

Глава 4. БОЛТЫШСКИЙ КРАТЕР: ВТОРАЯ ИМПАКТНАЯ СТРУКТУРА МЕЛ-ПАЛЕОГЕНОВОГО РУБЕЖА МАССОВОГО ВЫМИРАНИЯ

Болтышская импактная структура расположена в бассейне реки Тясмин, правого притока реки Днепр в центральной части Украинского щита. Координаты центра кратера: $48^{\circ}57'$ с. ш. и $32^{\circ}16'$ в. д. Болтышская структура является не только самым крупным кратером на Украинском щите, но и во всей южной части Восточно-Европейской платформы. Особенный интерес эта структура представляет в связи с установлением ее одновозрастности с мел-палеогеновым кратером Чиксулуб в Мексике, ответственным за катасторфические события и массовое вымирание биоты на мел-палеогеновом рубеже. Большой интерес вызывает изучение частично сохранившегося покрова выбросов вокруг кратера, который позволяет синхронизировать его образование с глобально распространенным слоем дальних выбросов кратера Чиксулуб. Кроме того, промышленный интерес имеет заключенное в толще пост-кратерных осадков месторождение горючих сланцев с запасами более 3 млрд тонн.

Соответствующая Болтышскому кратеру депрессия в поверхности кристаллического фундамента щита была открыта Л. Г. Ткачуком в 1930—1932 годах. Круговая форма депрессии и ее диаметр около 25 км были определены при геофизическом изучении и бурении в связи с открытием в заполняющих ее породах месторождения горючих сланцев (Басс и др., 1967). Этими исследователями было принято вулканогенное происхождение депрессии в связи с диагностикой ударнорасплавленных пород как туфов и лав.

Впервые предположение об ударном происхождении Болтышской депрессии было высказано В. А. Голубевым в 1969 году (Голубев и др., 1974), однако обоснование метеоритного происхождения структуры было выполнено В. Л. Масайтисом в результате установления в породах признаков ударного метаморфизма (Масайтис, 1973, 1974).

Геологическое строение Болтышского кратера, особенности ударного метаморфизма импактных пород, состав и свойства ударнорасплавленных пород и зювитов рассмотрены в многочисленных статьях и сборниках (Вальтер, Рябенко, 1977; Геология и петрология взрывных метеоритных кратеров, 1982; Гуров, Гурова, 1991; Геология астроблем; Grieve et al., 1987 и др.). В 1984 году Болтышская импактная структура явилась объектом экскурсии 27 сессии Международного геологического конгресса (Гуров, Рябенко, 1984), причем ее участникам был продемонстрирован керн скважин, вскрывших комплекс ударнорасплавленных пород и толщу пост-кратерных отложений.

Болтышский кратер расположен в бассейне реки Тясмин, левого притока реки Днепр. Кратер перекрыт толщей неоген-четвертичных отложений и слабо выражен в рельефе, в связи с чем он не проявляется на космических снимках LANDSAT и аэрофотоснимках.

Морфология поверхности и внутреннее строение кратера

На современной поверхности импактная структура в виде слабо выраженной мелкой блюдцеобразной депрессии фиксируется по гидросети (рис. 2.2). Территория кратерной воронки охватывает верхнее течение р. Тясмин и его притоков. К центру структуры в радиальных направлениях стекаются его притоки: с востока — верховье р. Тясмин, с юго-востока — р. Сухой Тясмин, с юго-запада — р. Болтышка и ее левый безымянный приток. Все эти реки сливаются вместе в двух-трех километрах к востоку — юго-востоку от геометрического центра кратера. От места слияния р. Тясмин течет в северо-западном направлении и прорезает вал кратера в районе г. Каменка в 17—20 км от его центра.

Дно котловины диаметром около 20—23 км имеет слабо расчлененный равнинный рельеф. Абсолютные отметки в центре котловины составляют 140—160 м над уровнем моря и постепенно повышаются до 180—200 м в пределах водораздельных пространств. Ок-

