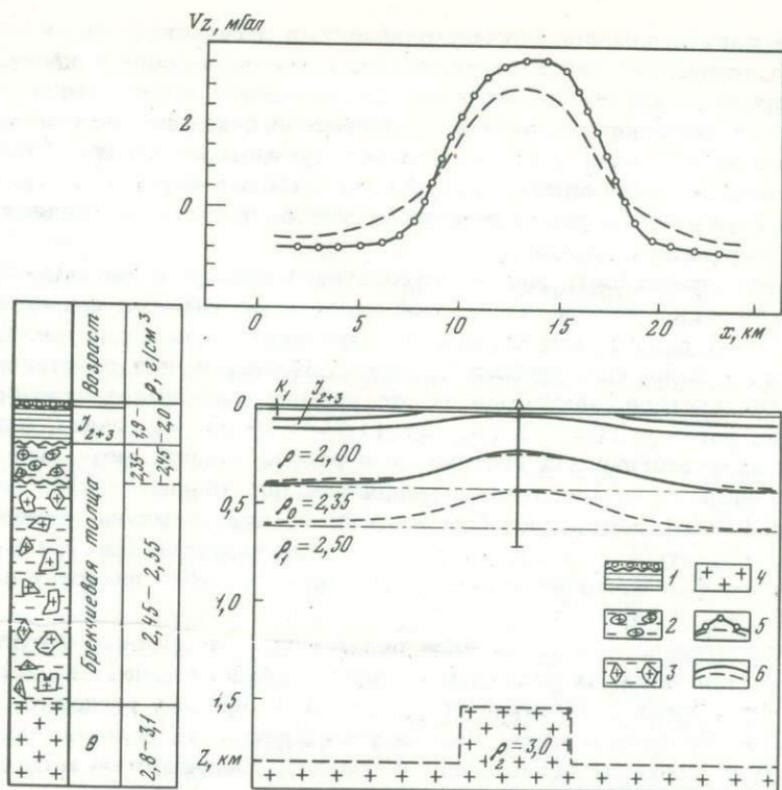


Рис. 5. Пример расчета по Пучеж-Катунскому кратеру  
 1 - осадки; 2 - аллогенная брекчия; 3 - аутигенная брекчия; 4 - фундамент; 5 - наблюдаемая и теоретическая локальные аномалии силы тяжести; 6 - наблюдаемые и теоретические геологические границы

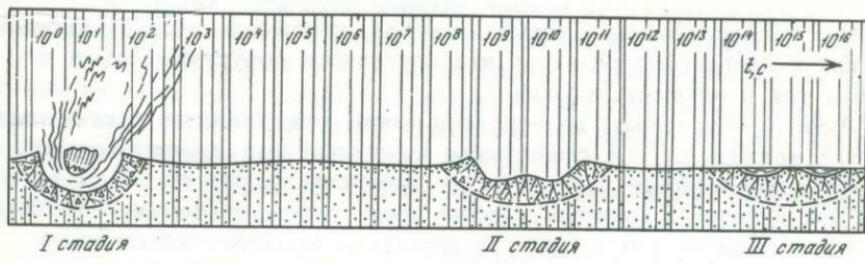


Рис. 6. Временная ось жизни метеоритного кратера

чали появляться данные о крупномасштабных структурах в несколько сот километров (Зейлик, 1976; Билс, Иннес, 1964), для которых теоретические оценки периода восстановления дают цифру в несколько десятков и сот тысяч лет. Отсутствие хорошо выраженного центрального поднятия в кольцевых структурах больших диа-

метров дает основание для многочисленных дискуссий о возможности существования таких структур. Если малые и средние кратеры фиксируются морфологическими и геофизическими признаками в виде депрессий, заполненных осадками, депрессий с кольцевым и центральным поднятиями, а также соответствующими магнитными и гравитационными аномалиями, то крупномасштабные структуры, сравнимые с размерами тектонических регионов, почти не оставляют четко выраженных следов.

Можно представить жизнь метеоритного кратера с помощью своеобразной оси времени, на которой условно отмечаются три стадии (рис. 6): I стадия, или образование кратера, занимающая секунды ( $10^0$  с) и более для крупных кратеров; II стадия, или собственная эволюция кратера, зависящая от его размеров, занимает отрезок времени порядка 10-100 тыс. лет ( $10^{11-12}$  с); III стадия, зависящая от геологической обстановки в районе падения метеорита и составляющая уже миллионы и миллиарды лет (более  $10^{15-16}$  с). Стадии II и III составляют "эволюционный" этап в жизни кратеров. Может случиться, что кратер сильно модифицируется (как Седбери) или полностью исчезает в результате активных тектонических движений земной коры.

Относительно небольшая фаза релаксации метеоритных структур в общем процессе их эволюции позволяет объяснить наличие хорошо наблюдаемых структур в тектонически спокойных регионах, например на Канадском щите. Нельзя утверждать, что большинство метеоритных кратеров обнаружено; с большей уверенностью можно полагать, что следы метеоритного воздействия существуют и на платформах, однако они скрыты осадочным чехлом и почти не обнаруживаются морфологически.

## ЛУННЫЕ КРАТЕРЫ

Что касается жизни лунных кратеров, положение обстоит несколько иначе вследствие различия как внутренней структуры Земли и Луны, так и внешних условий.

Луна, по-видимому, не является таким тектонически активным телом, как Земля, где существуют конвекционные течения мантии, вызывающие мощные тектонические процессы вплоть до образования континентов и океанов. Трудно представить, чтобы на Луне имела место динамика метеоритных кратеров, подобная той, которая предполагается для крупных земных кратеров, так как в настоящее время Луна имеет мощную твердую оболочку (порядка 500-800 км), а ускорение лунного притяжения составляет лишь 1/6 долю земного ( $1,62$  против  $9,8$  м/с<sup>2</sup>). Оболочка представляет твердый сферический слой толщиной в половину радиуса Луны и по общей прочности способна выдержать удары весьма крупных метеоритов. Большинство исследователей считают, что на Луне нет конвекционного течения, а если и есть, то очень слабое (в 50 раз слабее, чем на

Земле) и глубокое и не оказывает влияния на деформацию лунной поверхности. Тектонические движения на Земле происходят в сложных геологических условиях. С одной стороны, в них участвуют механические явления, связанные с динамикой горных пород и верхней оболочки планеты, с другой — наблюдается воздействие атмосферы и процессов эрозии и седиментации. На поверхности нашей планеты виден интегральный результат взаимодействия этих факторов.

На Луне структуры подвергаются в основном воздействию механических процессов оползания и ударам микрометеоритов. Некоторые лунные кратеры, представляющие довольно глубокие впадины с четкими, почти идеально круглыми краями, не поврежденными другими кратерами, можно отнести к сравнительно молодым. Большую часть кратеров можно отнести к сравнительно старым, их валы разрушены и покрыты множеством более мелких кратеров. Однако одного разрушения под воздействием ударов метеоритов недостаточно, чтобы объяснить наблюдаемые формы лунных кратеров. Необходимо учитывать, что внутренние части кратеров погребены под пылью и лавой, причем мелкие кратеры быстрее подвергаются этим воздействиям. Крупные кратеры часто перекрываются более мелкими.

Для многих лунных кратеров характерно наличие центральных горок. Центральные горки лунных кратеров могут служить указанием возраста этих кратеров, если исходить из гипотезы "горячего" происхождения Луны с последующим ее остыванием. Твердая кора на Луне толщиной в несколько десятков километров должна была образоваться относительно быстро, всего за несколько десятков миллионов лет, согласно расчетам по модели конвективного остывания (Краусс, Фадеев, 1975). Кора толщиной в несколько сот километров должна была образоваться в течение последующего интервала времени — от нескольких сот миллионов до 1 млрд. лет. Центральное поднятие согласно приведенной выше схеме в метеоритных структурах размером в несколько десятков километров и больше могло образоваться только при относительно тонкой коре, плававшей на аморфном, размягченном высокой температурой субстрате, когда Луна была еще "молодой". В таком случае могли иметь место эффекты вулканизма, связанные с динамическим "выплескиванием" жидкой и газообразной фаз этого субстрата. Не исключено, что образование лунных морей связано с падением крупных масс на поверхность Луны в ту эпоху; в пользу этого предположения свидетельствуют наличие в морях больших лавовых излияний и возраст морей.

Все сказанное о метеоритных структурах на Луне в значительной мере может относиться также к Меркурию и Марсу, внутреннее строение которых и физические условия на их поверхности ближе к лунным, чем к земным.

Ключ к познанию истории земной коры скрыт не только в глубоких слоях Земли, но и во внешних оболочках других планет, поскольку Земля также прошла стадию интенсивной метеоритной бомбардировки. Проблема состоит в том, чтобы обнаружить следы этого процесса.

## ЛИТЕРАТУРА

- Артюшков Е.В. Об установлении изостатического равновесия земной коры. - Изв. АН СССР. Физика Земли, № 1, 1967, 16-30.
- Билс К.С., Иннес М.Д. Оpozнание древних метеоритных кратеров. - В кн.: Метеоритика, вып. 25. М., "Наука", 1964, 3-39.
- Взрывные кратеры на Земле и планетах. М., "Мир", 1968. 266 с.
- Григорян С.С., Красс М.С., Лейтес В.Л., Ушаков С.А. К определению динамического коэффициента вязкости астеносферы. - Докл. АН СССР 1966, 170, № 2, 294-296.
- Дабижа А.И., Красс М.С., Федынский В.В. Эволюция метеоритных кратеров как структур планетной коры. - Астрон. вестн., 1976, 10, № 1, 6-18.
- Занемонец В.Б., Михайлов В.О., Мясников В.П. Механическая модель глыбовой складчатости. - Изв. АН СССР. Физика Земли, 1976, № 10, 13-21.
- Зейлик Б.С. Космогенные структуры Казахстана и интерпретация кольцевых структур, выраженных в аномальном магнитном поле на территории СССР. - Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1976, № 3, 69-75.
- Красс М.С., Фадеев В.Е. Тепловая конвекция и фазовое разделение вещества в планетах. - Астрон. вестн., 1975, 9, № 3, 152-161.
- Михайлов В.О. Применение механических моделей структурообразования при решении обратных задач гравиметрии. ОНТИ ВИЭМС. Экспресс-информация, № 15, 1976, 1-16.
- Сабанеев П.Ф. Некоторые результаты моделирования лунных цирков. - В кн.: Новое о Луне. М., Изд-во АН СССР, 1963, 314-324.
- Ушаков С.А., Красс М.С. Сила тяжести и вопросы механики недр Земли. М., "Недра", 1972. 160 с.

## ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИИ АСТРОБЛЕМ СССР

В течение 1970–1976 гг. на территории СССР выявлен ряд круговых морфоструктур, которые исходя из присущих им особенностей внутреннего строения и состава залегающих в них пород отнесены к числу астроблем. Многие были известны как структуры неясного происхождения еще ранее, но лишь специальные исследования и обнаружение признаков ударного метаморфизма дали возможность диагностировать их как образования, обусловленные высокоскоростными ударами космических тел (Масайтис и др., 1971, 1975, 1976а; Масайтис, 1973, 1974; Мовшович, Милявский, 1975; Флоренский, 1975; Вальтер и др., 1976; Gailius, Motuza, 1977). Для ряда структур это было подтверждено геологическими данными (Голубев и др., 1974), а также благодаря петрографическим и минералогическим исследованиям (Никольский, 1974; Вальтер, 1975; Юрк и др., 1975; Белов, 1976; Райхлин и др., 1976; Вальтер и др., 1977; Вишневский и др., 1977; и др.). По устным сообщениям Веретенникова, Перельгиной, Бушановой, Мельничука и др., к числу астроблем следует относить и некоторые другие структуры (Логойскую, Вяпрайскую и т.д.). Краткие сведения о диагностированных на территории СССР астроблемах помещены в табл. 1, составленной с использованием перечисленных выше материалов. Местоположение этих структур иллюстрируется рис. 1.

Несмотря на то что в печати появляются противоречивые или основанные на неполной информации данные о некоторых из этих круговых морфоструктур (Шмаенок, Малаховский, 1974; Поляков, Трухалев, 1974; Быстревская и др., 1974; Фишман, 1974; Гинтов и др., 1975; Радзивилл, 1976; и др.), в последние годы все более утверждается представление о внеземной природе этих образований, непротиворечиво объясняющее все особенности их геологического строения и состава залегающих в них пород.

Краткая характеристика астроблем на территории СССР, выявленных к концу 1973 г., дана в специальной статье, где описано 12 структур (Масайтис, 1975), теперь общее число достоверно диагностированных астроблем достигло двух десятков.

Наибольшее их число по сравнению с другими районами в настоящее время выявлено в европейской части СССР. Здесь их количество на единицу площади (2,9 на 1 млн. км<sup>2</sup>) при близком распределении по размерам превышает соответствующее соотношение для территорий таких стран, где изучение подобных структур ведется уже более полутора десятилетий, например для территории Канады (2,1 на 1 млн. км<sup>2</sup>), где установлено двадцать астроблем (Робертсон, Грив, 1973; и др.). Это вызвано весьма высокой степенью геологической изученности (в том числе разрезов осадочно-

Таблица 1

Астроблемы СССР (1976 г.)

Название	Диаметр, км	Бурение	Геофизические ис- следования	Морфология			Признаки		
				Впадина, вал (в том числе погребенные)	Центральное и кольцевое под- нятия	Кольцевые де- формации	Взрывные брекчи	Обломочные им- пактиты	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	
Попигайская	100	+	+	+	+	+	+	+	
Пучеж-Катунская	80	+	+	+	+	+	+	+	
Карская	50	+	+	+	+	+	+	+	
Болтышская	25	+	+	+	+		+	+	
Ротмистров- ская	2,5	+		+			+	+	
Калужская	15	+	+	+		+	+	+	
Янисъярви	14		+	+	+			+	
Мишиногор- ская	2,5	+	+	+		+	+	+	
Ильинская	4,5	+	+	+	+		+	+	
Каменская	25	+	+	+	+	+	+		

ударного метаморфизма					Распавшее метео- ритное вещество	Геологический возраст	Радиологической воз- раст, млн. лет	Источник
Массивные им- пактиты	Конусы разру- шения	Диалектовые минералы	Диалектовые стекла	Гипербарические фазы				
10	11	12	13	14	15	16	17	18
+	+	+	+	+	+	P <sub>3</sub>	38,9	Масайтис и др., 1971, 1975; Комаров, Райхлин, 1976 Фирсов, 1965; Масайтис, 1973, 1974, 1975
+	+	+	+			I <sub>1</sub>	183+3	Масайтис, 1973, 1974, 1975; Фишман, 1974; Вишневецкий и др., 1977
+	+	+	+	+		P <sub>1</sub>	57	Масайтис, 1973, 1974, 1975; Фишман, 1974; Вишневецкий и др., 1977
+	+	+	+			K <sub>1</sub>	96-105	Масайтис, 1973, 1974, 1975; Голубев и др., 1974; Юрк и др., 1975; Комаров, Райхлин, 1976
			+	+		K <sub>1</sub>		Масайтис и др., 1975, 1976а
			+	+		D <sub>2</sub>	400	Масайтис, 1973, 1974, 1975
+	+	+	+			PR <sub>3</sub>	720-730	Масайтис, 1973, 1974, 1975; Масайтис и др., 1976б; Белов, 1976
			+	+		D <sub>3</sub>		Масайтис, 1973, 1974, 1975
+	+	+	+		+	D <sub>1</sub>	395	Масайтис, 1973, 1974, 1975
				+		P <sub>1</sub>		Масайтис, 1975; Мовшович, Милявский, 1975

Таблица 1 (окончание)

1	2	3	4	5	6	7	8	9
Гусевская	3	+	+	+		+	+	
Беечине-Салаатинская	8		+	+		+	+	
Жаманшин	10			+		+	+	+
Оболонская	15	+	+	+	+		+	+
Зеленогайская	1,4	+	+	+			+	+
Карлинская	10	+	+	+	+	+	+	
Мизарайская	5	+	+	+		+	+	
Логойская	12	+	+	+		+	+	+
Вяпрайская	8	+	+	+		+	+	

го чехла с помощью бурения), а также сравнительно простым геологическим строением фанерозойских толщ. Нет сомнения, что сейчас выявлены еще далеко не все астроблемы, многие из них скрыты на глубине под чехлом осадочных пород. Значительное число структур, по-видимому, будет обнаружено в азиатской части СССР, особенно в стабильных районах или в районах с тенденцией к слабому погружению в течение мезозоя и кайнозоя.

Если принять ныне установленную для европейской части СССР плотность распределения за минимальную, то на всей территории Союза должно быть выявлено не менее шести-семи десятков астроблем.

Диагностика перечисленных в табл. 1 структур основана на анализе комплекса признаков, важнейшим из которых является ударный метаморфизм. Принимается во внимание также и наличие самой морфоструктуры или ее сохранившихся частей, которые доступны непосредственному геологическому изучению. Большинство астроблем на территории СССР исследовано и околонуено геологическими и геофизическими методами, многие из них разбурены. Часть структур находит выражение в рельефе поверхности (например, Попигайская, Карская, Янисьярви и др.), однако более обычны погребенные структуры, первичный рельеф которых скрыт под перекрывающими толщами пород. Видимый диаметр известных в настоящее время астроблем находится в пределах от 1,4 км (Зеленогайская) до 100 км (Попигайская). Время образования всех этих структур определяется исходя из геологического возраста толщ, залегающих в цоколе и заполняющих впадину. Астроблемы, в которых имеются импактиты, датируются радиологическим методом. Наибольшее чис-

10	11	12	13	14	15	16	17	18
						P <sub>1</sub>		Мовшович, Милавский, 1975
	+					P <sub>1</sub> ?		Масайтис и др., 1975
+		+				N <sub>2</sub>	1,0-8,1	Флоренский, 1975
		+	+		+	I <sub>2</sub>		Масайтис и др., 1976a; Вальтер и др., 1977
			+	+		K <sub>1</sub> ?		Вальтер и др., 1976
						N <sub>1</sub>		Масайтис и др., 1976a
			+	+	+	E <sub>1</sub>		Gallius, Motuza, 1977
						K <sub>2</sub>		Материалы Н.В. Веретенникова
						I <sub>2</sub>		Материалы С.В. Бушановой и С.И. Перельгиной

ло астроблем на территории СССР имеет мезозойский и кайнозойский возраст, что объясняется лучшей сохранностью более мощных молодых структур.

Несмотря на то что астроблемы значительно различаются по размерам, геологическому возрасту, по особенностям внутреннего строения и состава залегающих в них пород, они обладают рядом общих особенностей, позволяющих охарактеризовать их в целом.

Строение астроблем и состав образующихся при взрыве брекчий и импактитов в значительной степени зависят от размеров структуры, определяемой мощностью взрыва, и строения и состава пород цоколя. Могут быть выделены следующие типы геологических обстановок места удара:

1) районы с однослойным строением цоколя, сложенного: а) кристаллическими породами, б) складчатыми толщами низких ступеней регионального метаморфизма, в) горизонтально залегающими толщами осадочных пород;

2) районы с двуслойным 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 (табл. 2); двуслойный характер мишени может быть связан также и с неоднородным распределением разных по плотности пород по разрезу осадочного чехла.

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.

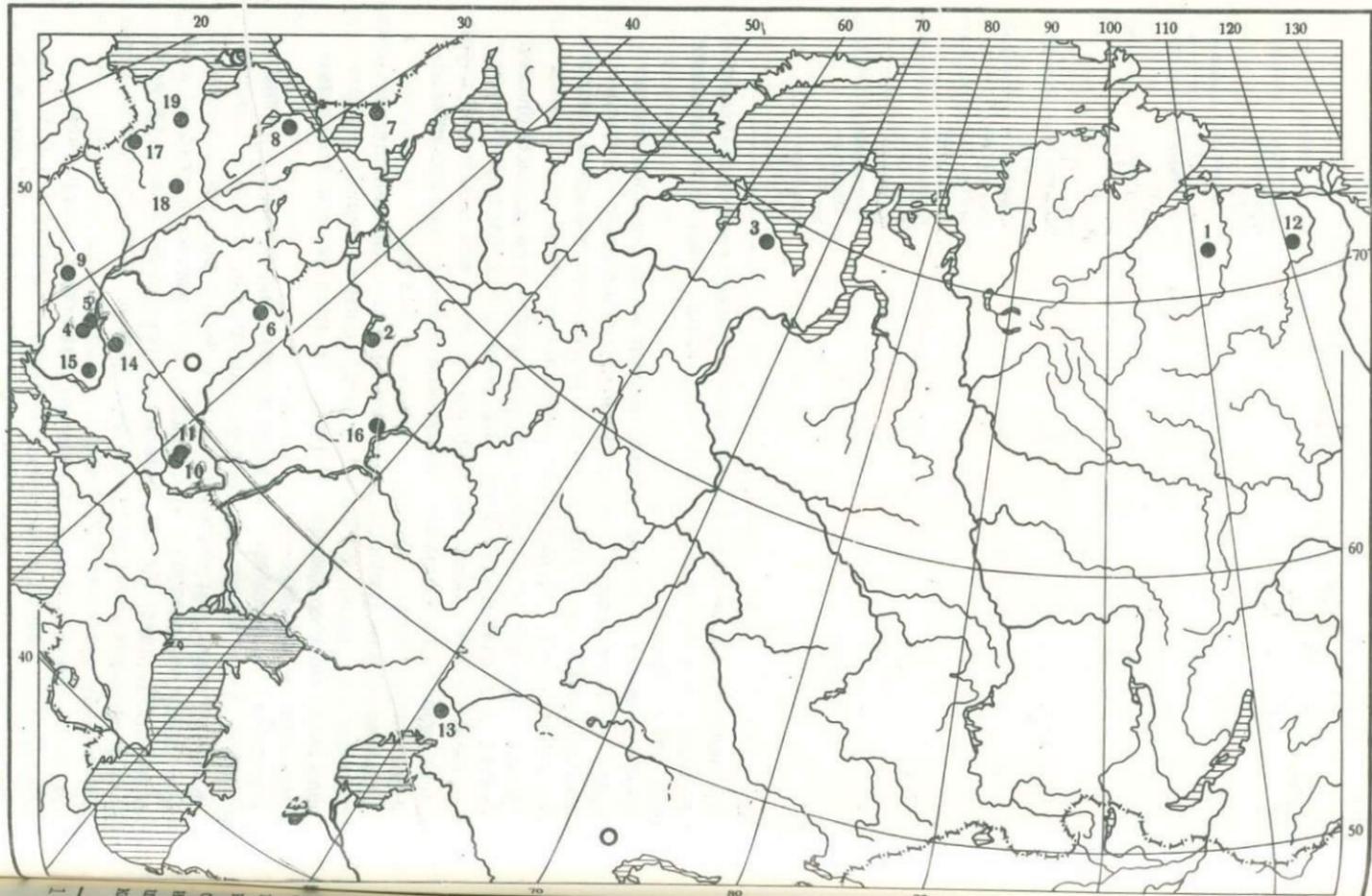


Рис. 1. Астроблемы СССР — установленные (черные кружки) и предполагаемые (светлые кружки)

1 — Попигайская; 2 — Пучеж-Катунская; 3 — Карская; 4 — Болтышская; 5 — Ротмистровская; 6 — Калужская; 7 — Янисъярви; 8 — Мишиногорская; 9 — Ильинецкая; 10 — Каменская; 11 — Гусевская; 12 — Беенчима-Салаатинская; 13 — Жаманшин; 14 — Облонская; 15 — Зеленогайская; 16 — Карлинская; 17 — Мизарайская; 18 — Логойская; 19 — Вярайская

Необходимость типизации геологических обстановок, в которых происходило образование взрывных метеоритных кратеров (особенно большого диаметра), вызвана тем, что толщи пород, обладающие различным сопротивлением сжатию, по-разному реагируют на прохождение ударной волны при взрыве ударившего тела. Это обуславливает некоторые различия в развитии как самого взрывного процесса на участке торможения, так и в характере образующегося кратера и заполняющих его пород.

Кристаллические породы (кристаллические сланцы, гнейсы, гранитоиды и др.) характеризуются наиболее низким коэффициентом изотермической сжимаемости, в то время как неметаморфизованные или слабо метаморфизованные осадочные породы отличаются повышенным его значением, являющимся функцией плотности пород. В связи с этим в слабо сжимаемых породах при прохождении ударной волны происходит более резкий температурный скачок, приводящий в большинстве случаев к их полному или частичному расплавлению.

Наиболее значительным развитием импактитов характеризуются кратеры, возникшие в пределах щитов, причем по мере увеличения диаметра структуры, отвечающего увеличению энергии взрыва, относительный объем импактитов в них возрастает. Образование кратера в двуслойной мишени в том случае, если он захватывает на значительную глубину и нижний горизонт плотных пород, обычно приводит к появлению перегиба на профиле бортов структуры.

Определяющие геологическое строение астроблем цокольный, копотогенный, заполняющий и перекрывающий комплексы пород<sup>1</sup> в зависимости от сохранности структур развиты в различной степени. Обычно наиболее интенсивно эродированные астроблемы располагаются в пределах регионов, испытывавших длительные и неоднократные поднятия (щиты, частично складчатые области), более полно сохранившиеся структуры находятся в областях плит. Так, весьма интенсивно эродирована структура Янисъярви на юге Балтийского щита, где сохранился лишь незначительный объем импактитов; такой же эрозии подверглась и Ильинецкая астроблема на Украинском

<sup>1</sup> См. статью В.Л. Масайтиса "Методы изучения астроблем" в настоящем сборнике.

Таблица 2

Геологические обстановки образования взрывных метеоритных кратеров

Строение и состав цокольного комплекса		Диаметр, км						
		1-3	3-5	5-10	10-20	20-40	40-80	>80
а		Ротмистровский (и), Зеленогайский (и)	<u>Ильинецкий (и)</u> , Мизарайский		<u>Янисьярви (и)</u>	<u>Болтышский (и)</u>		
	б	Гусевский				<u>Каменский</u>	<u>Карский (и)</u>	
	в			Бееичиме-Салаатинский, Карлинский, Вяп-ряйский				
двуслойное	$M_B < h$	в		Жаманшин (и)				
		а	Мишино-горский			<u>Оболонский (и)</u> , Калужский (и)		<u>Попига-йский (и)</u>
	$M_B \approx h$	а				Логойский (и)		<u>Пучеж-Ка-лужский (и)</u>
		в						

Примечание. а – кристаллические породы, б – складчатые породы низких ступеней регионального метаморфизма; в – горизонтально залегающие неметаморфизованные осадочные породы;  $M_B$  – мощность верхнего слоя;  $h$  – глубина кратера; (и) – импактиты в составе коллогенного комплекса.

Структуры, в которых установлено центральное или кольцевое поднятие, подчеркнуты

щите. К числу глубоко погребенных структур относятся Калужская (рис. 2), Мизарайская (мощность перекрывающего комплекса соответственно 700 и свыше 300 м). Поскольку отдельные астроблемы значительно эродированы, первоначальный диаметр их, по-видимому, был значительно больше. Большинство структур лишено насыпного вала выбросов по периферии кратера, хотя реликты покрова выброшенных брекчий и обнаруживаются в отдельных случаях (Попигайская, Вяп-ряйская, Болтышская и др.). Незначительные остатки насыпного вала установлены бурением по периферии впадины в Калужской структуре.

Как и астроблемы, известные в других районах мира, рассматриваемые структуры на территории СССР могут быть подразделены на простые – с чашеобразным профилем истинного дна (диаметр их до 2,5–3 км) – и сложные – с центральным поднятием истинного дна, к которым относится большинство изученных на глубину астроблем (см. табл. 1, 2 и рис. 3, 4). Центральные поднятия известны, в частности, в Болтышской, Карской, Оболонской, Ильинецкой, Каменской, Карлинской и других структурах. Они возвышаются на

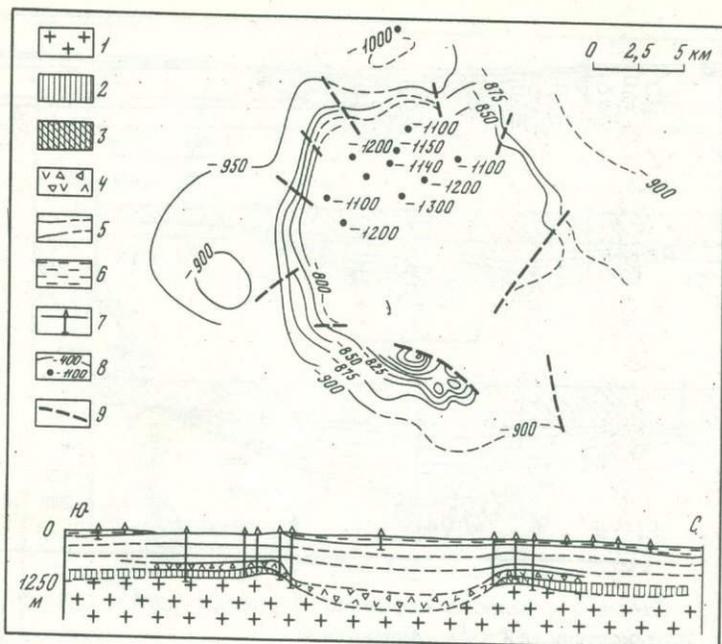


Рис. 2. Схема глубинного строения Калужской астроблемы (по материалам В.Г. Петрова и др.)

1 - архейские кристаллические породы; 2 - позднепротерозойские песчаники, глины (валдайская серия); 3 - те же породы, сильно нарушенные; 4 - аллогенные литоидные брекчии и зювиты; 5 - девонские песчаники, алевролиты, мергели, известняки (жлветский, фаменский, франский ярусы); 6 - раннекаменноугольные известняки, глины; 7 - скважины; 8 - изогипсы поверхности кристаллического фундамента и отметка глубин этой поверхности по данным сейсмических исследований; 9 - предполагаемые разрывные нарушения

сотни метров над окружающей кольцевой депрессией в рельефе истинного дна; в пределах Пучеж-Катунской структуры, например, на 2 км выше минимального уровня истинного дна во впадине (рис. 4).

Отдельные маркирующие стратиграфические горизонты или поверхности несогласий приподняты в пределах центральных поднятий на многие сотни метров. Иногда под дном структур отмечается увеличение мощностей отдельных стратиграфических горизонтов (Карлинская и др.). Одна из крупнейших известных в настоящее время астроблем - Попигайская - является сложной структурой, во внутренней части которой кольцевое поднятие фундамента имеет диаметр около 45 км. Это кольцевое поднятие асимметрично: внутренний склон его пологий, внешний - более крутой. Амплитуда кольцевого поднятия оценивается от 1 до 2,5 км.

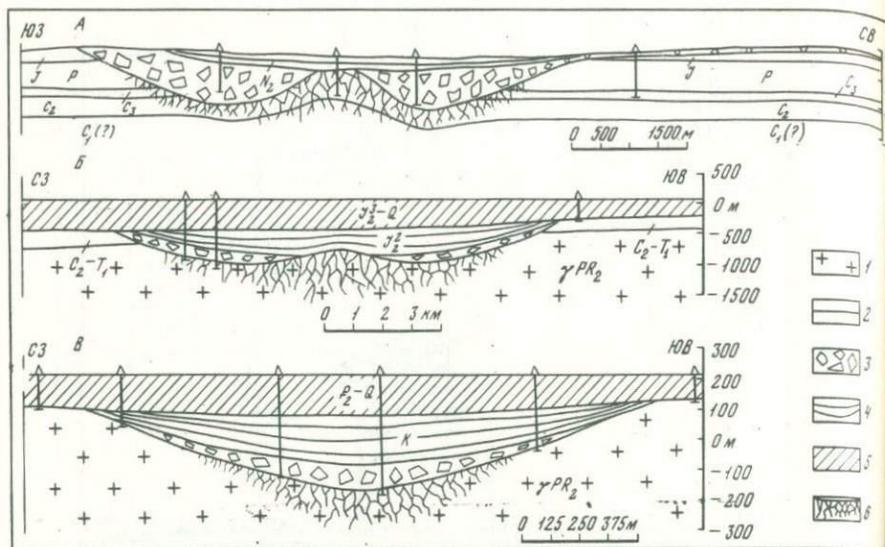


Рис. 3. Схемы глубинного строения Карлинской (А), Оболонской (Б) и Ротмистровской (Б) астроблем

1 - кристаллические породы архея и раннего протерозоя; 2 - осадочные породы палеозоя и мезозоя; 3 - аллогенные брекчии, местами зювиты (в Оболонской и Ротмистровской астроблемах); 4 - осадочные породы мезозоя и кайнозоя, заполняющие впадины кратеров; 5 - перекрывающие осадочные отложения мезозоя и кайнозоя; 6 - аутигенные брекчии в цоколе кратеров

Глубина астроблем, измеряемая от первоначальной поверхности до минимальной отметки истинного дна, незначительна по сравнению с их диаметром. В астроблемах диаметром в несколько десятков километров глубина достигает всего 1-2 км или несколько более, отношение диаметра к глубине составляет от 20:1 до 40:1, что является весьма характерным признаком.

С определением параметров ныне наблюдаемых впадин связан один из наиболее сложных вопросов образования астроблем, особенно большого диаметра - это вопрос о параметрах переходного кратера, возникающего на стадии экскавации. Геологические наблюдения говорят в пользу сравнительно небольшой глубины таких переходных (транзитных) кратеров, близкой к наблюдаемой ныне глубине структур. Об этом, в частности, свидетельствует состав выброшенных с глубины пород, которые даже для кратеров диаметром во многие десятки километров принадлежат к образованиям, известным в настоящее время на поверхности или на небольшой глубине. На это указывает и соотношение сохранившихся от размыва объемов перемещенных брекчий и импактитов с объемом ныне наблюдаемой впадины кратера. В случае значительного уменьшения объ-

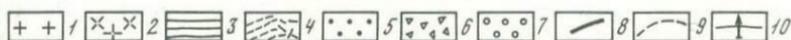
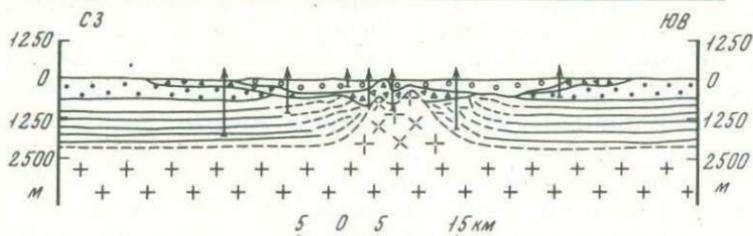
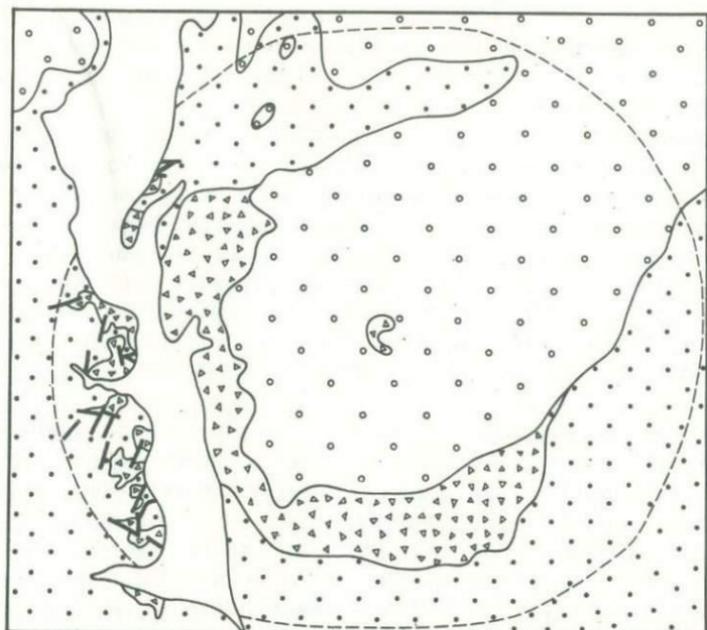


Рис. 4. Схематическая геологическая карта Пучеж-Катунской астенолитной проблемы и предполагаемый геологический разрез (по материалам Р.Р. Туманова, Л.В. Фирсова и др.)

1 - архейские-раннепротерозойские гнейсы, амфиболиты; 2 - те же породы, раздробленные и катаклазированные; 3 - позднепротерозойские-среднедевонские-раннекаменноугольные аргиллиты, мергели, известняки, доломиты; 4 - те же породы, интенсивно деформированные; 5 - среднекаменноугольные-раннетриасовые известняки, доломиты, гипсы, ангидриты, алевролиты, аргиллиты, глины, песчаники, в том числе частично деформированные; 6 - брекчия кристаллических и осадочных пород; 7 - среднеюрские-меловые глины, алевролиты, песчаники, конгломераты; 8 - разрывные нарушения; 9 - контур (на востоке и юге - предполагаемый) распространения деформированных пород позднего палеозоя и раннего мезозоя; 10 - скважины. Кайнозойские отложения не показаны

ема переходной впадины при деформациях, сопровождающих или следующих непосредственно за экскавацией, объем выброшенного материала должен значительно превышать объем ныне наблюдаемой впадины, чего не отмечается в действительности.

В зависимости от состава и строения цокольного комплекса тип деформаций по периферии кратера и на глубине под его дном может быть различным в кристаллических породах и в осадочных породах пониженной плотности. Для некоторых астроблем, располагающихся в пределах плит, установлено отмеченное выше двуслойное строение цоколя — в центральной части выступают раздробленные кристаллические породы, тогда как борта кратера образованы деформированными осадочными толщами. Таковы, в частности, Пучеж-Катунская, Калужская, Оболонская, Мишиногорская и другие структуры.

По периферии астроблем, особенно имеющих большой диаметр, эти осадочные толщи раздроблены, рассечены пологими нарушениями, местами смяты. Деформации эти затухают на глубину. Породы нередко приподняты в кольцевой зоне и образуют цокольный вал (Вяпрайская, Мишиногорская, Калужская и др.). Кристаллический цоколь, выступающий в центральной части отдельных структур, интенсивно катаклазирован, пересечен жилами брекчий, иногда с участием импактных стекол, присутствуют здесь и конусы разрушения (Пучеж-Катунская, Болтышская, Мизарайская и др.). В породах кристаллического цоколя под дном кратеров повсеместно наблюдаются различные проявления ударного метаморфизма и плавления, также затухающие на глубину (Ильинецкая, Болтышская, Мишиногорская и др.).

Образования коптогенного комплекса представлены перемещенными (аллогенными) брекчиями и импактитами<sup>1</sup>. Перемещенные брекчии залегают непосредственно на брекчированном цоколе во впадине кратера или же на ненарушенных породах за ее пределами. Переход от аутигенной брекчии цоколя к перемещенным брекчиям не всегда отчетливый.

Аллогенные брекчии в астроблемах, располагающихся в пределах плит и складчатых областей (где развиты слабо метаморфизованные складчатые толщи), — это главным образом глыбовые брекчии, содержащие раздробленные обломки местных осадочных пород, обычно значительно перемешанные и располагающиеся как ниже, так и выше своего первоначального положения. Обломки имеют размеры от нескольких сантиметров до нескольких метров. Крупные отторженцы достигают многих сотен метров в структурах большого диаметра (Пучеж-Катунская, Попигайская), они сцементированы тем же, но более тонко перетертым материалом. Во многих структурах присутствуют обломки пород с конусами разрушения.

<sup>1</sup> См. статью А.И. Райхлина и Т.В. Селивановской "Брекчии и импактиты взрывных метеоритных кратеров и астроблем" в настоящем сборнике.

Мощность линз аллогенных брекчий различна, в зависимости от сохранности и размеров структуры она составляет от нескольких метров до нескольких сот метров.

В тех случаях, когда деформированный цоколь образован кристаллическими породами (гнейсами, амфиболитами, кристаллическими сланцами, гранитоидами и др.), обломки этих пород входят в состав аллогенной брекчии и несут признаки ударного метаморфизма, а иногда и плавления. Примесь таких обломков пород кристаллического основания известна в аллогенных брекчиях Мишиногорской, Калужской, Оболонской, Логойской и некоторых других структур. Брекчии, состоящие исключительно из обломков кристаллических пород, залегают в Болтышской, Мизарайской и других астроблемах.

Как указывалось выше, ударное плавление проявилось в значительной мере в тех астроблемах, где цоколем являются кристаллические породы. Массивные и обломочные импактиты в заметном количестве выявлены в астроблемах, располагающихся на щитах (Попигайская, Болтышская, Янисъярви, Ильинецкая), в меньшей степени они развиты в структурах, образовавшихся на склонах щитов и в областях с неглубоким залеганием фундамента (Оболонская, Логойская, Калужская), или в структурах небольшого диаметра (Ротмистровская, Зеленогайская и др.). При оценке геологической структуры места удара надо иметь в виду, конечно, не современное ее состояние, а реконструируемое на момент импактного события.

Мощная (до 200 м) кольцевая линза массивных импактитов (тагамитов) залегает в Болтышской астроблеме, небольшие (до первых десятков метров) пластообразные тела таких же пород сохранились в астроблеме Янисъярви, Ильинецкой. Значительные массы тагамитов в виде пластообразных, линзообразных, рукавообразных тел и другой, обычно неправильной формы установлены в Попигайской астроблеме. Обычно они включают глыбы и мелкие обломки окружающих пород.

Состоящие преимущественно из обломков стекла импактиты - зювиты - также включают большое число фрагментов исходных кристаллических, а иногда и различных осадочных пород. Зювиты известны в Попигайской, Карской, Ильинецкой, Ротмистровской, Калужской астроблемах и в некоторых других, однако распространены они в разной степени. Зювиты часто включают различные по форме тела тагамитов, с которыми они бывают связаны постепенными переходами. В зювитовых толщах снизу вверх обычно возрастает количество обломков стекла, в то же время в самой верхней их части вновь появляются богатые литоидными обломками породы и осуществляется переход к мелкообломочным перемещенным брекчиям, почти лишенным стекла.

Массивные и обломочные импактиты залегают обычно выше литоидных перемещенных брекчий, но встречаются и внутри последних. Иногда импактиты располагаются непосредственно на раздробленном цоколе или заключены внутри него в виде неправильных участков.

Таблица 3

Средние химические составы (мас.%) импактитов и исходных пород астроблем

Компоненты	Попигайская		Пучеж-Катунская		Карская	
	Тага- миты	Гнейсы, кристал- лические сланцы	Тага- миты, эювиты	Гнейсы, амфи- болиты	Тага- миты	Песчани- ки, алев- ролиты
SiO <sub>2</sub>	63,1	64,4	57,5	55,2	58,2	58,6
TiO <sub>2</sub>	0,8	0,6	0,7	1,0	0,9	0,8
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,7	16,6	15,5	15,1	15,5	13,8
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,0	2,4	3,2	2,7	3,2	2,5
FeO	5,0	3,1	3,8	5,3	4,1	6,0
MnO	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
MgO	3,8	2,3	3,5	4,2	4,8	4,7
CaO	3,4	4,2	4,5	6,8	3,5	3,8
Na <sub>2</sub> O	2,0	3,1	3,3	3,2	2,9	3,1
K <sub>2</sub> O	2,7	3,0	1,8	1,4	2,5	1,7
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>			0,2	0,3	0,2	0,2
Число анализов	22	39	27	28	20	8

Примечание. Составлено по материалам А.А. Вальтера, А.Н. Данилина, В.А. Голубева, В.Л. Масайтиса, М.А. Маслова, М.С. Машака, А.П. Никольского, М.И. Рабкина, В.В. Хайлова, Е.М. Щаденкова и др.

Обломки различных пород и минералов, включенные в массивные и обломочные импактиты, несут разнообразные признаки ударного метаморфизма, указывающие на то, что породы испытали ударное сжатие с пиковым давлением до нескольких сотен килобар (диаплектовые кварц, полевые шпаты, биотит, амфиболы, пироксены, стекла по кварцу и полевым шпатам и др.). В породах ряда структур найдены гипербарические минералы (коэсит, стишовит и др.), образование которых обусловлено фазовыми переходами при импульсных высоких давлениях.

В результате детальных геохимических и минералогических исследований в импактитах отдельных кратеров установлены повышенные концентрации никеля, а также богатые никелем сульфиды, самородный никель, никелистое железо, которые рассматриваются как остатки расплавленного вещества ударившего тела (Попигайская, Ильинецкая, Оболонская астроблемы).

Тагамиты и эювиты по химическому составу практически полностью отвечают составу пород покоя, за счет плавления которых они возникают. Это показано на примерах астроблем Попигайской, Болтышской, Ильинецкой, Пучеж-Катунской, Карской и Янисъярви (табл. 3).

Болтышская		Янисъярви		Ильинецкая	
Тагамиты	Граниты, гнейсы	Тагамиты	Кристал- лические сланцы	Тагамиты, эювиты	Граниты, гнейсы, ам- фиболиты
67,0	67,3	60,0	62,0	63,5	64,8
0,5	0,5	0,8	0,8	0,6	0,3
14,9	14,7	18,0	17,8	15,9	14,7
1,4	1,4	1,5	2,2	2,3	0,9
2,8	2,7	5,6	4,9	2,2	4,9
0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
1,2	1,5	2,1	2,6	2,1	2,7
2,4	2,4	2,4	1,5	2,0	2,1
3,2	3,2	2,5	2,4	2,4	3,1
4,0	4,3	3,3	3,3	5,5	4,0
0,2	0,3	0,2	0,2	-	-
44	71	24	37	27	24

В ряде астроблем, где породы кэптогенного комплекса подверглись быстрому захоронению, между породами заполняющего комплекса и подстилающими аллогенными брекчиями и эювитами нередко располагается пачка сложистых пород, образованных переотложенным, слабо отсортированным материалом этих брекчий (Пучеж-Катунская, Каменская, Мизарайская и др.). Переотложенные брекчии в большинстве случаев не содержат ископаемой фауны, обнаруживаемые в них остатки организмов происходят из подстилающих раздробленных осадочных пород.

Помимо перечисленных в табл. 1 астроблем, на территории СССР имеется ряд структур, в которых пока не обнаружено ударно-метаморфизованных пород и минералов, но которые по морфологии, внутреннему строению, а в ряде случаев и по облику развитых в них пород могут сопоставляться с этими достоверно диагностированными астроблемами. Такие объекты встречаются изолированно, не связаны с окружающей геологической обстановкой и лишь с большой натяжкой могут считаться результатом обычных эндогенных или экзогенных процессов. В числе таких подозреваемых структур могут быть названы округлые в плане Курская, Кярдла, Шунак.

Курская структура имеет диаметр 5 км. В ее центральной части находится поднятие раздробленного кристаллического фундамента с амплитудой до 125 м. Структура прослежена бурением в осадочных отложениях девона и карбона, интенсивно деформированных, и скрыта под 200-метровой толщей юрских и меловых слоев (Петров, 1970).