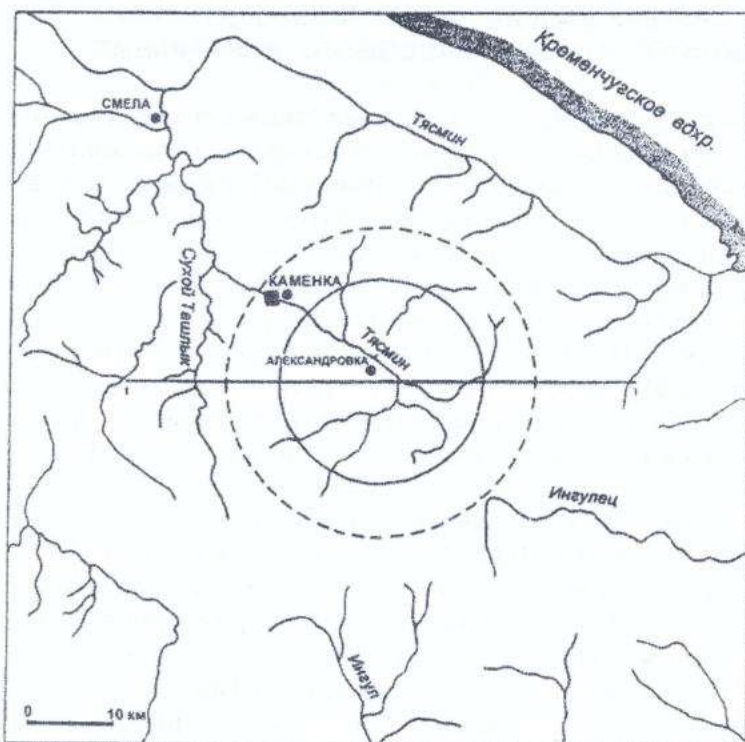


Рис. 2.2. Строение современной гидросети в районе Болтышской импактной структуры. Контуры кратера показаны сплошной линией, ось морфологически выраженного вала депрессии — пунктирной линией (Ямниченко, 2005). I—I — положение морфологического профиля Болтышской структуры (см. рис. 2.3). Положение обнажения коренного вала кратера (см. рис. 2.4) показано квадратом

Fig. 2.2. The recent river system in the Boltysh crater area. The crater edge is shown by a solid line and axis of the crater rim — by dotted line (Yamnichenko, 2005). I—I — position of the morphological section of the Boltysh structure (Fig. 2.3). Location of the original rim outcrop (Fig. 2.4) is shown by square

номерностей морфологии структуры был составлен сводный широтный профиль через ее центр (Ямниченко, 2005). На профиле Болтышского кратера виден ряд концентрических кольцевых элементов, которые частично отражают морфологию поверхности импактной структуры после ее образования (рис. 2.3).

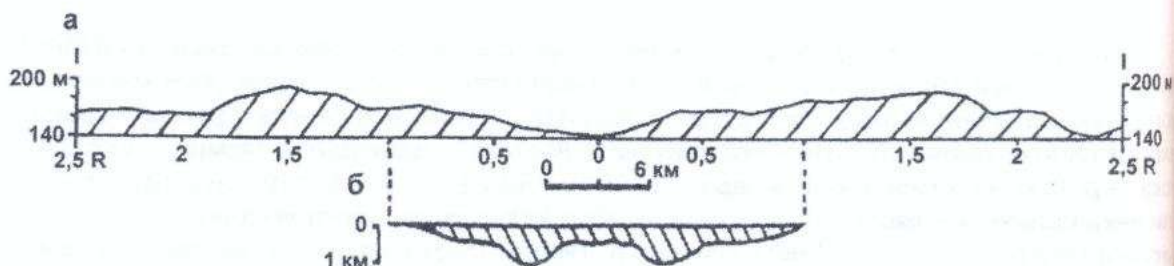


Рис. 2.3. Морфологический профиль Болтышской импактной структуры (а) и морфологический разрез кратера в кристаллических породах основания (б) по (Ямниченко, 2005)
 Fig. 2.3. Morphological profile of the Boltysh impact structure (a) and its section in the crystalline basement rocks (b) (Yamnichenko, 2005)

ружающий котловину вал вращен весьма нечетко в виде широкого кольцеобразного поднятия, характеризующегося более расчлененным рельефом по сравнению с внешней частью бассейна. В структуре в этом районе играет роль водораздела между бассейном верхнего течения р. Тясмин и верхним течением р. Ингул и Ингулец на юго-юго-востоке, с бассейном нижнего течения р. Тясмин на севере, северо-востоке и востоке, и бассейном р. Сухой Ташлык на западе.

Для установления закономерностей морфологического строения Болтышского кратера на современной поверхности, из геометрического центра структуры на топографических картах были проведены радиальные профили через каждые 15°, вдоль которых до расстояния 36 км (трех радиусов кратера) через каждые 1,5 км по горизонталям определялись абсолютные отметки местности. По этим данным были построены радиальные морфологические профили структуры. Для установления общих закономерностей морфологии структуры был составлен сводный широтный профиль через ее центр (Ямниченко, 2005).

Внутренняя часть кратерной воронки выражена в виде мелкой блюдцеобразной депрессии диаметром около 11 км, положение и диаметр которой приблизительно соответствуют положению глубокого внутреннего кратера импактной структуры. Края депрессии выражены в виде перегиба внутренних склонов на расстоянии около 6 км от центра или половины современного радиуса кратера. Следующим элементом морфологии кратера является кольцевое поднятие радиусом около 11—12 км, положение которого близко совпадает с положением краев импактной структуры в кристаллических породах.

Наиболее отчетливо выраженным элементом морфологии структуры является гребень вала радиусом 18—19 км, что в 1,5 раза превышает радиус кратера по краю воронки (рис. 2.3). Именно гребень вала играет роль современного водораздела, окружающего кратерную депрессию на современной поверхности. Внешний диаметр вала по его подножию составляет около 22 км (Ямниченко, 2005).

На космических снимках и топографических картах осевая часть кольцевого водораздела трассируется небольшими лесными массивами, которые окружают структуру с северо-востока, востока, юга, юго-запада и севера.