Структура Кярдла (Эстония) выявлена в результате бурения и геофизических работ, ее диаметр 4 км. По данным Кала и Сууроя, глубина ее составляет около 400 м, она заполнена брекчиями, перекрытыми отложениями ордовика и силура, которые за пределами впадины залегают на кембрийских породах. Погребенный цокольный вал образован раздробленными гнейсами и гранитами, подстилающими кембрийские глины и песчаники, деформированные по кольцевой зоне.

Структура Шунак (Центральный Казахстан) имеет диаметр около 4 км, характеризуется резко выраженным в рельефе цокольным валом высотой до 300 м, окружающим округлую впадину, заполненную неогеновыми глинами мощностью свыше 230 м. Кратер наложен на моноклинально залегающие толщи девонских игнимбритов и липаритов и отчетливо выделяется на аэроснимках и космических снимках (Зейлик, Сушков, 1976). Поиски признаков ударного метаморфизма в породах не привели к успеху; скорее всего на поверхности такие породы не сохранились, а залегают под заполняющими кратер глинами<sup>1</sup>.

В последнее время высказываются предположения о том, что в отдельных районах СССР располагается большое число астроблем, подчас гигантских размеров. Проведенные автором совместно с Селивановской полевые наблюдения и изучение образцов и шлифов показали, что отдельные участки развития палеозойских пород или интрузий разного возраста в Центральном Казахстане, рассматривающиеся Зейликом и Сейтмуратовой (1975, 1976) как космогенные структуры или их части, не обладают какими-либо присущими астроблемам геологическими или петрографическими признаками, достаточными для отнесения их к этой категории объектов (в частности, Прибалхашско-Илийская, Борлы, Инталы, Актогай, Ак-Шокы-медное и др.).

Указания на присутствие диаплектовых полевошпатовых стекол в пределах кольцевой структуры Токрау (Зейлик и др., 1976) не подтвердились в результате проведенных нами исследований, каких-либо других признаков, свидетельствующих о принадлежности этой структуры к астроблемам, пока не выявлено. Дополнительных исследований и выяснения геологической обстановки требуют находки образцов с диаплектовым (?) кварцем в бассейне р. Ишим и в районе Джекказгана (Зейлик, Сейтмуратова, 1975).

<sup>1</sup> По данным, полученным в 1977 г. в результате бурения (Зейлик и др.), аллогенная брекчия с диаплектовым кварцем залегает в центральной части структуры на глубине около 180 м.

Ознакомление с образцами и шлифами из так называемого Центральнo-Кольского кратера (Нечаева, 1975) показало, что в них отсутствуют какие-либо признаки ударного метаморфизма, геологические материалы, в свою очередь, не дают оснований интерпретировать развитые здесь образования как результат ударно-взрывного процесса.

Образование очень крупного (диаметром во многие сотни километров) взрывного кратера на поверхности Земли в течение последних 2 млрд. лет, как показывают сопоставления с распределением послеморских кратеров на Луне, могло бы быть событием весьма малой вероятности. Пока еще нет ясных представлений о возможных геологических последствиях соударений гигантских астероидов с земной поверхностью. Прямые экстраполяции возможного строения таких структур от астроблем средних диаметров (до 50-100 км) вряд ли возможны. Следовало бы ожидать их сходства с кольцевыми морями и бассейнами ударного происхождения на других планетах (например, с морем Восточным на Луне или бассейном Жары на Марсе). Необходимо также подчеркнуть, что, за исключением астроблемы Седбери, ни в одной из известных на Земле астроблем не выявлено каких-либо признаков проявления триггерного магматизма. Надо иметь в виду, что катастрофическое ударное событие неизбежно должно было отразиться на глобальных процессах осадконакопления и развития биосферы, что не могло бы остаться незамеченным геологами. Ни прямые наблюдения, ни косвенные сообщения не дают оснований для утверждений о том, что на Земле на протяжении позднего докембрия и фанерозоя могли образоваться космогенные ударно-взрывные структуры диаметром в несколько сот километров.

Автор выражает благодарность С.В. Бушановой, А.А. Вальтеру, Н.В. Веретенникову, Р. Гайлюсу, Н.А. Донову, Б.С. Зейлику, Э.А. Кала, М.А. Маслову, Э.В. Мельничуку, Е.В. Мовшовичу, Г. Мотузе, И.А. Нечаевой, С.И. Перельгиной, К.А. Сууроя, П.В. Флоренскому за предоставленную возможность ознакомиться с геологическими и коллекционными материалами по ряду охарактеризованных в статье объектов и посетить некоторые из них.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Белов В.П. Астроблема Янисъярви (Южная Карелия). - Докл. АН СССР, 1976, 229, № 6, 1419-1422.
- Быстревская С.С., Земсков Г.А., Виноградов Г.Г. Новые данные о строении Ильинецкого палеовулкана на Украинском щите. - Геол. журн., 1974, 34, вып. 3, 123-126.
- Вальтер А.А. Расшифровка Ильинецкой структуры как астроблемы. - Докл. АН СССР, 1975, 224, № 6, 1377-1380.
- Вальтер А.А., Брянский В.П., Рябенко В.А., Лазаренко Евг.Е. О взрывной (метеоритной) природе Зеленогайской структуры на Украинском щите. - Докл. АН СССР, 1976, 229, № 1, 160-162.
- Вальтер А.А., Гуров Е.П., Рябенко В.А. Оболонский метеоритный кратер на северо-восточном склоне Украинского щита. - Докл. АН СССР, 1977, 232, № 1, 170-173.

- Вишневский С.А., Маслов М.А., Пальчик Н.А., Пономарев Г.Я. Косцит в породах Карской структуры. - Докл. АН СССР, 1977, 232, № 2, 449-452.
- Гинтов О.Б., Шевченко Т.П., Голуб В.Н. Об эндогенной природе Ильинцевской структуры. - Геол. журн., 1975, 35, вып. 1, 54-62.
- Голубев В.А., Карпов Г.М., Поповиченко В.А. Про метеоритно-вибухове нахождение Бовтиської западни на Кіровоградщині. - Доповіді АН УРСР. Сер. Б, 1974, № 1, 10-12.
- Зейлик Б.С., Сейтмуратова Э.Ю. Метеоритные структуры Казахстана и ударно-взрывная тектоника. - Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1975 № 1, 62-76.
- Зейлик Б.С., Сейтмуратова Э.Ю. Космогенные структуры Казахстана, некоторые проблемы тектоники и рудообразования. - В кн.: Магматические и метаморфические комплексы Казахстана, ч. 1. Алма-Ата, "Наука", 1976, 74-82.
- Зейлик Б.С., Сүшков В.А. Тайны уснувших вулканов. - Природа, 1976, № 5, 40-48.
- Зейлик Б.С., Парфенова О.В., Сейтмуратова Э.Ю. Импаكتиты 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, 331-333.
- Комаров А.Н., Райхлин А.И. Сравнительное изучение возраста импаكتитов методом треков и калий-аргоновым. - Докл. АН СССР, 1976, 228, № 3, 673-676.
- Масайтис В.Л. Геологические последствия падений кратерообразующих метеоритов. Л., "Недра", 1973.
- Масайтис В.Л. Некоторые древние метеоритные кратеры на территории СССР. - В кн.: Метеоритика, вып. 33. М., "Наука", 1974, 64-68.
- Масайтис В.Л. Астроблемы на территории СССР. - Сов. геол., 1975, № 11, 52-64.
- Масайтис В.Л., Данилин А.Н., Карпов Г.М., Райхлин А.И. Карлинская, Оболонская и Ротмистровская астроблемы в европейской части СССР. - Докл. АН СССР, 1976а, 230, № 1, 174-177.
- Масайтис В.Л., Михайлов М.В., Селивановская Т.В. Попигайская котловина - взрывной метеоритный кратер. - Докл. АН СССР, 1971, 197, № 6, 1390-1393.
- Масайтис В.Л., Михайлов М.В., Селивановская Т.В. Попигайский метеоритный кратер. М., "Наука", 1975, 124 с.
- Масайтис В.Л., Синдеев А.С., Старицкий Ю.Г. Импаكتиты астроблемы Янисьярви. - В кн.: Метеоритика, вып. 35. М., "Наука", 1976б, 103-110.
- Мовшович Е.В., Милявский А.Е. Проблема происхождения северо-донешского "агломерата". - Гестектоника, 1975, № 2, 114-124.
- Нечаева И.А. Признаки ударного воздействия в породах центральной части Кольского полуострова. - Докл. АН СССР, 1975, 223, № 5, 1227-1230.
- Никольский А.П. Вулканитоподобные породы фанерозоя Украинского щита и проблема их генезиса. - Геол. журн., 1974, 34, вып. 3, 111-122.
- Петров В.Г. О кольцевых вулcano-тектонических структурах на Русской плите. - В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым центральных районов европейской части СССР, вып. 6. Калуга, 1970, 320-329.
- Поляков М.М., Трухалев А.И. Попигайская вулcano-тектоническая кольцевая структура. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1974, № 4, 85-94.

- Радзивилл А.Я. Болтышская вулcano-структура. - Тектоника и стратиграфия, 1976, № 11, 16-21.
- Райхлин А.И., Данилин А.Н., Хайлов В.В. и др. Ударное плавление в астроблемах Европейской части СССР. - В кн.: Материалы к V Все-союзному петрографическому совещанию. Т. 1. Проблемы петрологии (геологические аспекты). Алма-Ата, "Наука", 1976, 310-312.
- Робертсон Р.В., Грив Р.А.Ф. Астроблемы Канады. - Природа, 1973, № 9, 70-77.
- Фирсов Л.В. О метеоритном происхождении Пучеж-Катунского кратера. - Геотектоника, 1965, № 2, 102-118.
- Фишман М.В. Позднемезозойский вулканизм юга Карского побережья. - В кн.: Геология и полезные ископаемые Северо-Востока Европейской части СССР. Сыктывкар, 1974, 118-122.
- Флоренский П.В. Метеоритный кратер Жаманшин (Северное Приаралье) и его тектиты и импактиты. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1975, № 10, 73-86.
- Шмаенок А.И., Малаховский Д.В. Трубка взрыва вблизи юго-восточного берега Чудского озера. - Вестн. Ленинград. ун-та. Геол. и геофиз., 1974, № 24, вып. 4, 97-107.
- Юрк Ю.Ю., Еременко Г.К., Полканов Ю.А. Болтышская котловина - ископаемый метеоритный кратер. - Сов. геол., 1975, № 2, 138-144.
- Gailius P., Motuza G. Žvaigždių žaizdos. - Mokslas ir gyvenimas, 1977, N 2, 7-10.

## МОРФОЛОГИЯ УДАРНЫХ КРАТЕРОВ НА ЛУНЕ И ДРУГИХ ПЛАНЕТАХ

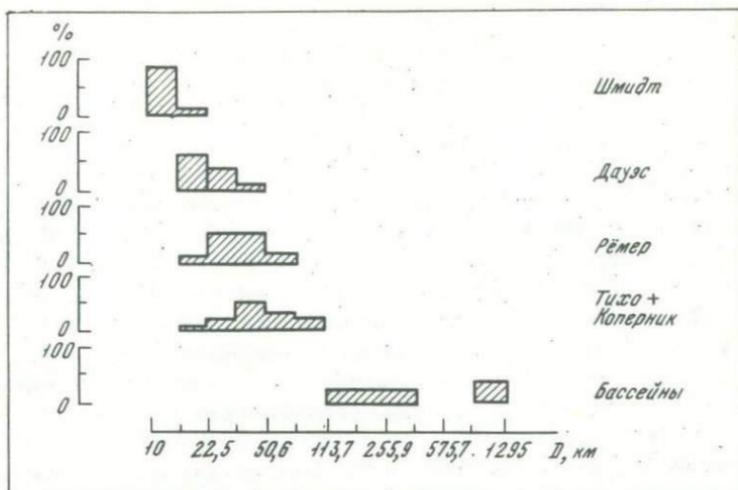
На поверхности планетных тел земной группы широко распространены кратеры — отрицательные формы рельефа округлой в плане формы. Они являются господствующими формами рельефа на Луне, Меркурии, Марсе и спутниках Марса. На Венере радарными наблюдениями с Земли открыты похожие на сильно разрушенные кратеры кольцевые структуры диаметром от нескольких десятков до сотен километров (Rumsey et al., 1974). Обилие кратеров на изученных безатмосферных небесных телах дает основание ожидать, что поверхность астероидов и спутников больших планет также покрыта кратерами.

Размеры кратеров разнятся на много порядков (см. рисунок). От структур микронных размеров на отдельных частицах лунного грунта до образования кратерного типа диаметром в сотни километров прослеживаются признаки, говорящие о едином генетическом типе процесса кратерообразования.

Морфология мелких кратеров Луны (от микрон до километра) была описана в серии работ с участием авторов этой статьи (Флоренский и др., 1971, 1972, 1975, 1976; Родэ и др., 1975; Basilevsky 1976). Было показано, что среди кратеров диаметром в десятки и сотни метров резко преобладают ударные метеоритные кратеры простой чашеобразной формы, но изредка встречаются кратеры конические, плоскодонные и с двойным валом. Характер формы кратеров этого размера в основном определяется свойствами поверхностного слоя Луны (Квайд, Обербек, 1977; Сабанев, 1963). Четкость выражения кратера в рельефе зависит от вторичных процессов эрозии, что позволяет классифицировать их по типам первичной формы и классам, выражающим их сохранность.

В настоящей работе описывается морфология ударных кратеров диаметром более нескольких километров, развитых на поверхности Луны, Меркурия и Марса. Образование кратеров такого размера выходит за рамки возможностей взрывных и ударных экспериментов. Поэтому проблемы генезиса этих форм рельефа должны решаться в основном по результатам наблюдений за природными образованиями, и в этих условиях анализ морфологии этих образований приобретает особое значение.

Происхождение лунных кратеров в течение десятков лет было предметом споров между сторонниками ударной ("метеоритной") и вулканогенной гипотез. Это в равной мере относится и к проблеме происхождения кратеров на других планетных телах. Детали этой дискуссии отражены в сборнике "Взрывные кратеры на Земле и планетах" (1968) и некоторых других изданиях. (см., например, Суха-



Гистограммы встречаемости морфологических типов свежих лунных кратеров различного диаметра

нов, 1974). Поэтому здесь мы остановимся лишь на некоторых моментах принципиального характера.

Вервяная морфология многих свежих кратеров с признаками выброса части вещества мишени с весьма высокими скоростями (лучевые системы вокруг некоторых кратеров на Луне и Меркурии, поля вторичных кратеров) и равномерно-случайное распределение кратеров по площади в пределах одновозрастных поверхностей, проявляющееся в безразличии к геологическому строению местности, на которую они накладываются, неоднократно использовались в качестве аргументов ударной гипотезы (например, Baldwin, 1963, 1974). Сторонники вулканогенного происхождения обращали внимание на несомненную связь с рядом кратеров лавовых излияний на их днищах или валах и на многоэтапность развития многих кратерных форм. Этой многоэтапности придавался смысл длительности процессов созидаания этих форм (Хабиков, 1949; Суханов, 1974; Трифионов, 1974; и др.).

Исследования последних лет дают возможность объединить эти наблюдения в рамках концепции ударного происхождения большинства кратеров с явлениями плавления пород мишени при ударе и с последующим преобразованием некоторых ударных форм в результате вулканических явлений эндогенной природы (Шмитт, 1975; Head, 1975). Изучение образцов лунных горных пород и типичных проявлений лунного вулканизма показало, что Луна в целом резко обеднена летучими компонентами и лунный вулканизм, имеющий характер спокойных излияний, не может быть причиной массового возникновения эксплозивных вулканических кратеров (Флоренский и др., 1975). В кратерных отложениях на Луне обнаружена значительная (несколько процентов) примесь метеоритного вещества (Иванов и

др., 1974; Морган и др., 1975; Morgan et al., 1974). В наиболее крупных метеоритных кратерах Земли исследованы потоки и покровы ударных расплавов, сходные с вулканическими лавами (Масайтис и др., 1976; Dence, 1971). Экспериментальные исследования ударного кратерообразования (Gault, 1973) говорят о том, что в развитии этого мгновенного с привычной точки зрения процесса можно выделить ряд последовательных этапов, и, таким образом, многоэтапность процесса (которую иногда можно выявить по особенностям морфологии кратеров) нельзя считать доказательством длительности развития этих форм. Кроме того, на них накладывается длительный процесс разрушения (оползни, обвалы и т.д.). Важно отметить, что кажущаяся приуроченность наложенных кратеров к гребню вала основного кратера объясняется высокой интенсивностью разрушения кратеров на крупных склонах (Базилевский, Попович, 1975; Basilevsky, 1976). И, наконец, в результате изучения образцов лунных горных пород и детального фотографирования лунной поверхности было установлено, что популяция лунных кратеров представляет собой непрерывную последовательность форм, охватывающую интервал в 10–11 порядков величины. Эти обстоятельства хорошо согласуются с положениями ударной гипотезы и несовместимы с вулканогенной.

Разумеется, все сказанное не означает, что кратеров вулканического происхождения на Луне и планетах нет. В частности, детальный анализ фотоснимков высокого разрешения на район посадки "Луны-24" в Море Кризисов указывает на присутствие там среди многих тысяч ударных кратеров отдельных вулканогенных (вершинные кратеры на шлаковых конусах и кальдеры) диаметром от сотен метров до нескольких километров (Флоренский и др., 1977). Относительная роль вулканических и ударных кратеров на поверхности планетного тела определяется интенсивностью процессов, происходящих в его недрах и на поверхности, например, в современную эпоху на Земле наблюдается больше вулканогенных форм, чем ударных, а на Луне или Меркурии резко преобладают ударные кратеры.

## КРАТЕРЫ ЛУНЫ

Кратеры Луны образуют непрерывную последовательность форм, различающихся по размерам и степени измененности наложенными процессами. При описании мы будем их разделять на свежие и разрушенные. Критерием свежести служит хорошая сохранность первичных элементов строения кратера и изменений, вызванных актом образования кратера на окружающей поверхности (первичный рельеф вала, лучи выбросов и т.д.) (Florensky et al., 1976).

Морфология малых кратеров Луны ( $D = 1-2$  км) описана нами ранее в серии работ. Здесь приводится описание наиболее типичной морфологии кратеров диаметром более нескольких километров.

Свежие кратеры Луны в интервале диаметров от нескольких километров до нескольких сот километров обнаруживают закономер-

ное изменение особенностей их строения в зависимости от размеров (фототабл. II, 1). Кратеры, не укладывающиеся в представленную морфологическую последовательность, на Луне крайне редки. Кратеры диаметром менее 10–15 км имеют простую чашеобразную форму, аналогичную форме получаемых в эксперименте взрывных и ударных кратеров меньшего размера. Склоны у них постепенно переходят в днище, террас на склонах обычно нет. Вал четко выражен. Отношение глубины кратера  $H$  (от гребня вала до самой низкой точки днища) к его диаметру  $D$  (по гребню вала) составляет около 0,2–0,25 (Pike, 1974; Arthur, 1974). Характерными примерами таких чашеобразных кратеров являются кратеры Шмидт в Море Спокойствия и Линней в Море Ясности (Pike, 1973).

С увеличением диаметра кратера до 15–20 км днище теряет простую вогнутую форму и становится как бы вспученным, неровным, с холмисто-грядовой поверхностью, обладающей в плане характерным "вихревым" рисунком (Smith, Sanchez, 1973). Профиль внутренних склонов близок к прямому. Склоны ровные с четким перегибом в месте перехода к днищу. Террасы на склонах встречаются редко. Характерным представителем этого типа кратеров является кратер Дауэс диаметром 18 км, расположенный на границе Моря Ясности и Моря Спокойствия. Соответственно кратеры с подобной морфологией удобно называть кратерами типа Дауэс. Отношение  $H/D$  у кратеров этого типа в среднем близко к 0,15.

В интервале диаметров 20–40 км на днище кратеров наблюдается четко выраженная центральная горка, которая занимает почти всю площадь днища – подножие центральной горки смыкается со склонами кратера. Для внутренних склонов кратера характерно развитие террас отседания. Типичным представителем таких кратеров является кратер Рёмер диаметром 39 км, расположенный к востоку от Моря Ясности. Отношение  $H/D$  у кратеров типа Рёмер в среднем близко к 0,1. Высота центральной горки на днище составляет 0,15–0,30 от общей глубины кратера.

Для интервала диаметров 35–150 км характерны кратеры с субгоризонтальным бугристым днищем, в центре которого возвышается одна или несколько сближенных центральных горок. На детальных изображениях субгоризонтальных участков днища видна "морщинистая" поверхность, характерная для поверхности потоков вязких вулканических лав на Земле (ударный расплав?). Склоны этих кратеров сильно террасированы. Типичными представителями кратеров с такой морфологией являются кратер Тихо диаметром 85 км к югу от Моря Облаков и кратер Коперник диаметром 93 км в Океане Бурь. Отношение  $H/D$  у кратеров этих типов в среднем составляет 0,07–0,05. Отношение высоты центральной горки к общей глубине кратера достаточно изменчиво – от 0,14 у кратера Аристарх до 0,27 у кратера Коперник и даже до 0,59 у кратера Тихо.

Для кратеров диаметром более 150–200 км центральные горки не характерны. Вместо них на днище кратера появляется одна или несколько кольцевых возвышенностей (внутренних валов). Такие кратеры предложено называть многокольцевыми бассейнами. Их де-

тальная характеристика изложена в ряде работ (Hartmann, Wood, 1971; Head, 1974; Moore et al., 1974; и др.). На Луне известно около 30 бассейнов диаметром от 200 до 1200 км. Из них лишь несколько можно отнести к категории свежих. Наиболее четко выраженным в морфологическом отношении является бассейн Моря Восточного. У него обычно описываются три четких кольца возвышенностей. Внешнее кольцо диаметром около 900 км представлено горами Кордильеры. Два внутренних кольца диаметром 620 и 480 км носят общее название Скалистых гор (на некоторых картах дано ошибочное название Горы Рук). Некоторые исследователи выделяют еще одно, менее четкое кольцо диаметром 320 км.

Центральная часть бассейна Моря Восточного занята базальтовой равниной — собственно Море Восточное. Эта равнина похожа на другие моря Луны и, судя по ряду признаков, образовалась в результате эндогенного базальтового вулканизма спустя довольно длительное время после образования самого бассейна. Часть центральной депрессии занята растрескавшейся равнинной поверхностью (равнинная фация), которая, по-видимому, является покровом застывшего ударного расплава. Между Скалистыми горами и равнинными участками центра бассейна наблюдается волнистая поверхность с многочисленными трещинами, которая образно называется "морщинистой" фацией. Вероятно, это застывший ударный расплав, перегруженный обломками нерасплавленных пород. Между Скалистыми горами и кольцом Кордильер развита "купольная" фация — поверхность, сложенная многочисленными куполами поперечником 1–5 км. Считается, что этот рельеф возник при катастрофических сотрясениях поверхности в процессе изостатического выравнивания первичной воронки бассейна Моря Восточного.

Характерно, что описанная выше зависимость морфологии кратеров от их размеров присуща свежим кратерам независимо от времени их возникновения, т.е. образовавшимся в коперниковский, эратосфенский и имбрийский (соответственно 0–1, 1–3 и 3–3,9 млрд. лет назад) периоды истории Луны (Florensky et al., 1976). Широко известно, что эти периоды сильно различаются по состоянию лунных недр, и выдержанность этой зависимости на протяжении трех перечисленных периодов дает основания считать ее первичной, вызванной спецификой ударного процесса в явлениях разного масштаба. Более древние кратеры сильно разрушены, и их исходная форма искажена.

Детали физического механизма образования лунных кратеров со сложной морфологией пока малопонятны. Большинство исследователей, основываясь на аргументации, изложенной в начале данной статьи, относят их к несомненно ударным структурам, но общая теория ударного кратерообразования (Станюкович, Федьинский, 1947; Станюкович, Бронштэн, 1960; Шумейкер, 1968; Baldwin, 1963) еще недостаточно подробно разработана, чтобы однозначно описать детали этого процесса. Ясной и поэтому почти не обсуждаемой является причина образования террас на склонах — горные породы подножия склона не выдерживают нагрузки вышележащих толщ. "Вих-

ревая" структура дна в кратерах типа Дауэс объясняется как результат сползания материала кратерных бортов на дно кратера (Smith, Sanchez, 1973). Центральные горки в кратерах типа Рёмер, Тихо и Коперник считаются либо следствием упругой отдачи материала дна кратера после сжатия, вызванного происхождением ударной волны, либо материалом выбросов, упавших обратно в центр кратера, либо результатом изостатической компенсации ударной выемки или кумулятивного явления типа схлопывания ударной воронки в жидкой среде (Болдуин, 1967; Шумейкер, 1968; Harlow, Shannon, 1967; Quaide et al., 1965). Появление концентрической системы колец в многокольцевых бассейнах объясняется падением части выбросов обратно в кратер, явлениями типа "замороженных" ударных волн, а также интерференцией волн сжатия и сдвига (Baldwin, 1963; Dorn, 1968; Johnson et al., 1964; Ivanov, 1976).

В работе Хеда (Head, 1976) делается попытка объяснить наблюдающуюся смену морфологических типов кратеров за счет лишь одного фактора — свойств пород мишени. Для малых кратеров такая причина морфологических изменений доказана модельными экспериментами (Квайд, Обербек, 1977; Сабанеев, 1963). По мнению этих исследователей, причиной изменений морфологии кратеров является двухслойный характер мишени, проявляющийся в том, что за счет интенсивной бомбардировки Луны на ранних этапах развития верхние 2–3 км лунной коры оказались сложенными относительно малопрочным мегареолитом, а ниже располагалась зона более прочных пород. Считается, что пока кратер не выходит из мегареолита, он сохраняет чашеобразную форму. С ростом размеров кратеров их днище встречает более прочные породы и начинает увеличиваться преимущественно в поперечнике при слабом увеличении глубины. Центральная горка появляется тогда, когда кратер углубляется в относительно прочные породы, подстилающие мегареолит. Кольцо внутренних возвышенностей в бассейнах в рамках этой модели не находит объяснения, и его считают результатом выброса материала из центра бассейна за счет энергии волны разрежения (Head, 1976). Болдуин (Baldwin, 1974) обращает внимание на то, что при достаточно больших размерах ударника удар перестает носить привычный мгновенный характер. Так, например, длительность удара при образовании бассейна Моря Дождей оценивается в десятки секунд, и эта продолжительность удара, по его мнению, может быть главной причиной отличия бассейнов от простых кратеров.

Это соображение представляется очень важным, и, по мнению авторов настоящей статьи, большая продолжительность удара в крупных событиях создает условия для явления типа упругой отдачи материала мишени после удара. Такая отдача наряду с упрочнением глубинных слоев материала мишени (это взаимосвязанное явление) может быть ответственна за образование центральной горки в кратерах типа Рёмер, Тихо и Коперник и внутреннего кольца возвышенностей в многокольцевых бассейнах, а также за уменьшение относительной глубины кратеров при переходе от типа Шмидт (чаше-

образные) к типу Дауэс и за появление своеобразной "вспученной" структуры дна у кратеров типа Дауэс.

Разрушенные кратеры диаметром более нескольких километров сосредоточены в основном на лунных материках. Их первичная морфология изменена под действием ряда наложенных процессов (фототабл. II, 2), среди которых наиболее характерны эрозия малыми кратерами и перекрытие выбросами из крупных кратеров и бассейнов (фототабл. II, 2, а-г).

Несомненно, что эти явления сопровождалось разрушением склонов кратера за счет перемещения слагающего их материала вниз под воздействием силы тяжести (обвалы, оползни, осыпи). Ранние стадии этого процесса запечатлены в виде ступенчатых террас отседания, которые наблюдаются даже в кратерах, относимых к категории свежих (фототабл. II, 1).

Весьма типично заполнение древних лунных кратеров светлым равнинообразующим материалом (фототабл. II, 2, д-е). Считается, что это материал выбросов из крупных кратеров и бассейнов с добавлением значительного количества местного материала (Oberbeck et al., 1974). Для западного "побережья" Океана Бурь и некоторых других районов Луны характерно разрушение древних кратеров за счет растрескивания их днищ (фототабл. II, 2, ж, з). Причины этого явления спорны.

Во многих местах древние кратеры Луны разрушаются за счет вулканических излияний морского типа (фототабл. II, 2, и-м), что приводит к затоплению днищ кратеров и полей кратерных выбросов, а при интенсивном развитии процесса — к полному затоплению ранее существовавших кратерных структур. Именно таким образом на месте кратерированных материковых областей создавались вулканогенные морские равнины. В ряде случаев установлено, что процесс спокойного лавового заполнения днищ кратеров происходил через сотни миллионов лет после возникновения ударной части кратера.

## КРАТЕРЫ МЕРКУРИЯ

Кратеры Меркурия очень похожи на кратеры Луны. Среди свежих кратеров Меркурия известны почти все морфологические типы свежих лунных кратеров, включая многокольцевые бассейны (фототабл. III, а-г). На Меркурии пока только не описаны кратеры типа Дауэс (Gault et al., 1975; Florensky et al., 1976).

Характерно, что на Меркурии появление таких определяющих элементов строения кратеров, как террасы на склонах, центральные горки и внутренние кольцевые возвышенности, происходит при меньших размерах кратеров, чем на Луне (Gault et al., 1975). Соответственно смена морфологических типов кратеров происходит при иных пороговых значениях диаметра. Кратеры типа Рёмер появляются при значениях диаметра 10–15 км, типа Тихо и Коперник — 15–30 км, многокольцевые бассейны — 100–150 км.

Промеры глубин меркурианских кратеров (методом теней) показывают, что по сравнению с лунными кратерами кратеры Меркурия имеют несколько меньшую относительную глубину. Для кратеров диаметром менее 7 км зависимость глубины кратера  $H$  от величины диаметра  $D$  аппроксимируется выражением  $H = 0,15 D^{1,09}$ . Для кратеров диаметром более 7 км эта зависимость имеет вид  $H = 0,93 D^{0,27}$ . Отмечается, что поля вторичных кратеров на Меркурии начинаются почти на валу кратера (фототабл. III, а, б), тогда как на Луне они отделены от вала. Считается, что все эти особенности строения меркурианских кратеров связаны с большей, чем на Луне (примерно в 2 раза), величиной ускорения силы тяжести (Gault et al., 1975).

Разрушение кратеров Меркурия, как и на Луне, протекало под воздействием трех факторов: наложенного спектра ударного кратерообразования (фототабл. III, а-в), затопления лавоподобным материалом (фототабл. II, г), напоминающим темные лавы лунных морей, и склоновых процессов.

На Меркурии обнаружен специфический тип разрушения кратеров. В некоторой ограниченной области поверхности валы многих древних кратеров и межкратерное пространство рассечены многочисленными короткими трещинами-бороздами часто неправильной в плане формы (фототабл. III, д). Днища этих кратеров заполнены более молодым, относительно светлым равнинообразующим материалом и имеют иной облик. Любопытно, что область распространения этого бороздчатого типа поверхности расположена антиподально относительно самого крупного (на сфотографированной части планеты) кратерного бассейна Жары (фототабл. III, г). Предполагают, что такое разрушение поверхности вызвано сфокусировавшимися здесь сейсмическими волнами от удара, образовавшего бассейн Жары. Интересно, что после обнаружения этого явления на Меркурии на Луне в районах, антиподальных бассейну Моря Дождей и Моря Восточного, были обнаружены образования, напоминающие бороздчатый тип местности на Меркурии (Schultz, Gault, 1974).

### КРАТЕРЫ МАРСА

Кратеры на Марсе в большинстве случаев сильно изменены наложенными процессами. Для малоизмененных форм характерны в общем те же морфологические типы, что были выделены на Луне. Надежной статистики пороговых размеров перехода от одного морфологического типа к другому пока нет.

Интересная специфическая особенность многих свежих кратеров Марса состоит в том, что выбросы из них образуют многолепестковую систему "потоков", внешне схожих с лавовыми или грязевыми потоками (фототабл. IV, а-в). Считается, что это результат присутствия в породах мишени летучих компонентов, которые в момент удара мобилизуются и способствуют ожигению и течению покрова

выбросов (Carr et al., 1977). Возможны и другие объяснения этого явления, связанные с тормозящим действием атмосферы. Нередко фронтальные части "потоков" приподняты. По-видимому, это следствие избирательной дефляции выбросов.

Процессы разрушения кратеров Марса более разнообразны, чем на Луне и Меркурии. Влияние многократно наложенного спектра кратерных форм, вероятно, было преобладающим на ранних этапах геологической истории этой планеты, а затопление лавами играло существенную роль в периоды вулканической активности. Большинство наблюдаемых сейчас кратеров, по-видимому, разрушалось под воздействием экзогенных процессов, связанных с наличием атмосферы и воды — жидкой (?) в прошлом и в форме льда сейчас. Борты кратеров часто, кроме террас отседания, содержат ориентированные рытвины и желоба (фототабл. IV, в, з). Для бортов кратеров, которые нередко осложнены оползневymi телами, характерны явления попятной эрозии с сохранением остроты бровки отступающего склона (фототабл. IV, ж). Это нередко придает кратерам омоложенный облик, что затрудняет изучение первичных особенностей марсианских кратеров (Florensky et al., 1977). На бортах марсианских "каньонов" склоновые явления достигают грандиозных масштабов и могут быть причиной полного уничтожения даже крупных кратеров. Для полярных районов Марса характерны специфические проявления процессов разрушения кратеров, которые связываются с наличием мерзлых толщ горных пород.

Кратерообразование является процессом, характерным для всех известных космических тел. Анализ истории развития рельефа планетных тел земной группы и определения абсолютного возраста лунных пород показывает, что кратерообразование имело особенно высокую интенсивность на ранних этапах развития Солнечной системы, 4,5–4,0 млрд. лет назад. Ранняя интенсивная бомбардировка и смыкающиеся с ней поздние стадии аккреции допланетного вещества в планетные тела были мощными факторами дифференциации и дегазации вещества планет (Флоренский, 1965). Морфологический анализ строения господствующего типа кратеров приводит к однозначному заключению об их возникновении в результате приповерхностного взрыва с возможным впоследствии эволюционным осложнением формы в результате наложенных процессов. Кратерные формы Луны в подавляющем большинстве возникли вследствие ударного кратерообразования. Лунный вулканизм имел характер спокойных, обычно трещинных излияний, и жидкие базальтовые лавы затопляли различные депрессии рельефа Луны под литостатическим давлением. Время лавового затопления кратеров может существенно отличаться от времени возникновения исходного ударного кратера. Кратерообразование как явление планетарного характера должно рассматриваться независимо от планетарного вулканизма.

Исходные формы ударных кратеров — результат сложного взаи-

моотношения свойств мишени и ударяющего, тела, обобщенно называемого метеоритом. Определенную роль играют ударные расплавы в кратере. Удастся установить закономерное изменение типа кратера в зависимости от его размера и свойств поверхности планеты. Последние зависят от механических свойств и слоистости мишени и тесно связаны с силой тяжести на планете.

Луна как наиболее изученное тело может быть определенным эталоном кратерообразования, и дальнейшее изучение этого процесса целесообразно вести сравнительно с лунными кратерами. Это определяется также тем, что дальнейшая эволюция и разрушение кратерных форм Луны сильно ослаблены в результате отсутствия атмосферной и водной эрозии.

Кратеры Меркурия близки по типу к лунным, но изменение особенностей их строения происходит при других размерах в связи с иной массой планеты.

Для ударных кратеров Марса следует отметить, что характер их выбросов несколько иной; он связан с наличием атмосферы и, возможно, с присутствием легкоплавких льдов в составе грунта. Особенно резко отличается последующая эволюция формы кратеров под влиянием иных условий эрозии, в которой отчетливо проявляется действие жидкого агента, вероятнее всего воды. Особенно важно подчеркнуть необходимость сравнения между собой только кратеров, находящихся в одних и тех же фазах деструкции, т.е. относящихся к одному морфологическому классу.

Общепланетарный характер кратерообразования заставляет обратить внимание на важность этого процесса в формировании раннего облика земной коры.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Базилевский А.Т., Попович В.Д. Об ускорении эволюции малых кратеров на склонах лунного рельефа. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1975, № 5, 76–80.
- Болдуин Р.Б. Что мы знаем о Луне? М., "Мир", 1967. 173 с.
- Взрывные кратеры на Земле и планетах. М., "Мир", 1968. 266 с.
- Иваёв А.В., Флоренский К.П., Стахеев Ю.И. Метеоритное вещество в поверхностных слоях Луны. — В кн.: Метеоритика, вып. 33. М., "Наука", 1974, 73–78.
- Квайд У.Д., Обербек В.Р. Определение мощности поверхностного слоя Луны по лунным ударным кратерам. — В кн.: Механика образования воронок при ударе и взрыве. М., "Мир", 1977, 86–129.
- Масайтис В.А., Михайлов М.З., Селивановская Т.В. Попигаийский метеоритный кратер. М., "Наука", 1975. 123 с.
- Морган Дж., Ганапази Р., Хигачи Х., Андрес Э. Метеоритное вещество на Луне. — В кн.: Космохимия Луны и планет. М., "Наука", 1975, 518–541.
- Родэ О.Д., Иванов А.В., Флоренский К.П. и др. Микроморфология поверхности стеклянных сферических частиц лунного грунта. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1975, № 3, 18–27.
- Сабанеев П.Ф. Некоторые результаты моделирования лунных цирков. — В кн.: Новое о Луне. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1963, 314–324.
- Станюкович К.П., Бронштэн В.А. Роль внешних космических факторов в эволюции Луны. — В кн.: Луна. М., Изд-во АН СССР, 1960, 299–330.

- Станюкович К.П., Федынский В.В. О разрушительном действии метеоритных ударов. — Докл. АН СССР, 1947, 57, № 2, 129-132.
- Суханов А.Л. Вулканические формы на Луне. — В кн.: Вулканизм и тектоника Луны. М., "Наука", 1974, 7-173. (Труды ГИН, вып. 262).
- Трифонов В.Г. Геология лунных морских впадин. — В кн.: Вулканизм и тектоника Луны. М., "Наука", 1974, 174-247. (Труды ГИН, вып. 262).
- Флоренский К.П. О начальном этапе дифференциации вещества Земли. — Геохимия, 1965, № 8, 909-914.
- Флоренский К.П., Базилевский А.Т., Иванов А.В. Роль экзогенных факторов в формировании лунной поверхности. — В кн.: Космохимия Луны и планет. М., "Наука", 1975, 439-452.
- Флоренский К.П., Базилевский А.Т., Бобина Н.Н. Процессы преобразования поверхности Луны в районе Лемонье по результатам детального изучения на "Луноходе-2". — В кн.: Тектоника и структурная геология. Планетология. М., "Наука", 1976, 205-234.
- Флоренский К.П., Базилевский А.Т., Гурштейн А.А. и др. К проблеме строения поверхности лунных морей. — В кн.: Современные представления о Луне. М., "Наука", 1972, 21-45.
- Флоренский К.П., Базилевский А.Т., Пронин А.А. Геологическая обстановка в окрестностях места посадки станции "Луна-24" на юго-востоке Моря Кризисов. — Геохимия, 1977, № 10, 1449-1464.
- Флоренский К.П., Базилевский А.Т., Пронин А.А., Попова З.В. Предварительные результаты геоморфологического изучения панорамы. — В кн.: Передвижная лаборатория на Луне — "Луноход-1". М., "Наука", 1971, 96-115.
- Хабаков А.В. Об основных вопросах истории развития поверхности Луны. — Зап. ВГО: Нов. сер., 1949, 6.
- Шмитт Г.Г. Эволюция Луны: модель 1974 г. — В кн.: Космохимия Луны и планет. М., "Наука", 1975, 345-357.
- Шумейкер Ю.М. Интерпретация лунных кратеров. — В кн.: Взрывные кратеры на Земле и планетах. "Мир", 1968, 184-221.
- Arthur D.W.G. Lunar crater depths from Orbiter IV long-focus photographs. — Icarus, 1974, 23, N 11, 116-133.
- Baldwin R.B. The measure of the Moon. Univ. Chicago Press, 1963.
- Baldwin R.B. On the origin of mare basins. — Proc. 5th Lunar Sci. Conf. N.Y., Pergamon Press, 1974, 1-10.
- Basilevsky A.T. On the evolution rate of small lunar craters. — Proc. 7th Lunar Sci. Conf. N.Y., Pergamon Press, 1976, 1005-1020.
- Carr M.H., Crumpler L.S., Cutts J.A. et al. Martian impact craters and emplacement of ejecta by surface flow. — J. Geophys. Res., 1977, 82, N 28, 4055-4065.
- Dence M.R. Impact melts. — J. Geophys. Res., 1971, 76, N 23, 5552-5565.
- Dorn W.G. van. Tsunamis on the Moon? — Nature, 1968, 220, 1102.
- Florensky C.P., Basilevsky A.T., Grebennik N.N. The relationship between lunar crater morphology and crater size. — Moon, 1976, 16, N 1, 59-70.
- Florensky C.P., Basilevsky A.T., Polosukhin V.P. Comment on: Characteristics of fresh martian craters as a function of diameter: Comparison with the Moon and Mercury. Ed. M.J. Cintala et al. — Geophys. Res. Lett., 1977, 4, N 6, 243-244.
- Gault D.E. Dispalced mass, depth, diameter and effects of oblique trajectories for impact craters formed in dence crystalline rocks. — Moon, 1973, 6, N 1, 32-34.
- Gault D.E., Guest J.E., Murray J.B. et al. Some comparisons of impact craters on Mercury and the Moon. — J. Geophys. Res., 1975, 80, N 17, 2444-2460.

- Harlow F.H., Shannon J.P. Distortion of a splashing liquid drop. — *Science*, 1967, 157, 547-550.
- Hartmann W.K., Wood C.A. Moon: Origin and evolution of multi-ring basins. — *Moon*, 1971, 3, N 1, 3-78.
- Head J.W. Orientale multi-ringed basin interior and implications for the petrogenesis of lunar highland samples. — *Moon*, 1974, 11, N 3, 327-356.
- Head J.W. Processes of lunar crater degradation: change in style with geologic time. — *Moon*, 1975, 12, N 3, 299-329.
- Head J.W. The significance of substrate characteristics in determining morphology and morphometry of lunar craters. — *Proc. 7th Lunar Sci. Conf. N.Y.*, Pergamon Press, 1976, 2913-2929.
- Ivanov B.A. Gravity effect on crater formation: Thickness of ejecta and concentric basins. — *Proc. 7th Lunar Sci. Conf. N.Y.*, Pergamon Press, 1976, 2947-2965.
- Johnson G.G., Vand V., Dacheille F. Additional rims around Ries Kessel meteorite crater. — *Nature*, 1964, 201, 592.
- Moore H.J., Hodges C.A., Scott D.H. Multiringed basins — illustrated by Orientale and associated features. — *Proc. 5th Lunar Sci. Conf. N.Y.*, Pergamon Press, 1974, 71-100.
- Morgan J.W., Ganapathy R., Higuchi H. et al. Lunar basins: Tentative characterization of projectiles, from meteoritic elements in Apollo-17 boulders. — *Proc. 5th Lunar Sci. Conf. N.Y.*: Pergamon Press, 1974, 1703-1736.
- Oberbeck V.R., Morrison R.H., Hörz F. et al. Smooth plains and continuous deposits of craters and basins. — *Proc. 5th Lunar Sci. Conf. N.Y.*, Pergamon Press, 1974, 111-136.
- Pike R.J. The lunar crater Linne. — *Sky and Telesc.*, 1973, 46, N 6, 364-366.
- Pike R.J. Depth/diameter relation of fresh lunar craters: Revision from spacecraft data. — *Geophys. Res. Lett.*, 1974, 1, N 7, 291-294.
- Quaide W.L., Gault D.E., Schmidt R.A. Gravitational effects on lunar impact structures. — In: *Geological problems in lunar research*. Ed. H.E. Whipple. N.Y. Acad. Sci. Ann., 1965, 123, N 2, 563-572.
- Rumsey H.C., Morris G.A., Green R.R., Goldstein R.M. A radar brightness and altitude image of a portion of Venus. — *Icarus*, 1974, 23, N 1, 1-7.
- Schultz P.H., Gault D.E. Seismic effects from major basin formation on the Moon and Mercury. — *NASA Tech. Memo. X-62*, 1974, 388.
- Smith E.L., Sanchez A.G. Fresh lunar craters: Morphology as a function of diameter, a possible criterion for crater origin. — *Modern Geol.*, 1973, 4, N 1, 51-59.

## КОЛЬЦЕВЫЕ СТРУКТУРЫ-ГИГАНТЫ НА ЗЕМЛЕ И ДРУГИХ ПЛАНЕТАХ

Фотографирование Луны, Марса, Меркурия, спутников Марса (Фобос) и Юпитера (Ганимед) с помощью космических аппаратов, а также радарная локация Венеры позволили обнаружить на поверхности этих небесных тел большое количество кратеров и кольцевых структур, значительная часть которых, несомненно, имеет взрывную космогенную природу. Размеры этих кольцевых структур варьируют в очень широких пределах. Поперечники наиболее крупных из них достигают от нескольких сот километров почти до 2000 км.

Фотографирование поверхности Земли из космоса, выполненное для больших территорий, позволило выявить многочисленные, в различной степени завуалированные эрозионно-аккумулятивными процессами кольцевые структуры сходных, в том числе и гигантских размеров. На геологических картах, охватывающих крупные регионы, также находят отражение крупные структурные элементы поверхности планет в виде изометричных округлых и эллипсовидных впадин и синеклиз, которые обнаруживают морфологическое сходство с наиболее крупными кольцевыми структурами других планет. Многочисленны также огромные дугообразные горноскладчатые сооружения: Гималаи, Карпаты, Западные Альпы и др. Дугообразная форма обычна и для островных дуг. Изометричная, нередко овальная форма присуща внутренним и окраинным морям, крупным морским заливам (Охотское и Японское моря, Южно-Каспийская впадина, Мексиканский и Гудзонов заливы и др.).

Вкладом в изучение природы кольцевых структур-гигантов служат исследования, выполненные на ряде весьма крупных структур в Казахстане. Одной из этих структур является Ишимская (Тенизская) (Зейлик, Сейтмуратова, 1974). Она имеет поперечник около 700 км и рассматривается Абдулкабировой и др. (1971) как Сарысу-Кокчетавское сводовое поднятие, подразделяющееся на Северо-Казахстанский и Сарысу-Тенизский своды и Тенизскую впадину. Структура обладает отчетливым радиально-кольцевым строением (рис. 1). Морфология фундамента Тенизской впадины, выраженная в рисунке изопахит для отложений пермо-карбона, подчеркивает эту ее особенность. Центр структуры (район населенных пунктов Мариновки, Жалтыра, Астраханска, Первомайки) отмечается обширным по площади пониженным магнитным полем и относительным гравитационным минимумом.