Для изучения строения вала кратера и морфологии его поверхности в кристаллических породах основания были проведены маршрутные исследования в долине р. Тясмин и Сухой Ташлык к северо-западу от края Болтышской структуры, где расположены многочисленные обнажения кристаллических пород коренного вала (Гуров, Вальтер, 1977; Гуров, Хмельницкий, 1996; Gurov et al., 2003).

Долина р. Тясмин в северо-западном секторе структуры прорезает вал кратера. В русле реки обнажения кристаллических пород коренного вала появляются на расстоянии около 16 км от центра структуры на западной окраине г. Каменка. Здесь река образует каньон глубиной до 8—10 м в катаклазированных гранитах, которые в виде скал обнажаются на обоих ее берегах (рис. 2.4). При удалении от кратера вниз по течению р. Тясмин обнажения кристаллических пород кратерного вала прослеживаются до расстояния около 22—24 км от центра структуры или 10—12 км от края воронки в поверхности кристаллических пород. Далее к северо-западу поверхность коренного вала погружается под толщу закратерных выбросов. В этом районе в долине р. Тясмин и его левого притока р. Сухой Ташлык в обнажениях наблюдается залегание полимиктовых брекчий выбросов непосредственно на поверхности катаклазированных кристаллических пород (Гуров, Вальтер, 1977). Залегание брекчий на гранитах фундамента свидетельствует о том, что в этом районе поверхность кристаллического основания вала после образования кратера не подверглась эрозии, так как мгновенно была перекрыта отложениями баллистических выбросов. В то же время погружение поверхности фундамента

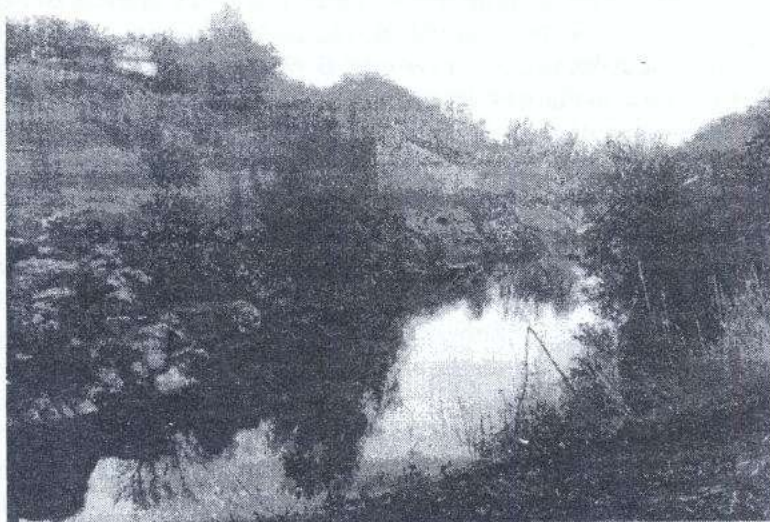


Рис. 2.4. Каньон р. Тясмин, прорезающей коренной вал Болтышской структуры на западной окраине г. Каменка. Скальные обнажения представлены катаклазированными кировоградскими гранитами. Положение обнажений показано на рис. 2.2

Fig. 2.4. The Tyasmin river canyon cuts the original rim of the Boltysch impact crater near the western part of Town Kamenka. The rocky outcrops are cataclased Kirovograd granites. Position of the outcrop is shown in Fig. 2.2

с удалением от края кратера под покров выбросов показывает, что здесь проходит подножье внешнего склона коренного вала кратера. По этим данным, расстояние от центра кратера до внешнего подножья коренного вала составляет около 23 км. Внешнее подножье вала кратера отчетливо выражено на морфологическом профиле структуры (рис. 2.3).

В связи с большой мощностью рыхлых четвертичных отложений в районе кратера, морфология и строение поверхности эродированного коренного вала структуры изучена по профилю скважин, пробуренных в ее краевой юго-западной части под руководством В. Г. Злобенко в 1962—1966 гг.

На профиле край кратерной воронки расположен на расстоянии 11,5 км от геометрического центра структуры и выражен в виде резкого перегиба поверхности кристаллических пород основания и резкого погружения их поверхности к центру структуры. По мере удаления от края структуры поверхность коренного вала полого повышается и достигает максимума на расстоянии 15 км от центра. Предполагается, что это повышение соответствует исходному положению гребня коренного вала. В этом случае исходный радиус кратера по гребню коренного вала составлял около 30 км. При дальнейшем удалении от центра структуры до расстояния около 18 км от центра поверхность кристаллических пород основания вала залегает субгоризонтально.

Непосредственно на поверхности кристаллических пород эродированного вала залегает толща отложений, представленных верхнеэоценовыми глауконитовыми песками с прослоями глин. Их общая мощность слабо увеличивается по направлению к центру кратера от 20—25 м на расстоянии 18 км от центра структуры до 30—35 м на краю воронки. По данным (Gurov et al., 2003), общая мощность палеогеновых отложений в центральной части Болтышской структуры достигает около 400 м.