Ишимская структура характеризуется уменьшением мощности консолидированной коры в пределах Тенизской впадины до 35 км против 45-50 км в восточном обрамлении за счет уменьшения мощности гранитно-метаморфического слоя с 24 до 12 км. Это

явление объяснялось воздыманием и интенсивной эрозией Тенизского блока в период от протерозоя до среднего девона включительно. В постсреднедевонское время предполагалось опускание этого блока, приведшее к накоплению мощных разновозрастных отложений, выполняющих Тенизскую впадину. Однако такие колебательные движения вследствие изостатического выравнивания должны были найти соответственное выражение в глубинах границ Мохоровичича и Конрада, чего по данным глубинных сейсмических зондирований (ГСЗ) не наблюдается. Резкое уменьшение мощности консолидированной части земной коры, соответствующее углублению Тенизской впадины в гранитно-метаморфическом слое, с нашей точки зрения, объясняется космогенным характером этой структуры.

Кольцевой характер Ишимской структуры, радиально-кольцевое строение Тенизской впадины по отношению к ее центру, отмечаемому отрицательными магнитной и гравитационной аномалиями, подъем границ Мохоровичича и Конрада позволили предположить, что возникновение структуры является результатом удара и взрыва астероида или кометы. При взрыве образовался огромный кратер с поперечником около 350 км и глубиной порядка 10-12 км, включающий Тенизскую впадину и южную часть Северо-Казахстанского свода.

Одной из характерных морфологических особенностей крупных метеоритных кратеров является центральное поднятие, или центральный купол. Иногда центральное поднятие является кольцевым (Масайтис и др., 1975).

Было выдвинуто предположение, что центральное поднятие Ишимской структуры представлено ордовикскими и докембрийскими отложениями в ее центре. Выполненные здесь исследования позволили выявить ударно-метаморфизованные породы, обычные для метеоритных кратеров. Широко развито интенсивное дробление пород. На отдельных участках (в частности, в 15 км восточнее Первомайки) сохранилась аллогенная брекчия, представленная глыбами ордовикских осадочных пород с поперечником до 1-1,5 м, скрепленными тонкораздробленным материалом того же состава. При микроскопическом изучении горных пород, не подвергшихся контактовому воздействию силурийских и более поздних интрузий, на всем протяжении от Первомайки до Астраханки, Жалтыра и далее до Мариновки, т.е. на расстоянии порядка 100 км, в них установлены ярко выраженные планарные структуры в кварце, рассматривающиеся как наилучший петрографический критерий удара.

Образовавшийся метеоритный кратер являлся лишь центральной частью Ишимской структуры. Внешняя ее часть представлена широкой, до 150-200 км в поперечнике, зоной грабенов и глыбовых складок; на геологической карте здесь видны центробежные надвижки. Грабены и глыбовые складки, имеющие ширину от 7-10 до 70 км, образуют практически непрерывную кольцевую систему, элементами которой являются устанавливаемые ГСЗ мощные зоны

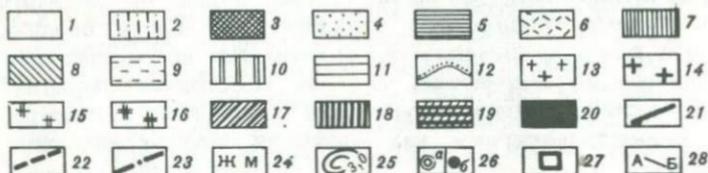


Рис. 1. Схема геологического строения Ишимской кольцевой структуры. Составлена на основе геологической карты Беспалова и др. (1965) с использованием материалов Н.Г. Хандошко и данных дешифрирования сверхмелкомасштабных фотосхем

Отложения: 1 - кайнозойские, 2 - юрские, 3 - триасовые, 4 - пермские, 5 - каменноугольные, 6 - девонские, 7 - силурийские, 8 - нижнепалеозойские нерасчлененные, 9 - ордовикские, 10 -

мантийных разломов, наклоненных, как и центробежные надвиги, в направлении от центра структуры. Кольцевой системе разломов в северной части структуры отвечает область резкого затухания и прекращения регистрации головной волны, преломляющейся на поверхности Мохоровичича, выделенная на профиле ГСЗ Темиртау-Петропавловск. Эта область предположительно отвечает мощной резкой дислоцированной зоне, охватывающей всю толщу земной коры вплоть до границы Мохоровичича (Антоненко, Дубровин, 1967).

Над мощными зонами разломов, зафиксированными в профиле Темиртау-Куйбышев, размещаются грабенообразные Кийминская и Рождественская мульды, ограничивающие с запада и востока Тенизскую впадину и являющиеся элементами кольцевой рифтовой системы. Под последней в основании наклонной зоны разлома устанавливается резкое вздутие границы  $M_1$ , в какой-то мере напоминающее вздутие границы разуплотненной мантии под дугообразными Западной и Восточной ветвями Восточно-Африканской рифтовой зоны. Создается впечатление, что это вздутие связано с подтоком мантийного материала к основанию зоны разлома, по которой этот материал поступал в верхние горизонты земной коры и на поверхность и обуславливал основной вулканизм.

Необходимо подчеркнуть, что Ишимская космогенная структура очень хорошо выражена в аномальном магнитном поле.

Анализ геологических данных показывает, что падение гигантского космического тела, создавшего рассматриваемую структуру, произошло в конце ордовикского или в начале силурийского периода. В грабенах Сарысу-Тенизского свода устанавливаются грубые валунные образования силурийского возраста, которые, вероятно, следует рассматривать как реликты аллогенной брекчии.

---

Окончание подписи к рис. 1.

кембрийские, 11 – протерозойские, 12 – нерасчлененные пермокарбона и фаменского яруса, выполняющие Тенизскую впадину; интрузивные породы: 13 – граниты от верхнепермских-нижнетриасовых до верхнедевонских-нижекаменноугольных, 14 – гранодиориты и граниты от верхнедевонских до силурийских, 15 – граниты нижнепалеозойские, 16 – граниты верхнепротерозойские, 17 – щелочного состава нерасчлененные, 18 – среднего состава нерасчлененные, 19 – основного состава нерасчлененные, 20 – ультраосновного состава нерасчлененные; 21, 22 – тектонические разломы, установленные геологическими (21) и геофизическими (22) исследованиями; 23 – протяженные дугообразные разломы, отшифрованные на сверхмелкомасштабных фотосхемах; 24 – Жайльминская мульда; 25 – изопакиты нерасчлененных отложений пермокарбона и фаменского яруса, выполняющих Тенизскую впадину; 26 – рудные узлы ( $a$  – установленные,  $b$  – предполагаемые); 27 – пункты, в районе которых выявлены планарные структуры в кварце горных пород; 28 – профили ГСЗ; А-Б – Куйбышев-Темиртау, Б-В – Темиртау-Петропавловск

Подобна Ишимской по размерам и целому ряду других особенностей Прибалхашско-Илийская структура (Зейлик, 1975). Она отчетливо выражена на карте аномального магнитного поля Казахстана положительной магнитной аномалией в виде гигантского эллипса с длинной осью в 700 и короткой — 600 км (рис. 2).

Эллипсоидное по форме положительное магнитное поле отвечает Прибалхашско-Илийскому вулканическому поясу. Оно обусловлено слагающими его девонскими и каменноугольно-пермскими магматическими образованиями кислого и среднего состава. Центральная его зона является срединной зоной Джунгаро-Балхашской геосинклинали. Обращает на себя внимание поразительная правильность эллипса, а также то, что в центральной его части, в районе гор Итмурунды и Казык, обнажаются одни из наиболее древних в регионе пород — кембрийские образования кремнисто-спилит-диабазовой формации. По-видимому, они представляют собой обнаженную раннепалеозойскую океаническую кору (Пейве, 1974).

Внутри эллипса, вокруг его центральной части распространены силурийско-девонско-нижнекаменноугольные терригенные отложения, рассматриваемые как типичные миогеосинклинали, накопившиеся в результате интенсивного прогибания земной коры в собственно геосинклиальный период развития Джунгаро-Балхашской геосинклинали (Карта геологических формаций..., 1970; Беспалов, 1971).

Вместе с тем анализ данных ГСЗ и гравигеологических разрезов позволяет утверждать, что накопление терригенных толщ этой гигантской структуры произошло не в результате погружения ее основания, а вследствие заполнения углубления в гранитном слое, т.е. заполнения громадного кратера в земной коре. Представляет очевидным, как отмечалось выше, что в случае прогибания площади, заключенной внутри эллипса положительного магнитного поля, в разрезе земной коры должно было бы наблюдаться соответствующее прогибание границ Конрада и Мохоровичича. Однако по Иссыкскому профилю ГСЗ (см. рис. 2, разрез В-Д), проходящему через центр рассматриваемой структуры, между Талды-Курганом и Матаем, т.е. в срединной ее зоне, обнаруживается вздутие этих границ, высота которых не менее 4-6 км.

Гравиметрические и геологические разрезы, проходящие через северную часть Северо-Балхашского антиклинория (рис. 2, разрез А-Б) и через южную его часть и Итмурундинское поднятие в районе Итмурунды (рис. 2, разрез В-Г), обнаруживают четко проявленное утонение собственно гранитного слоя, т.е. кратерообразное углубление в нем, и именно там, где распространены миогеосинклинали осадки.

Указанные особенности рассматриваемой структуры позволили предположить, что она возникла в результате соударения с Землей астероида или кометы. Катастрофический характер подобных столкновений подтверждается расчетами, из которых явствует, что выделяемая при взрыве энергия достаточна для выброса огромных

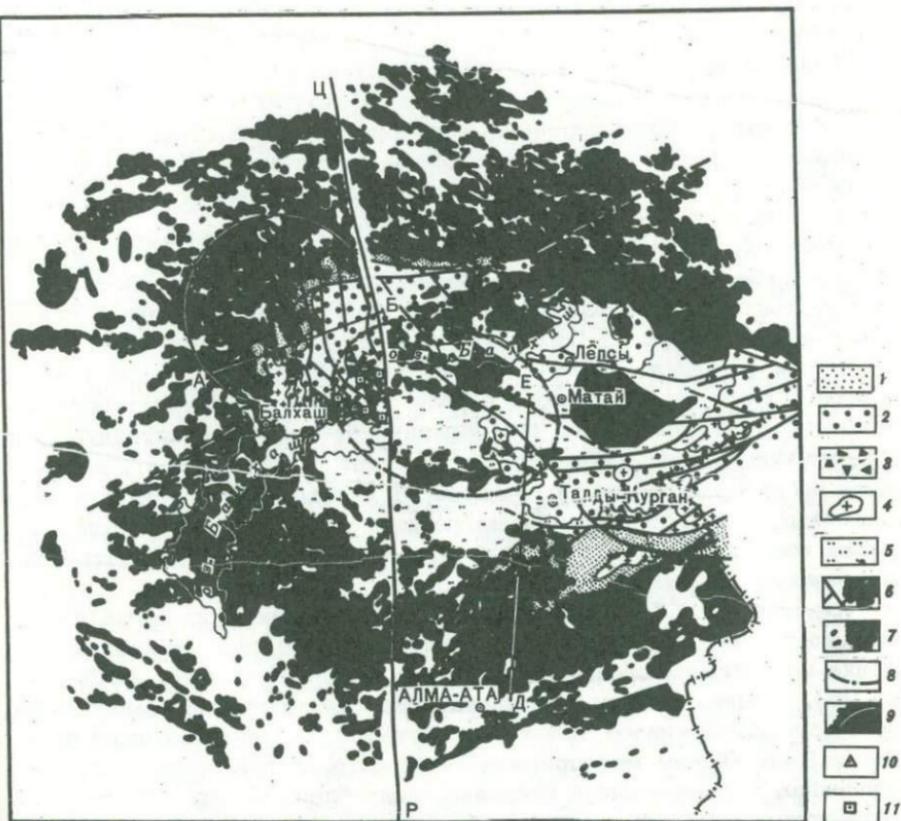


Рис. 2. Карта аномального магнитного поля Прибалхашско-Илийской кольцевой структуры, совмещенная со схемой геологического строения центра структуры (реконструкция путем смещения по Центрально-Казахстанскому разлому)

1 - цоколь обрамления космогенного кратера (воронки взрыва) в северо-западной части Северо-Балхашского антиклинория (докембрийские (?) кварциты и кристаллические сланцы) и в Южной Джунгарии (кембрийские кварцевые песчаники и ордовикские терригенно-карбонатные отложения); 2 - зона космогенного кратера (воронки взрыва) (силурийско-девонско-нижнекаменноугольные терригенные "миогесинклинальные" осадочные породы); 3 - зона центрального поднятия (кембрийская кремнисто-спилит-диабазовая формация); 4 - верхнепалеозойские массивы гранитоидов; 5 - четвертичные отложения, перекрывающие осадочные породы, заполняющие кратер; 6 - разломы (ЦР - Центрально-Казахстанский разлом); 7 - положительное магнитное поле; 8 - внешний контур центрального поднятия структуры; 9 - внешний контур Токрауской кольцевой структуры; 10 - горы (1 - Итмуруды, 2 - Казык); 11 - массивы основных-ультраосновных пород: 1 - Кентерлауский, 2 - Итмурудинский, 3 - Архарсу, 4 - Копа, 5 - массив участка Итбас; А-Б, В-Г - гравигеологические разрезы; Д-Е - сейсмогеологический разрез

масс вещества, в том числе и на околоземную орбиту (Станюкович, Федынский, 1947; Юри, 1974).

Исследования шлифов яшм, отобранных в районе Итмурунды и восточнее Казыка, выявили планарные структуры в кварце прожилков. К этому следует добавить, что кремнисто-спилит-диабазовые отложения в пределах Итмурундинского поднятия и у Казыка претерпели сильнейшее дробление и представляют собой глыбы в типичном серпентинитовом меланже (Пейве, 1974),

Здесь же, в Итмурундинском поднятии, находится одно из немногих в мире промышленных месторождений жадеитов, состоящих из высокобарической модификации пироксенов, устойчивой при давлениях от 18 до 25 кбар, что соответствует глубинам от 55 до 80 км (Генштафт, 1974). Присутствие жадеитов в виде гигантских глыб на поверхности в поле развития серпентинитового меланжа, представляющего своеобразную брекчию, свойственную "крупнейшим зонам дробления земной коры" (Хаин, 1973), является веским указанием на грандиозный сверхскоростной удар и космогенный взрыв, пробивший земную кору и затронувший верхнюю часть мантии. Меланж в данном случае следует рассматривать как аллогенную брекчию.

Известно, что "на местности зоны серпентинитового меланжа образуют очень характерный мелкосопочный рельеф, где каждая сопка по составу пород отличается от соседней" (Пейве, 1974, с. 25). Именно эта картина характерна для рассматриваемого района. Она обнаруживает внешнее сходство с полями аллогенной брекчии в Попигайском метеоритном кратере (Масайтис и др., 1975). Очевидно, что различие в составах раздробленных пород в Итмурундинском поднятии и аллогенных брекчий Попигайского кратера может быть объяснено различной силой космогенных взрывов. В первом случае космический "снаряд" пробил земную кору и затронул верхнюю мантию, во втором — он пробил лишь платформенный чехол и раздробил кристаллический фундамент платформы.

Эллипсоидность структуры может быть следствием взрыва кометы (Ogawa, 1974) или же группового взрыва осколков астероида, вошедшего под пологим углом в атмосферу и развалившегося в ней (Кринов, 1962).

Анализ геологических данных показывает, что рассматриваемая структура возникла в конце верхнего ордовика. С этого момента существует ее центральный купол.

Для описанных космогенных структур характерно отчетливое кольцевое размещение магматических проявлений. В Ишимской структуре по кольцу, в зоне грабен-рифтов, располагаются массивы интрузивных пород и вулканогенные мульды. Внешним обрамлением Прибалхашско-Илийской структуры является одноименный вулканический пояс. В названных структурах интрузивный магматизм и вулканизм, по-видимому, являются следствием тектономагматической активизации, обусловленной космогенными разрывами.

Для обозначения подобных гигантских космогенных структур с поперечниками свыше 100 км целесообразно введение нового термина — "гиаблема" (гигантская астроблема), т.е. гигантская звездная рана. Как показано выше, в них часто проявляется иницированный ударно-взрывным воздействием магматизм. Иногда он, вероятно, является скрытым, глубинным, т.е. иницированные космогенным взрывом магматические тела не дошли до поверхности и выявляются на глубине лишь по геофизическим данным.

Помимо охарактеризованных гиаблем в Казахстане установлены или предполагаются и другие космогенные структуры: Токрауская, Каибско-Чуйская, Джекказганская, Северо-Каспийско-Горно-мангышлакская и др. (Зейлик, Сейтмуратова, 1976).

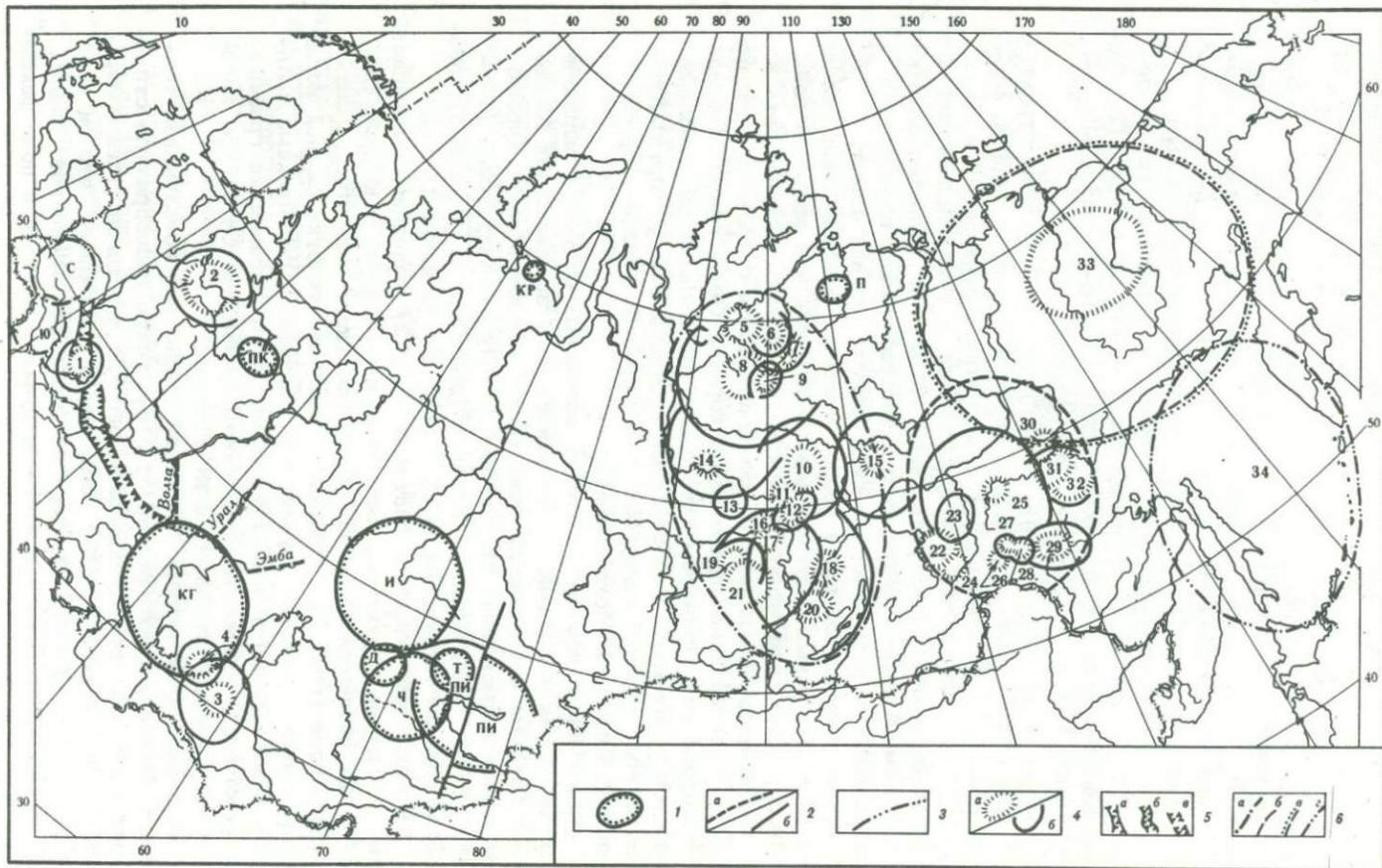
Аномалии магнитного поля, фиксирующие космогенные структуры, обусловлены магматическими магнитоактивными телами, формировавшимися на фоне инверсий магнитного поля Земли в зонах дугообразных кольцевых и полукольцевых, а также прямолинейных и прямолинейно-ломаных радиальных глубинных разломов, возникавших в земной коре в результате катастрофических взрывов при столкновении с Землей метеоритов, астероидов или комет.

Кроме упомянутых выше геологических и геофизических особенностей космогенных структур характерной для них является зона волнообразных деформаций земной коры. Являясь внешней, эта зона характеризуется плавными, соподчиненными с кровлей изгибами всех горизонтов консолидированной коры, а также границ Конрада и Мохоровичича. Примером такого прогиба в Ишимской гиаблеме является Тургайский, пересеченный профилем ГСЗ Темиртау-Куйбышев. В его пределах вогнутости ложа прогиба отвечает прогиб границы Конрада и Мохоровичича.

Обратимся к анализу некоторых кольцевых структур, выраженных на картах аномального магнитного поля за пределами Казахстана. Весьма отчетливо на этих картах читаются такие хорошо изученные космогенные структуры, как Пучеж-Катунская (Фирсов, 1965), Попигайская и Карская (Масайтис и др., 1975), расположенные на территории РСФСР (рис. 3) (Зейлик, 1976).

На территории Украины Гинтовым (1972) выделены две гигантские кольцевые структуры, названные им Северной и Южной. Они без труда читаются на мелкомасштабной карте аномального магнитного поля (рис. 3) и реставрируются как участки земной коры, ограниченные дугowymi глубинными разломами, гигантскими кольцевыми поднятиями и расположенными рядом кольцевыми грабенами (тропогами), заложенными в раннем докембрии. Структуры напоминают Ишимскую гиаблему в Казахстане.

Интересно рассмотреть с позиций теории ударно-взрывной тектоники (Зейлик, Сейтмуратова, 1976) такую своеобразную структуру, какой является Днепровско-Донецкий авлакоген (Разницын, 1974). Деменишкая (1975) убедительно показывает, что он является древним рифтом. В пределах Днепровско-Донецкой впадины, являющейся частью авлакогена, нулевое магнитное поле фикси-



рует центр крупной кольцевой структуры. Поперечник центра от 160 до 190 км (рис. 3, структура 1). Существенно, что Днепровско-Донецкой впадине, по данным Павленковой (1973), отвечает скоростной разрез по профилю ГСЗ, типичный для гиаблем. Направшивается вывод, что Днепровско-Донецкий авлакоген как структура растяжения - рифт - является следствием катастрофического космогенного взрыва, создавшего гиаблему, центр которой совпадает с восточной частью Днепровско-Донецкой впадины. Этот рифт сомкнулся или же унаследовал направление глубинного, также рифтогенного раскола, являющегося одним из радиальных разломов Северо-Каспийско-Горномангышлакской структуры.

Следует обратить внимание на Средне-Русский авлакоген (рис. 3, 2), являющийся стержневой структурой Московской синеклизы (Федынский и др., 1975). Под ним, как и в Ишимской структуре, устанавливается утонение "гранитного" слоя, а также вздутие границ Конрада и Мохоровичича. Отмечается сходство и целого ряда других особенностей. Судя по всему, рассматриваемая структура возникла в дорифейское время, поэтому зона ударно-метаморфизированных пород, скорее всего, была удалена эрозионными процессами.

Некоторые особенности Центрально-Каракумского свода диаметром 220-250 км, ограниченного кольцевой системой разломов (Глазунова, 1964), позволяют предполагать его космогенную природу. Свод вписывается в кольцо дугообразно расположенных магнитных аномалий с поперечником 450-480 км (рис. 3, 3).

---

Рис. 3. Схема размещения предполагаемых и установленных кольцевых космогенных структур, выраженных в аномальном магнитном поле, на территории СССР

1 - внешние контуры космогенных структур, в центральных частях которых установлены явления ударного метаморфизма горных пород: И - Ишимская (Тенизская), ПИ - Прибалхашско-Илийская, Т - Токрауская, Ч - Каибско-Чуйская, Д - Джезказганская, КГ - Северо-Каспийско-Горномангышлакская, ПК - Пучеж-Катунская, П - Попигайская, КР - Карская; 2 - разломы: а - радиальные Северо-Каспийско-Горномангышлакской структуры, контролирующие русла рек Волги и Урала в нижнем течении и русло р.Эмбы в среднем и верхнем течении (их продолжения пересекаются в зоне предполагаемого космогенного взрыва в пределах Горного Мангышлака), б - Центрально-Казахстанский разлом; 3 - кольцевые структуры, выраженные в аномальном магнитном поле Украины: С - Северная, Ю - Южная; 4а - центральные поднятия или предполагаемые зоны ударов; 4б - внешние контуры части предполагаемых гиаблем; 5 - внешние контуры: а - Днепровско-Донецкой впадины, б - Донбасса, в - вала Карпинского; б - внешние контуры гиаблем: а - Тунгусско-Байкальской, б - Алданской, в - Верхоянско-Колымской, г - Охотоморской

К северо-западу фиксируется еще одна система дугообразных магнитных аномалий с поперечником до 250 км (рис. 3, 4).

В пределах этой зоны установлено сильнейшее дробление горных пород. В среднеэоценовых отложениях захоронены громадные (от нескольких десятков до сотен метров и более) глыбы, сложенные породами турон-раннеэоценового возраста, которые можно рассматривать как аллогенную брекчию. Вниз по разрезу наблюдается довольно быстрое сокращение зоны интенсивного дробления. Эту зону, по-видимому, следует рассматривать как аутигенную брекчию.

Существенно, что в границах Центрально-Каракумского свода, который следует отождествлять с центральным поднятием гигантской космогенной структуры, устанавливается вздутие всех горизонтов в земной коре, а также приближение к поверхности границ Конрада и Мохоровичича (Амурский, 1975). Окружающие свод положительные магнитные аномалии, по мнению Глазуновой (1964), обусловлены магматическими породами, внедряющимися по зонам разломов.

Судя по возрасту раздробленных пород, космогенный взрыв произошел в начале среднего эоцена. Это позволяет предполагать хорошую сохранность явлений ударного метаморфизма, которые могут быть обнаружены при петрографическом исследовании шлифов из скважин, пробуренных в контурах рассматриваемой структуры.

Есть основания полагать, что трапшовый вулканизм Тунгусской синеклизы является следствием тектоно-магматической активизации, вызванной космогенными взрывами. В пределах синеклизы на карте аномального магнитного поля выделяется группа гигантских кольцевых структур с хорошо выраженными радиальными и дугowymi структурными линиями (рис. 3, 5-15). С юга к группе структур Тунгусской синеклизы примыкает ряд структур, четко выраженных как в магнитном поле (рис. 3, 16-18), так и геологически и геоморфологически (рис. 3, 19-20). Элементами одной из этих структур, располагающейся в северо-западной части Тасеевской синеклизы (Геологическая карта Сибирской платформы..., 1973) (рис. 3, 19), являются очерченные с юго-запада, запада и севера дугообразными горстом и глубинным разломом Канская впадина и Мурская мульда, выполненные мезозойскими осадками и опоясывающие центральное поднятие, в пределах которого обнажаются палеозойские образования, несущие, по нашему предположению, следы ударного, или шокового метаморфизма. Другая структура (рис. 3, 20) с юго-востока ограничивается дугообразным рифтом Байкала, отмечающимся отрицательной магнитной аномалией. В зоне центрального поднятия структуры, в районе пос. Жиглово и западнее его, до Ангары, в кембрийских и ордовикских отложениях следует искать явления ударного преобразования горных пород.

Признаки ударного или шокового метаморфизма горных пород и прежде всего планарные структуры в кварце и силикатах, а также конусы разрушения можно попытаться обнаружить в центрах всех космогенных структур этого обширного района, не перекрытых траппами.

Центры структур отмечаются, как обычно, преимущественно круговыми или эллипсоидными пониженными (нулевыми) или слабо отрицательными магнитными полями (Дабижа, Федьинский, 1975). Центр одной из структур с поперечником до 600 км находится у г. Мирный (рис. 3, 15). Ударный метаморфизм в данном случае следует попытаться обнаружить в ордовикских образованиях. Следует особенно подчеркнуть, что все круговые структуры Тунгусской, Тасеевской синеклиз и Западного Прибайкалья, отраженные в аномальном магнитном поле, выстраиваются в единую гигантскую Тунгусско-Байкальскую эллипсоидную структуру, простирающуюся по длинной оси на 2300 км. Короткая ось этого грандиозного по размерам эллипса - 1300 км.

Распространение практически на всей этой огромной территории покровов и силлов трапповой формации, вероятнее всего, свидетельствует об одновозрастности рассматриваемых космогенных структур. Насколько можно судить по возрасту образований трапповой формации, космическая катастрофа, обусловившая возникновение данной мегаструктуры, могла произойти не позднее конца пермского или начала триасового периода.

Еще одна группа тесно расположенных крупных и гигантских кольцевых структур отражается в аномальном магнитном поле Алданского щита. Структуры в совокупности образуют Алданскую мегаструктуру - гиаблему (рис. 3, 22-32). Это область развития гнейсовых складчатых куполовидных овалов и гнейсовых куполов в глубоко метаморфизованных толщах архея. Савченко, подробно анализируя материал Салона (1971), детально изучавшего тектоническую структуру архея Алданского щита, убедительно показывает космогенную природу овалов и куполов.

Наиболее крупной предполагаемой космогенной структурой, нашедшей яркое отражение в аномальном магнитном поле, на территории СССР является Верхоянско-Колымская (рис. 3, 33), достигающая в поперечнике 2100 км  $\times$  1700 км.

На тектонической карте Евразии (Яншин и др., 1966) территория структуры отнесена к области мезозойской складчатости. Центром структуры является Колымский срединный массив, в пределах которого отмечается выступ основания, сложенный породами нижнего и среднего палеозоя, перекрытый на периферии платформенным чехлом палеозоя и мезозоя. С юго-запада и востока Колымский срединный массив окружен впадинами, выполненными сероцветными молассами. Вокруг него располагаются узкие дугообразные горсты - выступы основания, сложенные дорифейскими, рифейскими и палеозойскими горными породами. Севернее Колымского срединного массива находится Ольджойский прогиб, западным и юго-западным продолжением которого является Иньяли-Дебинский синклиниорий. Облекая Ольджойский прогиб и Иньяли-Дебинский синклиниорий, располагается Яно-Колымская синклиналичная зона. Прогибы и синклиналичная зона слагаются геосинклиналичным складчатым комплексом юрско-триасового возраста. Яно-Колымскую син-

клинальную зону охватывает Верхоянская антиклинальная зона, сложенная геосинклинальным складчатым комплексом верхнего карбона-нижнего триаса. Внешним обрамлением названных элементов гигантской кольцевой структуры является Приверхоанский краевой прогиб, выполненный верхнеюрскими-нижнемеловыми отложениями.

Напрашивается вывод, что Колымский срединный массив, и, конкретно, изометричный выступ основания в его центре, по-видимому, не что иное, как центральное поднятие космогенной структуры. Именно здесь следует искать явления ударного метаморфизма горных пород. Впадины, окружающие центральный выступ основания, представляют собой фрагменты взрывного кратера. Дуговые узкие выступы основания - горсты, сопровождающиеся системой глубоких грабенов, заполненных осадками мощностью до 8 км и более (Резанов, 1975), являются элементами кольцевой системы рифтов. Прогибы, синклинальная и антиклинальная зоны, краевой прогиб - зона волнообразных деформаций земной коры. Анализ геологических данных показывает, что космическая катастрофа, в результате которой возникла Верхоянско-Колымская гиаблема, могла произойти в конце раннего мела.

К иному классу предполагаемых космогенных структур, по-видимому, следует относить впадину Охотского моря с "безгранитной" земной корой в южной части (рис. 3, 34). Мы полагаем, что в данном случае, как и в Прикаспийской впадине, в Северо-Каспийско-Горномангышлакской и Южно-Каспийской структурах, а также в структурах, охватывающих Западно-Сибирскую низменность, "гранитный" слой частично или полностью был взорван и выброшен при грандиозных космогенных взрывах (Зейлик, Сейтмуратова, 1975, 1976; Зейлик, 1976; Зейлик, Дабижа, Сейтмуратова, 1976).

Из кольцевых структур-гигантов на других планетах внимание исследователей прежде всего привлекают лунные моря и талассоиды. Подобного рода структуры устанавливаются на Марсе и Меркурии. На Марсе это гигантская блюдцеобразная морфоструктура Эллада с поперечником около 1700 км, на Меркурии - Море Жары, поперечник которого достигает 1300 км.

Для сравнения этих структур с земными объектами было выполнено дешифрирование мозаичных фотосхем, составленных из космических и высотных снимков для обширной территории Казахстана и космических снимков Меркурия (рис. 4). Сравнение показывает, что тектонический рисунок Ишимской, Прибалхашско-Илийской, Каибско-Чуйской и других предположительно космогенных кольцевых структур аналогичен тектоническому рисунку Моря Жары на Меркурии. Это указывает на общий характер возникновения структур Меркурия и Земли. Такой же ударно-взрывной генезис предполагается многими исследователями и для лунных морей и талассоидов.

Интересно, как рисует Болдуин (1967) картину возникновения Моря Дождей на Луне. Гигантский астероид на большой скорости врезался в поверхность Луны. На месте взрыва возник огромный

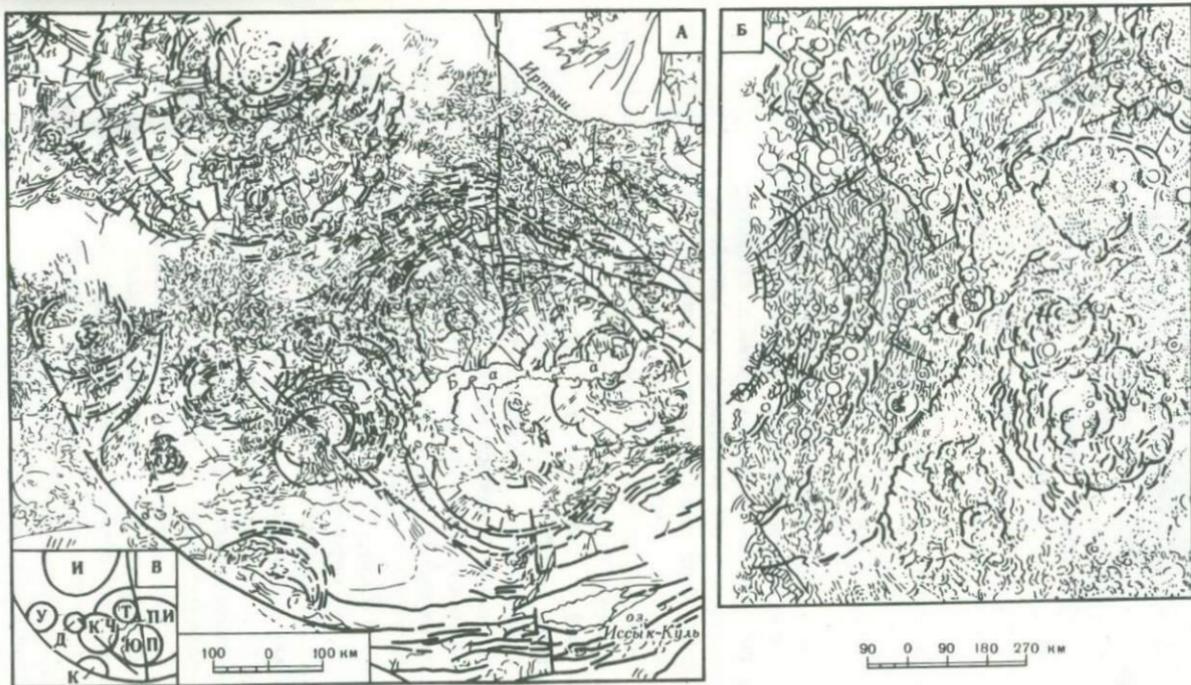


Рис. 4. Схемы дешифрирования кольцевых и линейных структур Казахстана (А) и Меркурия (Б) по данным космических и аэровысотных снимков (Зейлик, 1968) и схема размещения крупных кольцевых структур (В)

Структуры: И - Ишимская (Тенизская), ПИ - Прибалхашско-Илийская, Т - Токрауская, КЧ - Каибско-Чуйская, Д - Дзезказганская, ЮП - Южно-Прибалхашская, К - Каратауская, У - Улутауская

кратер с поперечником около 700 км, окруженный сеткой радиальных разломов. "Где бы ни происходил удар, как и при ударе камня о воду, во все стороны распространяются волны, а в центре появляется всплеск. Так было и здесь". Катастрофический взрыв вызвал всплеск и мощные волны в лунной коре. Возникший при взрыве кратер "был расположен довольно высоко на куполе всплеска. Вскоре купол осел, и вся центральная область опустилась на несколько тысяч метров. При дальнейшем опускании внутренней части образовалось основное кольцо разломов и гигантский откос. Этот откос ныне виден как крутой внутренний склон горной цепи Апеннин, но его следы можно заметить вокруг большей части Моря Дождей" (Болдуин, 1967, с. 89).

Подобная же картина, как отмечалось, предполагается для Верхоянско-Колымской кольцевой структуры, где "всплеском" является выступ основания в пределах Колымского срединного массива, т.е. центральное поднятие гиаблемы.

Базальтовые излияния, заполнившие Море Дождей, по своей природе аналогичны траппам Тунгусской синеклизы, приуроченным к группе гигантских ударно-взрывных кратеров.

Дешифрирование мозаичных фотосхем, составленных из космических снимков, анализ карт аномального магнитного поля для больших территорий, а также анализ геологических карт континентов Мира позволяют наметить большое количество кольцевых структур-гигантов на поверхности Земли (рис. 5, вкл.).

Общей характерной чертой всех этих структур является их наложенность на гетерогенный фундамент, независимость от предшествующей геологической истории субстрата, случайное, иногда групповое в виде эллипсовидных мегаструктур распределение по поверхности Земли, срезание отдельными элементами кольцевых структур более древних тектонических форм. Наиболее отчетливо эти особенности кольцевых структур-гигантов проявляются в том случае, когда они перекрывают районы, где развиты различные типы земной коры: континентальная, переходная и океаническая.

Одна из гиаблем охватывает Черное море, Восточное Средиземноморье, полуостров Малая Азия (рис. 5, 1). Возникновение этой структуры в результате катастрофического космогенного взрыва находит косвенное подтверждение в данных, полученных в последнее время при сейсморазведке на акватории Черноморской впадины. Здесь "установлено притыкание 5-6-километрового, практически горизонтально залегающего плиоцен-четвертичного комплекса к поверхности доплиоценовых образований. Поверхность притыкания плиоцен-четвертичного комплекса одновременно является плоскостью среза подстилающих образований" (Яншин и др., 1976, с. 179). Но такие соотношения фундамента и перекрывающего чехла не оставляют никакого временного промежутка для прогибания доплиоценового ложа и требуют предположения о "катастрофическом опускании до 7-8 км" (Яншин и др., 1976, с. 181) либо в качестве альтернативы о возникновении гигантского кратера и последующего его заполнения.

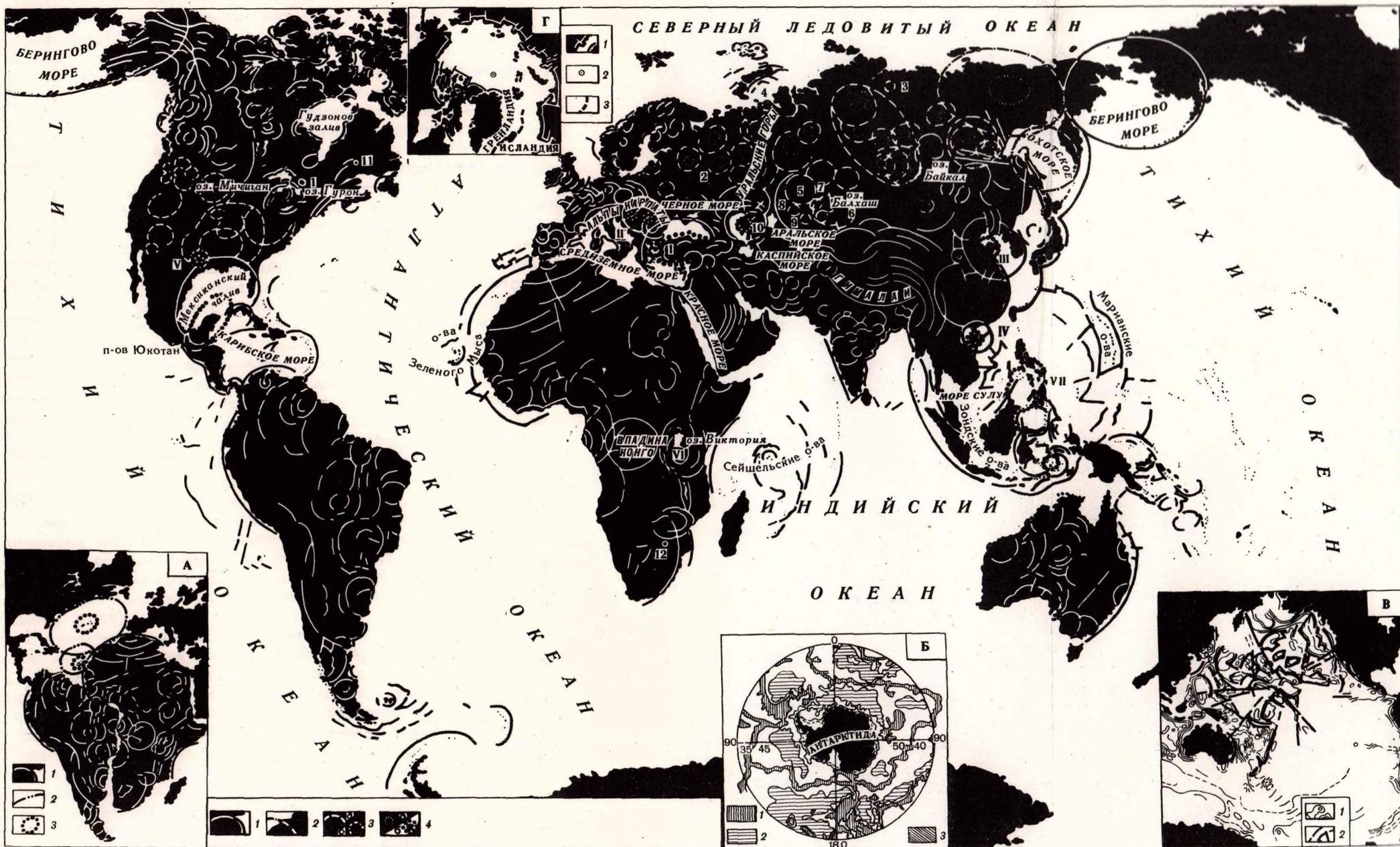


Рис. 5. Схема размещения предполагаемых и установленных гиаблем на Земле

1 – контуры структур, предполагаемых и установленных на основании геологических данных; 2 – контуры структур, выраженных в аномальном магнитном поле на территории СССР; 3 – контуры структур, отдешифрованных на мозаичном фотомонтаже, составленном из космических снимков, полученных со спутника ERTS-1 на территорию США (а), и контур структуры (обрамление антеклизы Льяно), установленной по геологическим данным и данным дешифрирования того же мозаичного фотомонтажа (б); 4 – центральные поднятия космогенных структур, выраженных в аномальном магнитном поле (а) и читающихся на геологической карте (б). Установленные космогенные кольцевые структуры: 1 – Седбери, 2 – Пучеж–Катунская, 3 – Попигайская, 4 – Карская, 5 – Ишимская (Тенинская), 6 – Прибалхашско–Илийская, 7 – Токрауская, 8 – Джезказганская, 9 – Каибско–Чуйская, 10 – Северо–Каспийско–Горномангышлакская, 11 – Маникуган, 12 – Вредефорт; предполагаемые гиаблемы: I – Черноморско–Малоазиатская, II – Динарско–

Карпатская, III – Шаньдунская, IV – Хайнаньская, V – антеклиза Льяно и ее обрамление, VI – Восточно–Африканская, VII – Зондско–Марианская.

А – реконструкция континентального массива, существовавшего до образования Атлантического океана: 1 – дугообразные структурные линии, проведенные на основе анализа геологических карт Южно–Американского и Африканского континентов; 2 – внешние контуры предполагаемых кольцевых структур Северной Атлантики; 3 – центральные поднятия предполагаемых кольцевых структур; Б – батиметрическая карта Южного океана и прилегающих океанических районов (Хердман, 1974): 1–3 – различные глубины океанского дна; В – схема гравитационного поля Тихого океана (1) (Гайнаков и др., 1974), размещение дугообразных и линейных глубинных разломов в его пределах (2); Г – схема предполагаемой гиаблемы Северного полярного бассейна: 1 – структурные линии, проведенные субпараллельно контурам берегов Северного полярного бассейна; 2 – Северный полюс; 3 – северная часть Срединно–Атлантического хребта

Центральным поднятием этой предполагаемой гиаблемы является полуостров Малая Азия, где широко распространен меланж. Здесь следует искать проявления ударного метаморфизма горных пород.

Другой возможной гиаблемой является Динарско-Карпатская (рис. 5, II). Внутренняя ее часть — Паннонская впадина — предположительно может отождествляться со взрывным кратером. Выступы основания, т.е. обнаженные докембрийские и фанерозойские образования Паннонского и южной части Мармарошского срединных массивов можно рассматривать как центральные поднятия эллипсоидной структуры, возникшей в результате группового взрыва осколков астероида, развалившегося при входе в атмосферу Земли подобно тому, что устанавливается для метеоритных дождей (Кринов, 1962). Территории Паннонской впадины по данным ГСЗ отвечает резко утоненная земная кора, мощное вздутие границы М, прекращение на большей части международного профиля ГСЗ регистрации головной волны, преломленной на поверхности раздела Конрада, что может интерпретироваться как следствие сильнейшего дробления "гранитного" и верхних частей "базальтового" слоев (Деменницкая, 1975). Иными словами, отмечаются особенности, типичные для Ишимской космогенной структуры. Впадину обрамляют складчатые системы Карпат и Динарид с широко проявленными в них центрорбежным надвигами. Следует подчеркнуть, что центрорбежные надвиги и складки обычны для обрамления Попигайского метеоритного кратера (Масайтис и др., 1975). Только относительно небольшие размеры структуры определяют в этой ситуации локальное, а не региональное развитие надвигов и складок.

Можно думать, что в гиаблемах, порожденных грандиозными космогенными взрывами, срываются и перемещаются на значительные расстояния огромные пластины, сложенные горными породами различных уровней земной коры, включая и офиолитовый комплекс, для которого аллохтонное залегание в шарьяжах столь характерно (Пейве, 1974).