Палеогеновые отложения перекрыты толщей неогеновых песков с горизонтом глин в основании. Максимальная мощность неогеновых отложений, достигающая 40—45 м, установлена на расстоянии около 33—34 км от центра кратера. По направлению к центру структуры наблюдается понижение мощности неогеновых отложений в связи с эрозией их верхних горизонтов. На краях кратерной воронки реликты неогеновых песков сохраняются от размыва только в пределах водораздельных участков мелких водтоков.

Разрез перекрывающей кратер толщи рыхлых отложений завершается толщей четвертичных лессовидных суглинков. В пределах гребня морфологически выраженного вала кратера наблюдается максимальная мощность суглинков, достигающая 25—27 м. По направлению к центру кратера их мощность понижается до 10—15 м.

Таким образом, реликты структурного поднятия коренного вала Болтышского кратера обнажаются в интервале от 15 км до 24 км от его центра. В то время как элементы внутреннего строения Болтышской импактной структуры после ее образования не подверглись значительной эрозии в связи с непрерывным осадконакоплением в кратере, окружающий его коренной вал и покров выбросов были в значительной степени эродированы. Представляет интерес определение исходного диаметра структуры по гребню коренного вала и параметров последнего до эрозии, как это принято при изучении свежих кратеров на поверхности Земли, а также импактных структур на поверхности Луны и планет (Мэлош, 1994; Ударные кратеры на Луне и планетах, 1983).

В работах по изучению хорошо сохранившихся импактных структур на поверхности Луны (Ударные кратеры на Луне и планетах, 1983) и некоторых земных кратеров (Gurov et al., 1994; Gurov and Yamnichenko, 1995) выведены зависимости главных параметров валов от диаметра импактных структур. Согласно этим данным, внешний радиус коренного вала по его подножью составляет около 1,6 радиуса кратера по гребню коренного вала. При внешнем радиусе коренного вала Болтышского кратера, равном 23 км, его исходный радиус по гребню вала составлял около 14—15 км, и исходный диаметр соответственно был равен 28—30 км. Принятый в литературе (Вальтер, Рябенко; Гуров, Гурова, 1991, Масайтис и др., 1980, Kelley, Gurov, 2003) диаметр Болтышской структуры, равный 24—25 км, соответст-

ует ее диаметру по краю морфологически выраженной депрессии в поверхности пород кристаллического основания и уступает исходному диаметру кратера по валу.

По морфометрическим данным (Ямниченко, 2005) радиус Болтышской депрессии по гребню вала на современной поверхности составляет 18—19 км, при исходном радиусе структуры по гребню коренного вала, равном 14—15 км. Таким образом, установлено увеличение диаметра депрессии в рыхлых отложениях кайнозоя относительно исходного диаметра кратера в коренных породах.

Согласно данным работ (Мелosh, 1994; Ударные кратеры на Луне и планетах, 1983; Gurov et al., 1995; Gurov, Yarnichenko, 1995), высота вала вокруг сложных кратеров составляет около 1/40 части их радиуса. Согласно этому соотношению, исходная высота вала Болтышской структуры составляла около 350—370 м.

Таким образом, при диаметре Болтышской структуры по краю воронки в кристаллических породах, равном 24 км, исходный диаметр кратера по гребню вала составлял 28—30 км. Морфологически выраженный диаметр депрессии на современной поверхности по гребню рыхлого вала составляет около 36 км.

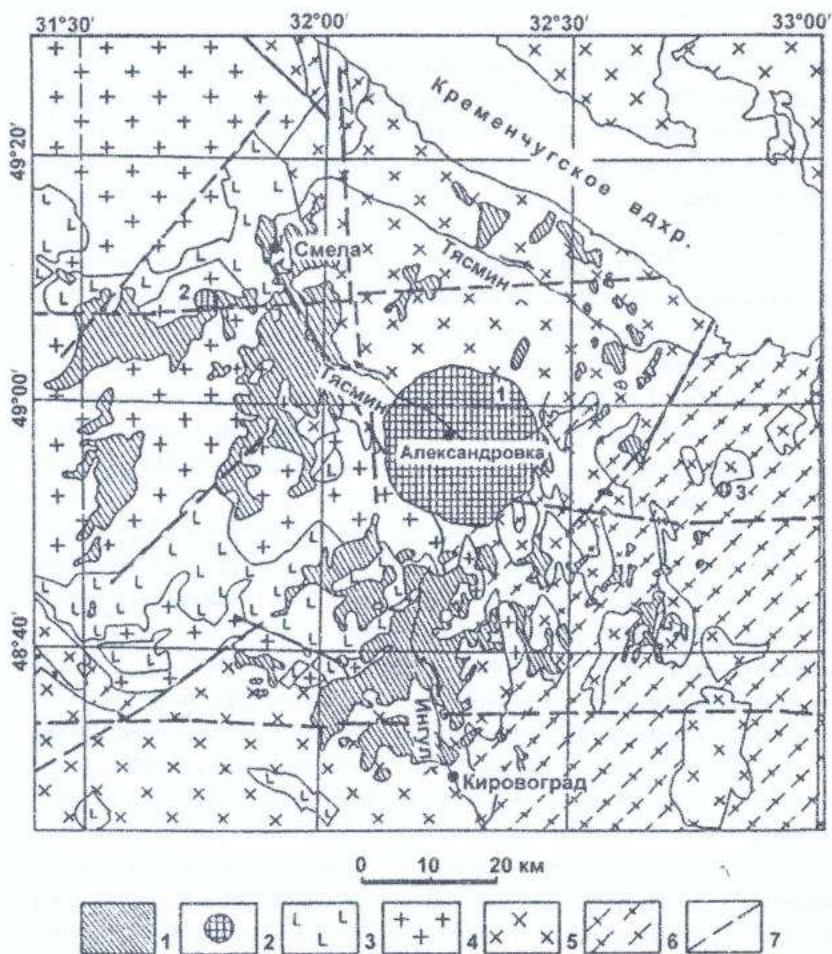
Приведенная ниже характеристика строения Болтышской импактной структуры базируется на ее описании, выполненном Е. П. Гуровым и Е. П. Гуровой (1991) на основании изучения многочисленных скважин (17, 18, 19, 20, 21, 29, 50, 11 475 и некоторых других) с использованием литературных источников и фондовых материалов.