Скучивание осадочных толщ платформенного чехла и нагромождение многочисленных надвиговых пластин, состоящих из глубинных горных пород, в том числе слагающих и "базальтовый" слой, перемещенных из зоны космогенного кратера в кольцевую зону его обрамления, по-видимому, приводит к образованию дугообразных горноскладчатых сооружений, представленных в данном случае Динаридами и Карпатами. Возникающее при этом резкое увеличение мощности земной коры, и в частности "базальтового" слоя, обуславливает изостатическое погружение в мантию горноскладчатого блока, что фиксируется ГСЗ как прогиб границы М, рассматривающийся обычно как "корни гор".

За пределами горноскладчатого обрамления Паннонской впадины в консолидированной коре Волыно-Подольской плиты и Украинского щита по данным международного профиля ГСЗ (Деменницкая, 1975) фиксируется отчетливо проявленная зона волнообразных деформаций земной коры.

Динарско-Карпатская кольцевая структура, судя по геологическим данным, возникла на рубеже палеогенового и неогенового периодов. Явления ударного метаморфизма горных пород можно попытаться обнаружить во всех более древних образованиях в пределах предполагаемых центральных поднятий структуры.

Важно отметить, что в мантии под Паннонской впадиной и ее обрамлением по данным магнитотеллурического зондирования отмечается резкое увеличение электропроводности, что интерпретируется как зона, обогащенная жидкой магматической фазой. Следует добавить, что центральной части впадины отвечает аномально высокий тепловой поток (Бердичевский и др., 1973). Эти факты дают основание предполагать магмогенерирующую роль крупных космогенных структур.

Существенно, что в контурах центральных поднятий на Геологической карте Русской платформы (1970) видно хаотическое распределение выходов горных пород различного возраста: докембрийских и фанерозойских. Подобное же хаотическое нагромождение громадных глыб разновозрастных образований установлено в Попи-гайском метеоритном кратере. В контурах центральных поднятий Динарско-Карпатской гиаблемы обнажаются наиболее древние в регионе горные породы. Присутствие в контурах центральных поднятий астроблем древних глубинных пород региона, претерпевших интенсивное дробление, представляется совершенно парадоксальным с позиции традиционных представлений об образовании впадин, сопутствующих рассматриваемым структурам. По-видимому, трудно или, скорее, невозможно представить останец самых древних в регионе образований, протыкающий в виде "гвоздя" многокилометровую толщу осадочных или вулканогенных отложений, сформировавшихся в длительно прогибающейся впадине. И, напротив, присутствие древних пород в центральном поднятии гиаблемы, "вздыбленных" в результате упругой реакции земной коры при космогенном взрыве, выглядит вполне закономерным.

Четко проявлены центральные поднятия во многих других кольцевых структурах-гигантах (рис. 5, III-VII).

Явления ударного преобразования горных пород следует попытаться обнаружить на Шандунском полуострове (рис. 5, III), на о-ве Хайнань (рис. 5, IV), в пределах антеклизы Льяно в США на выступе докембрийского кристаллического основания платформы и в особенности в пределах палеозойского обрамления этого выступа (рис. 5, V), на берегах оз. Виктория в Африке, расположенного в центре гигантской кольцевой структуры, ограниченной с запада и востока дугообразными рифтами Восточно-Африканской рифтовой системы (рис. 5, VI), на островах вокруг моря Сулу (рис. 5, VII). Последнее находится внутри кольцевого центрального поднятия Зондско-Марианской гиаблемы, достигающей в поперечнике 5000 км. Она накладывается на область сочленения континентальной, переходной и океанической коры. Гетерогенность мишени предопределила асимметрию рассматриваемой мегаструктуры: в западной ее час-

ти располагается край Азиатского материка и крупные Зондские острова, в восточной — лишь мелкие Марианские океанические острова.

Изучение этой структуры могло бы пролить свет на природу островных дуг. Представляется, что их следует рассматривать как результат скупивания корового материала по периферии космогенных структур. В этом случае зоны Бенъофа—Заварицкого выступают не как зоны субдукции, или зоны поглощения литосферных плит, а как зоны мощных надвигов по периферии гиаблем. отождествлению этих зон с зонами субдукции противоречит факт спокойного залегания молодых осадков в глубоководных желобах, являющихся верхним ограничением зон Бенъофа—Заварицкого.

На основании реконструкции континентального массива, существовавшего до образования Атлантического океана (рис. 5, А), можно предположить, что рифт Атлантического срединно-океанического хребта представляет собой результат длительного и закономерного развития континентальных рифтов (Казьмин, 1975), обусловленных катастрофическими космогенными взрывами.

Интересно радиально-кольцевое размещение рифта, венчающего срединно-океанический хребет, а также глубоких бассейнов с океанической "безграничной" корой вокруг изометрического округлого Антарктического материка (рис. 5, В). Иными словами, здесь намечается гиаблема, центральным куполом которой является Антарктида.

Достаточно отчетлива радиально-кольцевая сетка глубинных разломов ("структура битой тарелки") с центром в районе Гавайских островов (рис. 5, В) с их крупнейшими на Земле щитовыми вулканами Мауна-Лоа и Килауэа, имеющими поперечники оснований конусов порядка 400 км и возвышающимися над уровнем дна океана на 9 км. Следует подчеркнуть, что Тихий океан лишен срединно-океанического хребта, который позволял бы объяснять его возникновение как следствие спрединга. Восточно-Тихоокеанское поднятие, располагающееся на крайней юго-восточной периферии океана, зонной спрединга в данном случае быть не может.

"Закрытие" Атлантического океана в его северной части (рис. 5, г), т.е. реконструкция, в результате которой будут "ликвидированы" последствия спрединга и Скандинавский полуостров приблизится к Гренландии, придаст гораздо более изометричную, почти круглую форму Северному полярному бассейну. Следует обратить внимание на подковообразную форму кратера этой предполагаемой гиаблемы, в качестве центрального купола которой можно рассматривать Гренландию; подобная форма кратеров характерна для Северо-Каспийско-Горномангышлякской, Черноморско-Малоазиатской, Шаньдунской гиаблем, а также для гиаблемы Мексиканского залива. Можно предполагать, что рифт Урала, а также рифты между меридианами  $77-78^{\circ}$  и  $102-106^{\circ}$  в.д. (см. рис. 3) являются радиальными разломами, связанными с гиаблемой Северного полярного бассейна. Следует обратить внимание на тот факт, что главными элементами

рассматриваемых кольцевых структур-гигантов являются кратеры, т.е. огромные отрицательные формы земной поверхности. Эти формы представляют собой как бы зеркальное отражение гигантских кольцевых структур явно эндогенной природы, которыми, как известно, являются Гавайские щитовые вулканы Земли и щитовые вулканы Марса. Последние, будучи соизмеримы с лунными морями и охарактеризованными выше земными изученными и предполагаемыми космогенными структурами, отличаются от них своими накопительными, аккумулятивными формами.

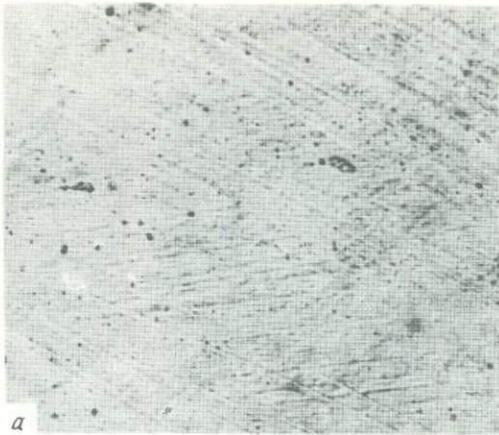
В заключение необходимо заметить, что общее количество космогенных кольцевых структур на поверхности Земли чрезвычайно велико. При космических фотосъемках, выполняемых при косом солнечном освещении, это становится особенно наглядным. Так, казахстанский мелкосопочник в таких условиях съемки предстает как кратерный рельеф, практически неотличимый от рельефа Луны, Меркурия и Марса. Естественно, что широкое развитие космогенных кольцевых структур на Земле должно определять их огромную роль во всех геологических процессах планеты. Геологический анализ, опирающийся на признание широкого развития космогенных структур на Земле, фактически означает систему взглядов, которая может быть названа ударно-взрывной тектоникой (Зейлик, Сейтмуратова, 1975).

#### ЛИТЕРАТУРА

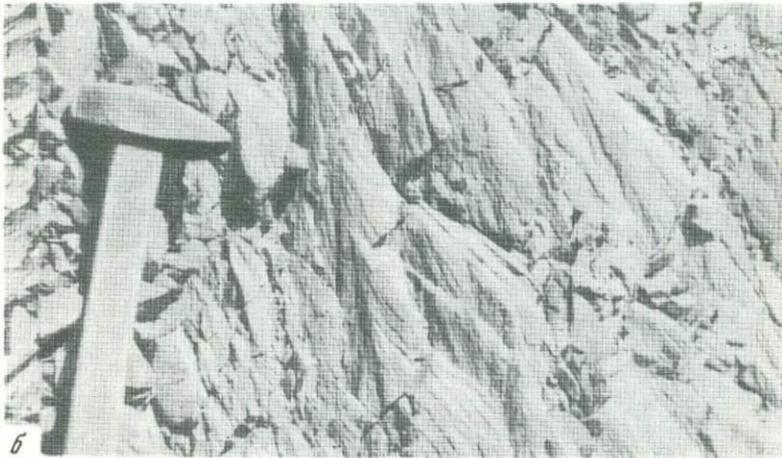
- Абдулкабиров М.А., Анкинович О.С., Гришин В.М. и др. Золоторудные поля Северного Казахстана. Алма-Ата, "Наука", 1971. 167 с.
- Амурский Г.И. О происхождении сернозаводской зоны дробления. - Геотектоника, 1975, № 1, 98-103.
- Антоненко А.Н., Дубровин Г.К. Строение земной коры и верхней мантии северной части Центрального Казахстана по данным ГСЗ. - В кн.: Земная кора Казахстана. Алма-Ата, "Наука", 1967.
- Бердичевский М.Н., Бондаренко А.Т., Ванъян Л.П. и др. Электропроводность верхней мантии и проводящие слои в коре и верхней мантии. - В кн.: Строение земной коры и верхней мантии морей и океанов, М., "Наука", 1973, 27-43.
- Беспалов В.Ф. Геологическое строение Казахской ССР. Алма-Ата, "Наука", 1971.
- Болдуин Р. Что мы знаем о Луне? М., "Мир", 1967. 173 с.
- Гайнанов А.Г., Строев П.А., Федынский В.В. Гравитационное поле и строение земной коры Тихого океана. - Вестн. МГУ, 1974, № 5, 3-15.
- Генштафт Ю.С. Экспериментальное моделирование минерального состава низов коры и верхней мантии. - В кн.: Физические свойства, состав и строение верхней мантии. М., "Наука", 1974, 32-45.
- Геологическая карта КазССР и прилегающих территорий союзных республик, м-б 1:1 500 000. Под ред. В.Ф. Беспалова. ВСЕГЕИ, 1967.
- Геологическая карта Русской платформы и ее обрамления, м-б 1:1 500 000. Под ред. Д.В. Наливкина. ВСЕГЕИ, 1970.
- Геологическая карта Сибирской платформы и прилегающих территорий, м-б 1:1 500 000. Под ред. М.Н. Елаговещенской. ВСЕГЕИ, НИИГА, 1973.

- Гинтов О.Б. О кольцевом строении аномального магнитного и гравитационного поля Украины. - Докл. АН УССР, 1972, № 5, сер. 6, 421-424.
- Глазунова А.В. Выделение и трассирование разломов по аэромагнитным данным в некоторых районах Средней Азии. - В кн.: Глубинные разломы. М., "Недра", 1964, 87-101.
- Дабижа А.И., Федьинский В.В. "Звездные раны" Земли и их диагностика геофизическими методами. - Земля и Вселенная, 1975, № 3, 56-64.
- Деменцкая Р.М. Кора и мантия Земли. М., "Недра", 1975, 278 с.
- Зейлик Б.С. О реликтах крупных палеозойских вулканов в Центральном Казахстане и возможности использования высотных фотоснимков с целью обнаружения подобных структур. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1968, № 4, 74-90.
- Зейлик Б.С. Прибалхашско-Илийская космогенная структура и прогноз медно-никелевого оруденения в Северном Прибалхашье. - Докл. АН СССР, 1975, 222, № 6, 1410-1413.
- Зейлик Б.С. Космогенные структуры Казахстана и интерпретация кольцевых структур, выраженных в аномальном магнитном поле на территории СССР. - Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1976, № 3, 69-75.
- Зейлик Б.С., Сейтмуратова Э.Ю. Метеоритная структура в Центральном Казахстане и ее магмородуоконтролирующая роль. - Докл. АН СССР, 1974, 218, № 1, 67-70.
- Зейлик Б.С., Сейтмуратова Э.Ю. Космогенные структуры Казахстана, некоторые проблемы тектоники и рудообразования. - В кн.: Магматические и метаморфические комплексы Казахстана. Алма-Ата, "Наука", 1976, 74-82.
- Зейлик Б.С., Дабижа А.И., Сейтмуратова Э.Ю. К происхождению кольцевых структур Тихоокеанского сегмента Земли (на основе сопоставления с кольцевыми структурами Казахстана). - В кн.: Глубинное строение, магматизм и металлогения Тихоокеанских вулканических поясов. Владивосток, 1976, 283-284.
- Зейлик Б.С., Парфенова О.В., Сейтмуратова Э.Ю. Импаكتиты 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, 1976, 331-333.
- Казьмин В.Г. Рифты континентов - зародыши молодых океанов. - Природа, 1975, № 8, 94-103.
- Карта геологических формаций Восточного Казахстана, м-б 1:500 000. Под ред. Л.И. Боровикова. ВСЕГЕИ, 1970.
- Кринов Е.Л. Метеоритные кратеры на поверхности Земли. - В кн.: Метеоритика, вып. 22. М., "Наука", 1962, 3-30.
- Масайтис В.Л., Михайлов М.В., Селивановская Т.В. Попигайский метеоритный кратер. М., "Наука", 1975, 124 с.
- Павленкова Н.И. Интерпретация рефрагированных волн способом редуцированных годографов. - Изв. АН СССР. Физика Земли, 1973, № 8, 89-101.
- Пейве А.В. Офиолиты и земная кора. - Природа, 1974, № 2, 18-25.
- Разницын В.А. Что представляет собой Донбасс и Днепровско-Донецкий прогиб. - Изв. вузов. Геол. и разв., 1974, № 3, 3-9.
- Резанов И.А. Базальтовый слой земной коры. - Сов. геол., 1972, № 9, 12-23.

- Резанов И.А. Глубинное геологическое строение Северо-Востока СССР. - Изв. вузов. Геол. и разв., 1975, № 4, 13-24.
- Салоп Л.И. Два типа структур докембрия: гнейсовые складчатые овалы и гнейсовые купола. - Бюл. МОИП, 1971, 46 (4), 17 - 41.
- Станюкович К.П., Федынский В.В. О разрушительном действии мегео-ритных ударов. - Докл. АН СССР, 1947, 57, № 2, 129-132.
- Федынский В.В., Соколов Б.А., Стразова Н.А., Фельдт В.Г. Средне-Русский авлакоген - древний аналог современных рифтовых образований. - Сов. геол., 1975, № 1, 129-134.
- Фирсов Л.В. О метеоритном происхождении Пучеж-Катуньского кратера. - Гестектоника, 1965, № 2, 106-118.
- Хаин В.Е. Геология на новых рубежах. - Природа, 1973, № 4, 68-75.
- Хердман Г.Ф.П. Южный океан. - В кн.: Океанографическая энциклопедия, Л., Гидрометеиздат, 1974, 615-621.
- Юри Г. Столкновение Земли с кометами в прошлом. - Природа, 1974, № 6, 93-94.
- Яншин А.Л., Зайцев Н.С., Муратов М.В. и др. Тектоническая карта Евразии, м-б 1:5 000 000, 1966.
- Яншин А.Л., Маловицкий Я.П., Москаленко В.Н. и др. Основные аспекты образования Черноморской впадины, - Докл. АН СССР, 1976, 229, № 1, 178-191.
- Ogawa N. Origin of the surface features of the Moon. - Proc. Roy. Soc. London, 1974, A336, N 1605, 141-163.



а



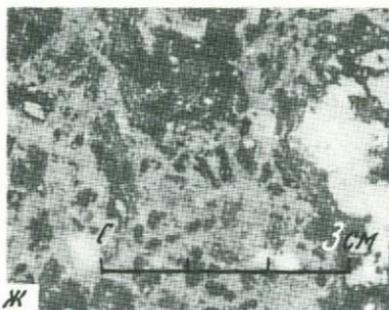
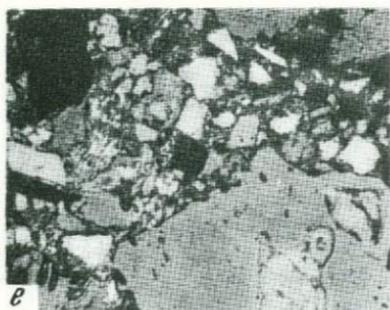
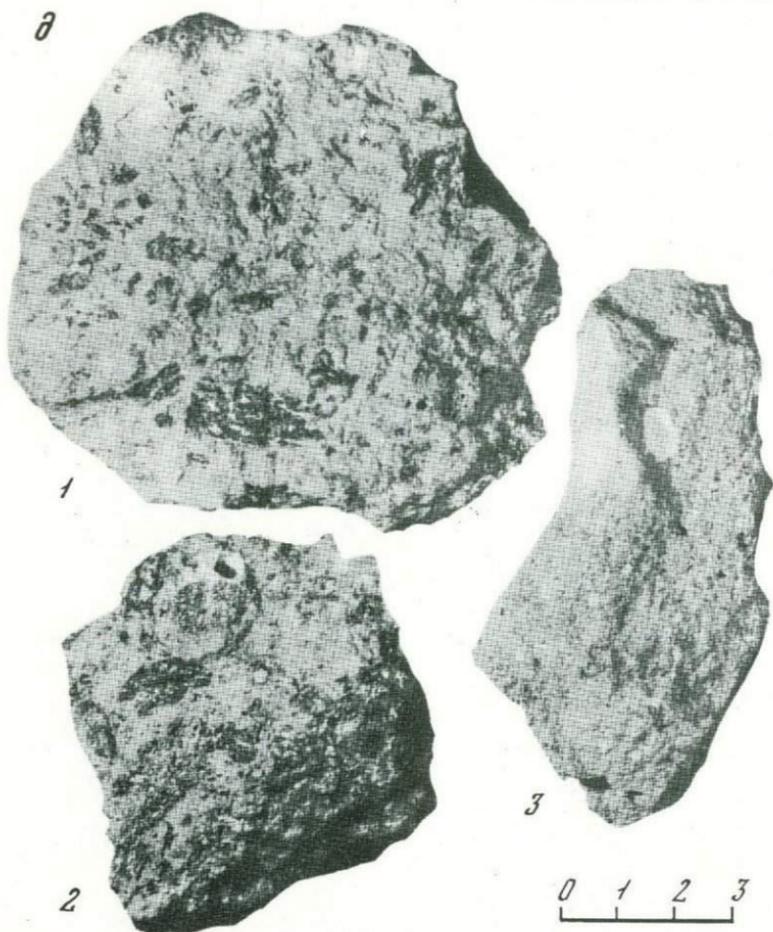
б



в



г



39 км

11 км



Шмидт

18 км



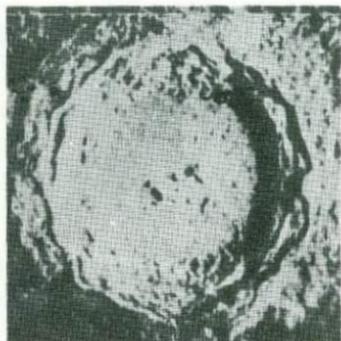
Дауэс

Рёмер  
93 км

85 км

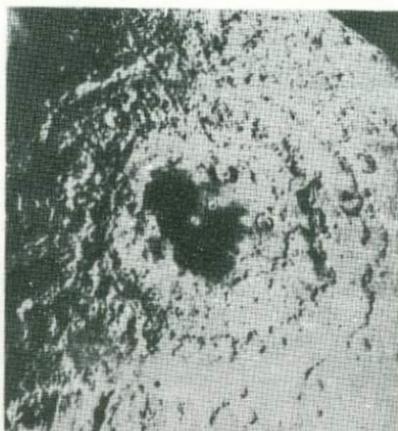


Тиссо

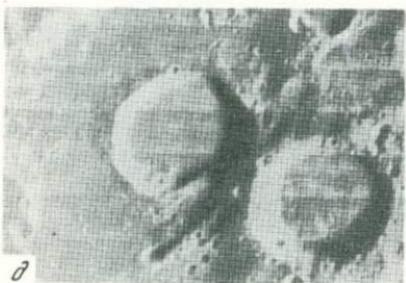
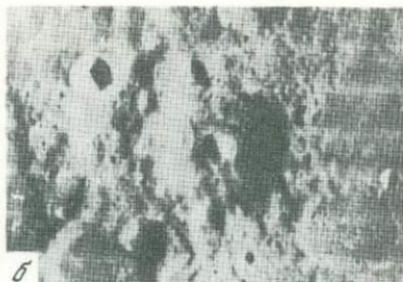


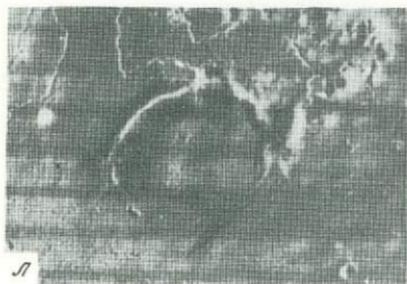
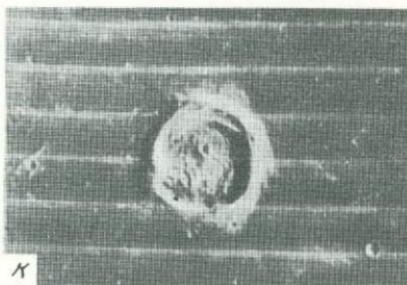
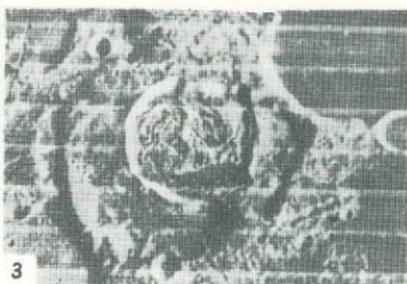
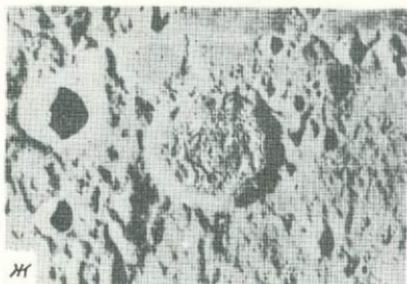
Коперник

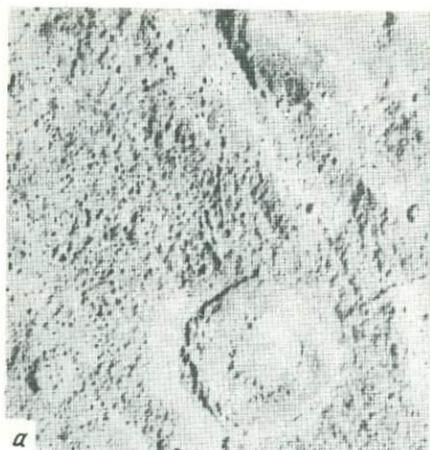
900 км



Бассейн моря Восточного



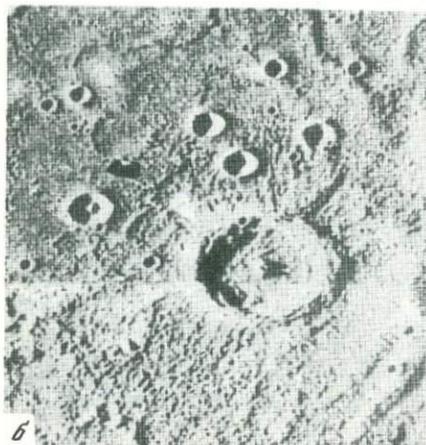




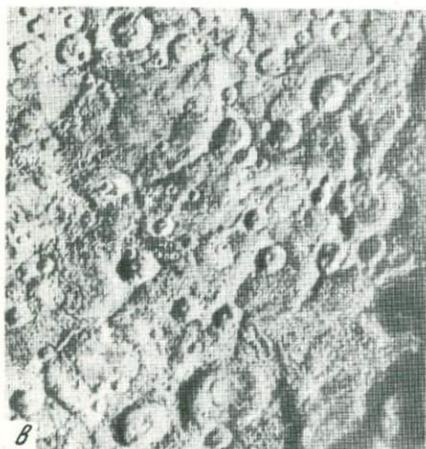
*a*



*z*



*б*



*в*



*д*

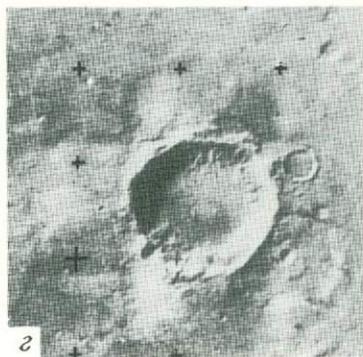
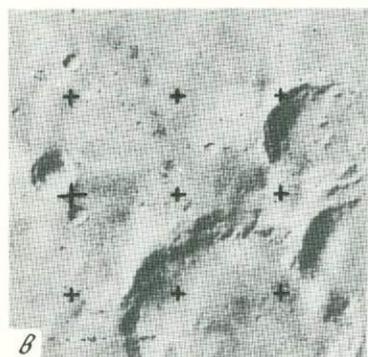
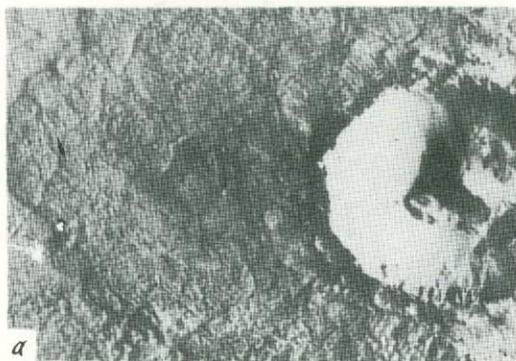
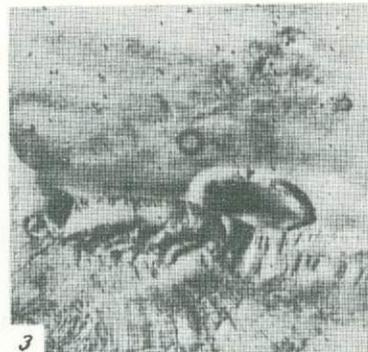
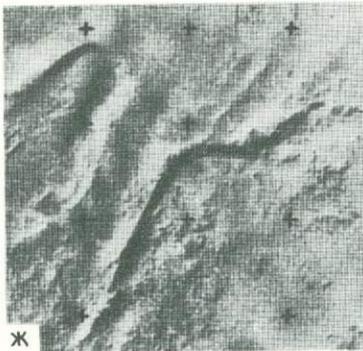
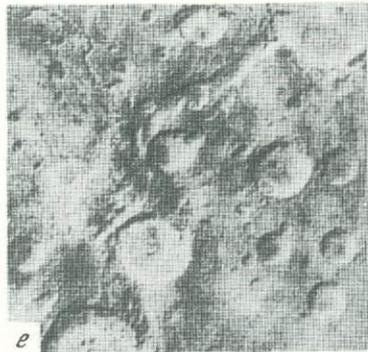
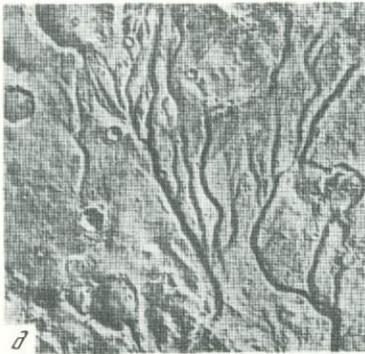


Таблица IV (окончание)



## ФОТОТАБЛИЦЫ И ОБЪЯСНЕНИЯ К НИМ

Таблица I (к ст. А.И. Райхлина, Т.В. Селивановской)

*a* — планарные элементы в кварце из ударно-метаморфизованного гранита. Без анализатора, ув. 40. Ильиничская астроблема;

*b* — конусы разрушения в песчаниках. Карская астроблема. Фото А.Н. Данилина;

*c* — тагамит I типа с гологидриновой флюидалной основной массой. Без анализатора, ув. 40. Попигайская астроблема;

*i* — тагамит II типа с гемикристаллической основной массой. Отдельные обломки окружены реакционными каймами. Без анализатора, ув. 20. Попигайская астроблема;

*d* — лито-витрокластические зювиты (1, 2) и коптокластит (3) из кратера Рис. Образцы из коллекции Д.П. Григорьева;

*e* — витрокластический зювит с крупными обломками пористых светлых стекол. В обломке стекла (внизу) — включение лешательерита. Без анализатора, ув. 20. Попигайская астроблема;

*ж* — витрокластический спекшийся зювит. Преобладают обломки стекол черной окраски. Попигайская астроблема

Таблица II (к ст. К.П. Флоренского и др.)

1. Типичная морфология свежих кратеров диаметром более нескольких километров (тип Шмидт представлен кратером Марий А)

2. Характерные примеры проявления процессов разрушения лунных кратеров. *Изменение первичной формы кратеров наложенным кратерообразованием*: *a, б* — кратеры Хевисайд (типа Коперник),  $D=165$  км (*a*), и Эри,  $D=20$  км (типа Рёмер) (*б*) разрушенные наложенными кратерами меньшего размера; *в* — кратер Капелла (типа Рёмер),  $D = 50$  км, нарушенный наложенной цепочкой кратеров (вторичные кратеры или просадочные кратеры на тектоническом разломе); *г* — кратер Ингирами (первичный морфологический тип неясен),  $D = 100$  км, сильно измененный покровом выбросов (с полосчатой текстурой поверхности) из бассейна Моря Восточного; *д* — кратеры Рост и Рост А,  $D = 50$  км, днища кратеров и межкратерное пространство покрыты равнинообразующим материалом, имеющим альbedo, характерное для материковых областей Луны (выбросы из крупных кратеров, перемешанные с местным материалом); *e* — участок поверхности ( $200 \times 300$  км) обратной стороны Луны к западу от бассейна Моря Восточного, днища кратеров и межкратерное пространство покрыты относительно светлым равнинообразующим материалом. *Проявление эндогенных процессов в эволюции ударных кратеров*: *ж* — кратер Ла Кондамин,  $D = 39$  км, днище разрушено многочисленными трещинами, не выходящими за его пределы (кратеры такого типа характерны для границ между материковыми и морскими областями Луны); *з* — кратер Дамуазо,  $D = 35$  км (см. предыдущее описание); *и* — кратер Эйткен (типа Тихо),  $D = 150$  км, днище выровнено темными базальтовыми лавами; *к* — кратер Лавуазье А (типа Дауэс),  $D = 26$  км, выбросы из кратера затоплены базальтовыми лавами окружающей равнины Океана Бурь; *л* — кратер Принц,  $D = 50$  км, почти полностью уничтожен процессами морского базальтового вулканизма; *м* — кратер Варгентин,  $D = 90$  км, днище залито лавами, уровень которых выше уровня окружающей межкратерной поверхности (*a, e, и* — снимки "Зонд-8", остальные — "Лунар Орбитер-4").

Таблица III (к ст. К.П. Флоренского и др.)

Кратеры Меркурия: *a* – кратеры диаметром 195 км (вверху) и 128 км (внизу) с кольцом вызвышенностей на днище; *b* – кратер диаметром около 100 км, похожий на лунные кратеры типа Тихо–Коперник; *в* – участок с многокольцевыми бассейнами диаметром 150–200 км (слева внизу), напоминающий материковые области на Луне; *г* – часть крупного ( $D = 1300$  км) многокольцевого бассейна Жары, по размеру и характеру наложенных изменений сходного с бассейном Моря Дождей на Луне; *д* – область поверхности Меркурия, антиподальная бассейну Жары, валы кратеров и межкратерное пространство разрушены многочисленными бороздами, днища перекрыты более молодым равниннообразующим материалом (снимки "Маринер-10")

Таблица IV (к ст. К.П. Флоренского и др.)

Кратеры Марса: *a*, *b* – кратеры Эрандос,  $D = 25$  км (*a*), и Юти,  $D = 20$  км (*b*), похожи на лунные кратеры типа Ремер, но выбросы имеют вид многолепестковых потоков; *в* – кратер Зонго,  $D = 20$  км (справа вверху), и безымянный кратер,  $D = 45$  км; в кратере Зонго видны реликты центральной горки и террас на склонах (первичный тип Тихо?); *г* – кратер Мена,  $D = 25$  км, с бороздами–оврагами на внутренних склонах; *д* – участок поверхности ( $110 \times 100$  км) со специфическими проявлениями разрушения кратеров долинами речного типа; *е* – район Эритрейского Моря ( $500 \times 500$  км), кратеры разрабатываются долинами Узбой (от центра снимка в правый верхний угол) и Ниргал (слева вверху); слева внизу кратер Хейл (см. следующий фрагмент); *ж* – северо–западная часть кратера Хейл,  $D = 150$  км, на внутреннем борту кратера видны оползневые блоки; *з* – разрушение кратера склоновыми процессами, развивающимися на борту каньона Маринер, глубина каньона около 2 км (*a*, *b*, *д*, *з* – снимки "Викинг Орбитер", остальные – "Марс-5").

## СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие . . . . .	3
В.А.Бронштэн. Развитие взглядов на происхождение кольцевых структур на планетах и современное состояние проблемы . . . . .	7
Б.А.Иванов. Некоторые вопросы механики образования ударных и взрывных кратеров . . . . .	31
Э.И.Андрианкин. Волновая теория удара метеоритов . . . . .	46
В.Л.Масайтис. Методы изучения астроблем . . . . .	53
А.И.Райхлин, Т.В.Селивановская. Брекчии и импактиты взрывных метеоритных кратеров и астроблем . . . . .	65
А.А.Вальтер, Е.П.Гуров. Ударный метаморфизм и ударное плавление — уникальные геологические процессы, связанные с образованием взрывных метеоритных кратеров . . . . .	81
А.И.Дабижа, В.В.Федынский. Геофизическая характеристика метеоритных кратеров . . . . .	99
А.И.Дабижа, И.Т.Зоткин, В.В.Федынский. О распределении метеоритных кратеров на поверхности Земли . . . . .	117
А.А.Вальтер, Е.П.Гуров. Установленная и предполагаемая распространенность взрывных метеоритных кратеров на Земле и их сохранность на Украинском щите . . . . .	126
А.О.Аалоз. Ударные и ударно-взрывные метеоритные кратеры . . . . .	149
А.И. Дабижа, М.С.Красс. Эволюция метеоритных кратеров . . . . .	159
В.Л.Масайтис. Основные черты геологии астроблем СССР . . . . .	173
К.П.Флоренский, А.Т.Базилевский, Н.Н.Гребенник. Морфология ударных кратеров на Луне и других планетах . . . . .	192
Б.С.Зейлик. Кольцевые структуры-гиганты на Земле и других планетах . . . . .	204

Бронштэн В.А. Развитие взглядов на происхождение кольцевых структур на планетах и современное состояние проблемы. - В кн.: Метеоритные структуры на поверхности планет. М.: Наука, 1979.

Рассматривается история изучения кольцевых структур на Луне и Земле. Обсуждаются гипотезы различного происхождения этих структур и разрабатывается теория кратерообразования под действием ударов метеоритов. Характеризуется современное состояние проблемы в связи с открытием больших метеоритных кратеров на Земле, а также с помощью космических аппаратов на Марсе, Меркурии и Венере.

Ил. 6, библи. 111 назв.

## УДК 533

Иванов Б.А. Некоторые вопросы механики образования ударных и взрывных кратеров. - В кн.: Метеоритные структуры на поверхности планет. М.: Наука, 1979.

Приводится краткое описание последовательности различных физических процессов, сопровождающих метеоритное кратерообразование. Основное внимание уделено поздней стадии кратерообразования - движению и разлету грунта. Рассмотрение этой стадии проводится с точки зрения гидродинамики несжимаемой жидкости. Построено простое приближенное автомодельное поле скоростей, которое позволяет рассчитать траектории движения различных частиц грунта. Полученные теоретические зависимости сопоставляются с экспериментальными данными. Оценивается количество вещества, подвергаемого при метеоритном ударе заданной степени ударного метаморфизма, а также распределение этого вещества вокруг кратера. Обсуждаются возможные причины усложнения формы кратеров при увеличении их размера.

Ил. 4, библи. 26 назв.

## УДК 533

Андрианкин Э.И. Волновая теория удара метеоритов. - В кн.: Метеоритные структуры на поверхности планет. М.: Наука, 1979.

Рассматриваются некоторые вопросы физики удара метеоритов. Строятся приближенные зависимости для глубины кратера, содержащие одну экспериментальную константу. Отмечается возможность сохранения центральной зоны метеорита при ударе.

Ил. 4, библи. 12 назв.

## УДК 551.25+551.590.25

Масайтис В.Л. Методы изучения астроблем. - В кн.: Метеоритные структуры на поверхности планет. М.: Наука, 1979.

Задачи выявления и изучения астроблем могут быть решены целеустремленным применением комплекса геологических методов, включающих дистанционные (изучение аэрокосмических снимков, материалы аэромагнитной съемки и др.), а также контактные методы (геологическое картирование с использованием данных бурения, структурный анализ, изучение геоморфологии, петрографии, минералогии, геохимии, результатов геофизических исследований и др.). На разных этапах могут применяться различные методы или их комплексы. Подчеркнута необходимость правильного методологического подхода к сбору и интерпретации материала, учитывающего особенности объ-

ектов исследования и специфику процессов кратерообразования. В качестве наиболее информативных выделяются методы, позволяющие выявить признаки высокоскоростных ударных нагрузок, которым подвергались горные породы, и наличие круговой морфоструктуры.

Ил. 4, библи. 33 назв.

УДК 551.25+551.590.25

Райхлин А.И., Селивановская Т.В. Брекчии и импактиты взрывных метеоритных кратеров и астроблем. – В кн.: Метеоритные структуры на поверхности планет. М.: Наука, 1979.

Приводится классификация импактитов и взрывных брекчий, в основу которой положены структурные и вещественные признаки, отражающие степень дробления и плавления пород мишени, а также способ транспортировки и отложения раздробленного и переплавленного материала. Обсуждаются вопросы терминологии, используемой при описании пород, заполняющих метеоритные кратеры и астроблемы (коптогенный комплекс). Состав, текстурные и структурные особенности вновь образованных (аллогенная брекчия и импактиты) и преобразованных (аутигенная брекчия) пород рассмотрены на примерах изученных авторами метеоритных кратеров и астроблем, в частности Попигайской, Болтышской, Ильинцевой, Карской, Янисъярви и др.

Табл. 5, ил. 1, библи. 50 назв.

УДК 551.25+551.590.25

Вальтер А.А., Гуров Е.П. Ударный метаморфизм и ударное плавление – уникальные геологические процессы, связанные с образованием взрывных метеоритных кратеров. – В кн.: Метеоритные структуры на поверхности планет. М.: Наука, 1979.

Рассматриваются петролого-минералогические признаки ударного метаморфизма и ударного плавления, проводится их сопоставление с параметрами импульсного сжатия. Характеризуются общие признаки ударного метаморфизма как нестационарного геологического процесса. Зафиксированные при ударном метаморфизме деформации и фазовые переходы главнейших породообразующих минералов сравниваются с ударной адиабатой Гюгонно. Отмечается необходимость учета при интерпретации признаков ударного метаморфизма кратковременной квазистатической нагрузки после прохождения ударной волны, а также дополнительного разогрева в результате трения при сжатии рыхлых пород.

Рассмотрены петрохимические особенности массивных импактитов, отражающие контаминацию метеоритным веществом и перегретый характер импактных расплавов.

На основании анализа ИК- и ЯГР-спектров импактных стекол обсуждаются вопросы их строения.

Табл. 2, ил. 3, библи. 58 назв.

УДК 551.311.5

Дабижа А.И., Федьинский В.В. Геофизическая характеристика метеоритных кратеров. – В кн.: Метеоритные структуры на поверхности планет. М.: Наука, 1979.

Обсуждаются качественная характеристика и количественные параметры гравитационного поля астроблем разного размера, существенно отличающи-

еся от таковых для вулканических кальдер и структур иного происхождения. Рассматриваются геофизические признаки (магнитные, сейсмические, электрометрические) структур ударного происхождения. Предлагается геофизическая модель внутреннего строения метеоритных кратеров. Представлена классификация геофизических аномалий и типов метеоритных структур.

Табл. 2, ил. 7, библи. 28 назв.

УДК 551.311.5

Дабижа А.И., Зоткин И.Т., Федьинский В.В. О распределении метеоритных кратеров на поверхности Земли. - В кн.: Метеоритные структуры на поверхности планет. М.: Наука, 1979.

Обсуждается вопрос о возможности определения потока крупных космических тел на Землю по имеющимся данным о метеоритных кратерах. Исследуется наблюдаемое распределение кратеров в зависимости от размеров и возраста, определяемое потоком крупных тел на Землю и эволюцией кратеров со временем.

Ил. 4, библи. 24 назв.

УДК 551.311.5

Вальтер А.А., Гуров Е.П. Установленная и предполагаемая распространенность взрывных метеоритных кратеров и их сохранность на Украинском щите. - В кн.: Метеоритные структуры на поверхности планет. М.: Наука, 1979.

Характеризуются темпы открытия взрывных метеоритных кратеров на Земле. Дается распределение установленных кратеров по размеру, возрасту и возрасту мишени. Рассматриваются факторы, определяющие образование и сохранение взрывных метеоритных кратеров на Земле в течение геологической истории, и критерии опознания ископаемых взрывных метеоритных кратеров. Прогнозируются резерв еще не открытых структур такого происхождения и приблизительные темпы их открытия.

Табл. 6, ил. 3, библи. 76 назв.

УДК 551.311.5

Аалоз А.О. Ударные и ударно-взрывные метеоритные кратеры. - В кн.: Метеоритные структуры на поверхности планет. М.: Наука, 1979.

Рассматривается морфология ударных, ударно-взрывных и взрывных кратеров, выявляются признаки, которые могут служить основанием для диагностики названных форм. Подчеркивается, что на форму и внутреннее строение ударных и ударно-взрывных кратеров влияет не только энергия удара метеорита, но и его траектория, характер грунта и т.д. Излагаются основные результаты исследований ударных и ударно-взрывных метеоритных кратеров на территории СССР (группы Каали, Сихотэ-Алинь и Илуметса).

Ил. 4, библи. 10 назв.

УДК 551.311.5

Дабижа А.И., Краес М.С. Эволюция метеоритных кратеров. - В кн.: Метеоритные структуры на поверхности планет. М.: Наука, 1979.

Приводится гистограмма распределения метеоритных кратеров по размерам. Рассматриваются механизм появления центрального поднятия, физичес-

кая и математическая модели эволюции метеоритных структур, сравниваются наблюдаемые формы метеоритных кратеров с теоретической моделью. Показана зависимость эволюции метеоритных кратеров от их размеров, мощности вязкого слоя астеносферы, возраста, тектонической и геологической обстановки в районе падения метеорита.

Рассмотрены некоторые вопросы, связанные с эволюцией лунных кратеров. Ил. 6, библ. 11 назв.

УДК 551.311.5

Масайтис В.Л. Основные черты геологии астроблем СССР. - В кн.: Метеоритные структуры на поверхности планет. М.: Наука, 1979.

Рассмотрены основные черты геологического строения древних метеоритных кратеров - астроблем, обнаруженных в последние годы на территории СССР. Выявлены характерные петрографические признаки высокоскоростного удара (диалектовые минералы, диалектовые стекла, стекла плавления, гипербарические фазы, конусы разрушения). Сопоставление астроблем с аналогичными структурами, известными за рубежом, показывает, что все они обладают признаками, указывающими на единство условий образования в результате соударения с поверхностью Земли быстро летящих космических тел.

Табл. 3, ил. 4, библ. 34 назв.

УДК 523.34+523.4

Флоренский К.П., Базилевский А.Т., Гребенник Н.Н. Морфология ударных кратеров на Луне и других планетах. - В кн.: Метеоритные структуры на поверхности планет. М.: Наука, 1979.

Описывается морфология свежих ударных кратеров Луны, Марса, Меркурия. Рассматривается зависимость особенностей строения кратеров от величины их диаметра. Обсуждаются вопросы происхождения кратеров и их морфологической эволюции под воздействием различных факторов.

Ил. 4, библ. 49 назв.

УДК 551.311.5

Зейлик Б.С. Кольцевые структуры-гиганты на Земле и других планетах. - В кн.: Метеоритные структуры на поверхности планет. М.: Наука, 1979.

Приводятся результаты исследований на территории Казахстана, выявивших гигантские кольцевые структуры ударно-взрывной природы. Структуры выражены в геофизических полях и дешифрируются на космических снимках. По карте аномального магнитного поля территории СССР выделяется большое количество кольцевых структур предположительно космогенной природы.

На геологической карте Мира по ряду признаков также намечено значительное число подобных гигантских кольцевых структур, центральные зоны которых необходимо обследовать с целью обнаружения явлений ударного метаморфизма.

Сопоставляется тектонический рисунок гигантских кольцевых структур других планет с тектоникой космогенных структур Казахстана. Подчеркивается резкое морфологическое отличие установленных и предполагаемых ударных гигантских кольцевых структур Земли и других планет от эндогенных структур - гигантских щитовых вулканов Земли и Марса.

Ил. 5, библ. 41 назв.

**МЕТЕОРИТНЫЕ СТРУКТУРЫ  
НА ПОВЕРХНОСТИ ПЛАНЕТ**

*Утверждено к печати  
Комитетом по метеоритам АН СССР*

Редактор *Т.С. Баринова*  
Художник *С.Б. Генкина*  
Художественный редактор *Т.П. Поленова*  
Технический редактор *Н.М. Бурова*

ИБ № 16289

Подписано к печати 11.06.79. Т— 08771  
Формат 60x90 1/16. Бумага офсетная № 1  
Усл.печ.л. 15,0+0,4 вкл. Уч.-издл. 16,9  
Тираж 800 экз. Тип. зак. 216. Цена 2р. 50к.

Книга издана офсетным способом

Издательство "Наука", 117864 ГСП-7,  
Москва, В-485, Профсоюзная ул., д. 90;

Ордена Трудового Красного Знамени  
1-я типография издательства "Наука"  
199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12

2 р. 50 к.

2978