Кратер сформирован в породах кристаллического фундамента щита (рис. 2.5), которые представлены в этом районе кировоградскими гранитами с абсолютным возрастом от 1550 млн лет и более и биотитовыми гнейсами с возрастом 1850—2220 млн лет и более (Каталог изотопных дат пород Украинского щита, 1978). По данным изучения состава пород в центральном поднятии и по соотношению состава обломков в составе выбросов, относительное содержание гранитов и гнейсов в мишени кратера составляет 5:1 (Гуров, Гурова, 1991).

Главными элементами строения Болтышской импактной структуры являются глубокий внутренний кратер с центральным поднятием, мелкая периферическая кольцевая депрессия и приподнятый коренной вал, который к настоящему времени интенсивно эродирован (рис. 2.6, 2.7). Строение центральной части кратера изучено нами по керну скважин 17, 18, 19, 20, 21, 50 и 11 475.

Центральное поднятие Болтышского кратера имеет диаметр около 4 км и высоту над истинным дном 550—600 м (рис. 2.7, 2.8). Поднятие разбурено скважинами 18, 19, и 20 на глубину до 60 м от его поверхности. Поверхность поднятия имеет уплощенный столообразный характер с величиной превышений отдельных участков в его южной и юго-восточной части (скв. 18 и 20) до 40—60 м над центральной частью (скв. 19). Поднятие сложено крупноглыбовыми брекчиями ударнометаморфизованных гранитов и гнейсов, которые интенсивно изменены при выветривании под действием атмосферных вод, нагретых импактными породами. На поверхности пород поднятия залегает прерывистый маломощный прослой аллогенных брекчий и зювитов, которые представляют собой возвращенные в кратер выбросы.

Глубокий внутренний кратер диаметром 12 км в виде широкого желоба окружает центральное поднятие. По данным разреза скважины 11 475, наибольшая установленная к настоящему времени истинная глубина кратера составляет 920 м от современной поверхности и около 500 м относительно дна периферической кольцевой депрессии (рис. 2.9). Края внутреннего кратера выражены в виде резкого перегиба истинного дна структуры. Основание внутреннего кратера, вскрытое скважиной 11 475 в интервале от 1065 м до забоя на глубине 1148 м, слагают слабо катаклазированные порфириовидные биотитовые граниты без признаков ударного метаморфизма. Ударные давления в породах этого интервала, определенные по зернам кварца рентгеновским методом (Hörz and Quaide, 1973), составляют от 4 до 10 ГПа. На поверхности гранитов в интервале от 920 до 1065 м залегает толща горной муки — несцементированного мелкообломочного материала, состоящего из обломков и минералов гранитов от псаммитовой до щебенчатой размерности с включениями редких обломков гра-



2.5. Расположение Болтышской импактной структуры в центральной части Украинского щита. Схема строения кристаллического основания щита по (Геологическая карта кристаллического основания Украинского щита масштаба 1:500 000 под ред. Н. П. Щербака, 1983) с изменениями. Рыхлые кайнозойские отложения сняты

1 — аллочтонные брекчии покрова выбросов Болтышского кратера; 2 — импактные структуры: 1 — Болтышская, 2 — Ротмистровская, 3 — Зеленогайская; кристаллические породы щита: 3 — габбро; 4 — рапакиви; 5 — граниты кировоградского типа; 6 — гнейсы; 7 — разломы

Fig. 2.5. Location of the Boltysh impact structure in the central part of the Ukrainian Shield. Scheme of geological structure of the crystalline basement by (Geological map of the crystalline basement of the Ukrainian Shield in scale 1:500 000 edited by N. P. Scherbak, 1983) with modifications. The Cenozoic sediments are omitted

1 — allochthonous breccia of the Boltysh ejecta; 2 — impact structures: 1 — Boltysh, 2 — Rotmistrovka, 3 — Zeleny Gay; 3 — gabbro; 4 — rapakivi; 5 — granite of Kirovograd type; 6 — gneiss; 7 — faults

импактной структуры. Эти породы образуют кольцеобразное пластовое тело вокруг центрального поднятия мощностью до 220 м и внешним диаметром около 11—12 км. Площадь поверхности импактитов равна около 85 км². Поверхность толщи субгоризонтальная в связи с тем, что подвижный высокотемпературный ударный расплав образовал озеро в самой глубокой части кратера вокруг центрального поднятия, плоская поверхность которого возвышалась над поверхностью расплава на 60—80 м. Края внутреннего кратера возвышают

нитов в интервалах 950—916—918 м и некоторые другие. Редкие проявления ударного метаморфизма выражены в присутствии в некоторых зернах кварца планарных трещин и планарных элементов. Горная мука диагностирована нами как мелкозернистая атигенная брекчия, образование которой не сопровождалось перемещениями раздробленного материала.

На поверхности горной муки в интервале от 920 до 792 м залегает толща аллочтонных литических брекчий и зювтов. Обломки и глыбы пород в брекчии представлены гранитоидами основания при подчиненном распространении стекол ударнорасплавленных пород. В интервале от 888 м до 875 м вскрыто тело массивных расплавных импактитов, характерной особенностью которых является высокое сопротивление обломков гранитов, испытавших селективное плавление.

Аллочтонные брекчии перекрыты пластообразной залежью массивных ударнорасплавленных пород, слогающих интервал от 797 до 575 м и заполняющих внутренний кратер им

ся над поверхностью расплава на 30—50 м (Гуров, Гурова, 1991; Gurov et al., 2003).

На поверхности толщи расплавных импактитов залегает прерывистый слой зювитов мощностью от 0 до 30 м. Зювиты представлены брекчиевыми породами, состоящими из обломков ударнометаморфизованных кристаллических пород основания и обломков стекол, сцементированных мелкозернистой обломочной массой того же состава. Форма частиц стекла изменяется от неправильной остроугольной до аэродинамической эллипсоидальной и каплеобразной, причем последняя форма обломков стекла служит доказательством происхождения зювитов в результате обратного падения в кратер выброшенного материала. Подобный генезис зювитов подтверждается сложной формой их контактов с подстилающими расплавными импактитами. Предполагается, что зювиты образовывали "плавающие острова" на поверхности импактитов, так как плотность зювитов составляет около $3,35 \pm 0,07 \text{ г/см}^3$ по сравнению с плотностью импактитов, равной $3,50 \pm 0,10 \text{ г/см}^3$ (Гуров, Гурова, 1991).

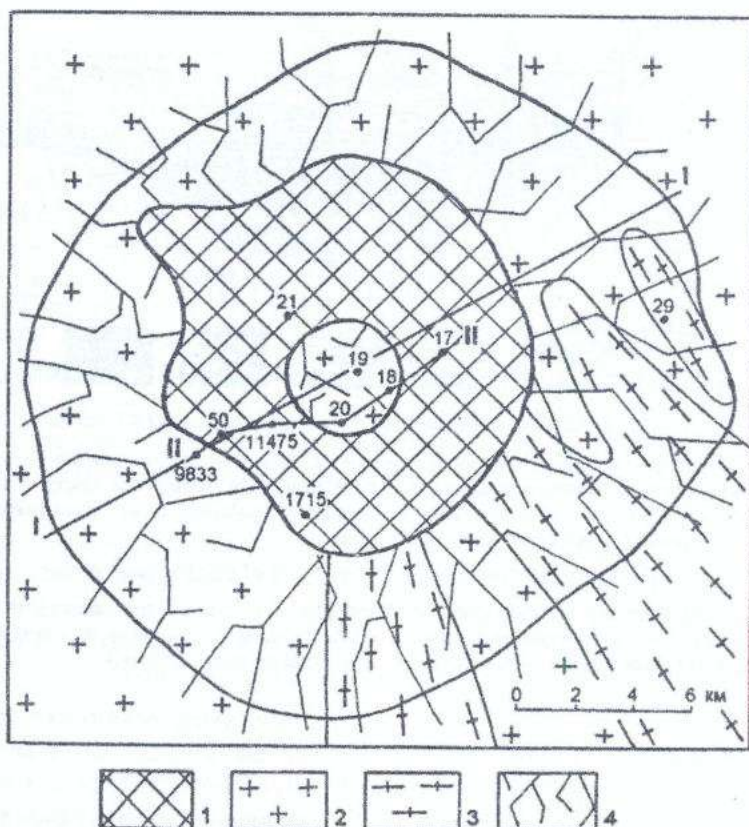


Рис. 2.6. Схема геологического строения Болтышской импактной структуры. Посткратерные отложения сняты. Кольцеобразное пластовое тело ударнорасплавленных пород окружает центральное поднятие и занимает глубокий внутренний кратер астроблемы. I — I и II — II — положение профилей (см. рис. 2.7 и 2.8)

1 — ударнорасплавленные породы; 2 — кировоградские порфириобластовые граниты; 3 — гнейсы; 4 — аутигенные брекчии и брекчированные породы основания

Fig. 2.6. Scheme of geological structure of the Boltysh impact crater. The post-impact sediments are omitted. The annular bed of impact melt rock surrounds the central uplift and occupies the deep inner crater. I — I and II — II are the positions of the profiles (Figs. 2.7 and 2.8)

1 — impact melt rock; 2 — Kirovograd porphyritic granite; 3 — gneisse; 4 — authigenic breccia and brecciated basement granite

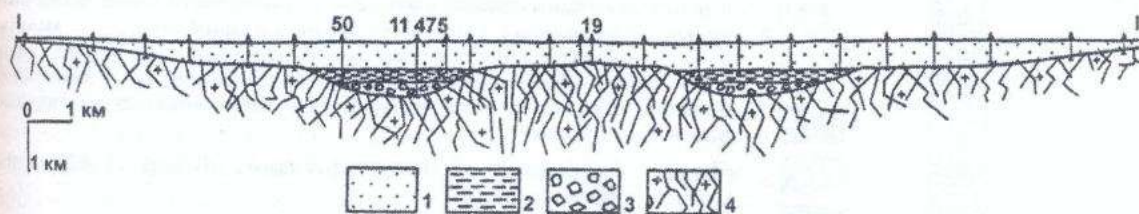


Рис. 2.7. Схематический разрез I — I Болтышской импактной структуры с юго-запада на северо-восток
1 — посткратерные осадки; 2 — ударнорасплавленные породы; 3 — брекчии, горная мука; 4 — брекчированные и катаклазированные породы кристаллического основания

Fig. 2.7. Schematic cross-section by I — I of the Boltysh impact structure from the southwest to northeast
1 — sedimentary crater fill; 2 — impact melt rock; 3 — breccia and rock flour; 4 — brecciated and cataclased rock of the crystalline basement

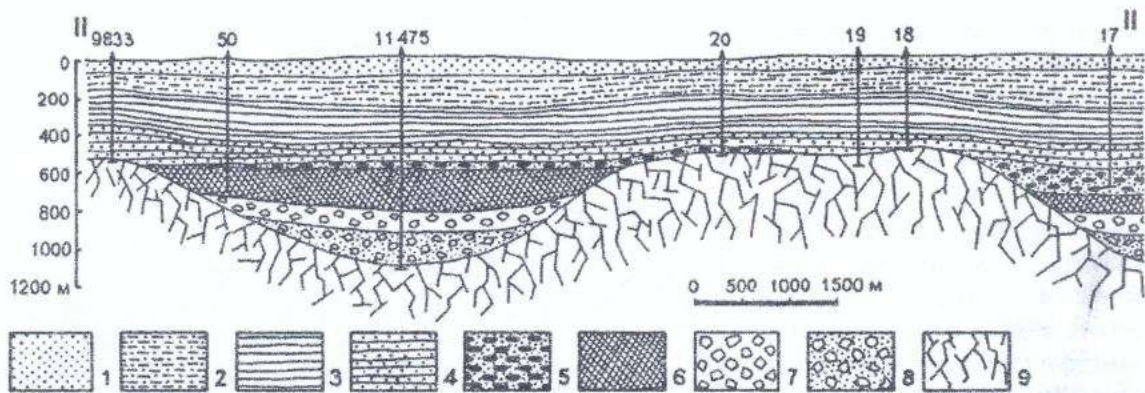
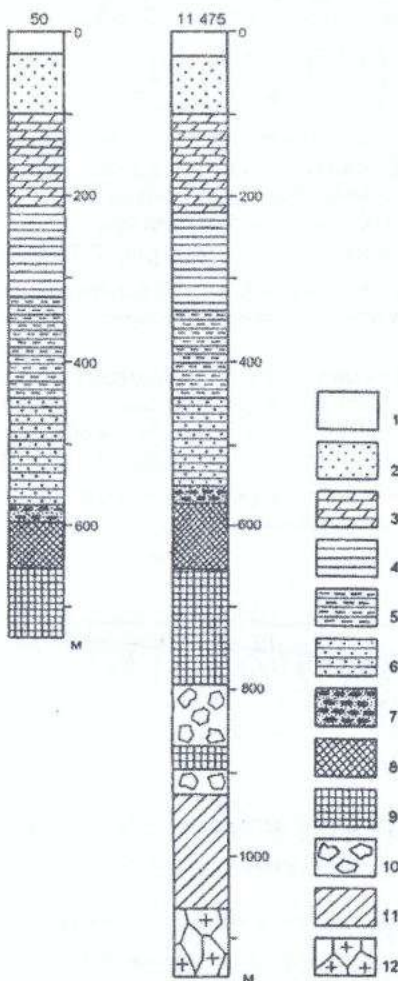


Рис. 2.8. Схематический разрез II — II центральной части Болтышской импактной структуры

1 — четвертичные и неогеновые пески и глины; 2 — эоценовые мергели и пески; 3 — эоценовые и палеоценовые аргиллиты и горючие сланцы; 4 — палеоценовые песчаники, пески и алевролиты; 5 — зювиты; 6 — расплавленные импактиты; 7 — аллогенные литические брекчии; 8 — гранитная горная мука; 9 — брекчированные и катаклазированные породы основания

Fig. 2.8. Schematic cross-section by II — II of central part of the Boltysh impact structure

1 — Quaternary and Neogene sand and clay; 2 — Eocene marl and sand; 3 — Eocene and Paleocene argillite and oil shale; 4 — Paleocene sand, sandstone and siltstone; 5 — suevite; 6 — impact melt rock; 7 — allogenic lithic breccia; 8 — granitic rock flour; 9 — brecciated and cataclased basement rock



Непосредственно на поверхности толщи импактитов и зювитов залегает мощная толща осадков кратерного озера, отложение которых началось непосредственно после окончания формирования кратера.

Периферическая часть Болтышской структуры представлена относительно более мелкой кольцевой депрессией, окружающей глубокий внутренний кратер. Глубина периферической депрессии вблизи от края внутреннего кратера составляет 500—550 м и постепенно уменьшается к подножию вала. Основание периферической депрессии слагают слабо брекчированные граниты фундамента. На поверхности дна залегает прерывистая толща брекчий, распространение и мощность которых остаются не-

Рис. 2.9. Разрез скважин 50 и 11 475 Болтышской импактной структуры

1 — четвертичные суглинки и глины; 2 — неогеновые пески; 3 — среднеэоценовые пески, мергели и глины; 4 — раннеэоценовые глины, аргиллиты и горючие сланцы; 5 — позднепалеоценовые и раннеэоценовые сланцы, глины и алевролиты; 6 — нижнепалеоценовые песчаники, пески и алевролиты с прослоями брекчии и гравелитов; 7 — зювиты; 8 — полнокристаллические ударнорасплавленные породы; 9 — ударнорасплавленные породы со стекловатой матрицей; 10 — литические брекчии, зювиты; 11 — горная мука; 12 — трещиноватые и катаклазированные граниты

Fig. 2.9. Stratigraphic columns of drill cores 50 and 11 475 of the Boltysh impact structure

1 — Quaternary loam and clay; 2 — Neogene sand; 3 — Middle Eocene sand, marl and clay; 4 — Early Eocene clay, argillite and oil shale; 5 — Late Paleocene and Early Eocene shale, clay and siltstone; 6 — Early Paleocene sandstone, sand and siltstone with interlayers of breccia and gravelstone; 7 — suevite; 8 — crystalline impact melt rock; 9 — impact melt rock with glassy matrix; 10 — lithic breccia; 11 — rock flour; 12 — fractured and cataclased granite

достаточно изученными. В составе брекчий и брекчиевидных пород краевой части структуры установлена примесь окатанного и полукатанного материала, что свидетельствует об образовании этих пород после завершения стадии модификации. Необходимо отметить, что на современном уровне изученности в краевых частях кратера не выявлены террасовидные структуры сползания и обрушения пород, наблюдаемые во многих сложных лунных кратерах (Мелов, 1994; Ударные кратеры на Луне и планетах, 1983).

Кратер окружен коренным валом, который представляет собой структурное поднятие кристаллических пород основания. В настоящее время вал интенсивно эродирован. Его исходная высота по оценке (Gurov and Gurova, 1985) составляла около 350 м. Корни вала на современной поверхности обнажаются только на северо-восточном краю структуры в долине реки Тясмин, образующей в них каньон глубиной 12—15 м (рис. 2.4). Породы вала представлены катаклазированными кировоградскими гранитами. Ударные давления, определенные по степени астеризма зерен кварца по методу (Hörz and Quaide, 1973), составляют 3 ± 1 ГПа.

Болтышский кратер окружен покровом выбросов. В связи с тем, что выбросы импактных структур представляют собой относительно маломощные толщи слабо сцементированных пород, в условиях земной поверхности они быстро подвергаются эрозии. В настоящее время покровы выбросов сохранились только вокруг единичных кратеров, в том числе мелопалеогенового кратера Чиксулуб, Рисского кратера, молодого кратера Барринджер и некоторых других. Вместе с тем, всестороннее изучение выбросов, их пространственного распространения, распределения по мощности, состава и других свойств представляет большой интерес для полного понимания импактного процесса и восстановления последствий образования кратеров.

Покров закратерных выбросов в виде прерывистой толщи слабо консолидированных брекчий распространен вокруг Болтышской структуры в центральной части и на северо-восточном склоне Украинского щита в области его погружения в Днепровско-Донецкую впадину (рис. 2.5).

Окружающая Болтышский кратер толща брекчий была установлена задолго до диагностики этой импактной структуры при проведении геолого-съёмочных работ Г. Г. Андрейчиком, В. П. Брянским, В. Г. Злобено, В. А. Поповиченко, Л. И. Рябчун и другими геологами в течение 60-х годов прошлого века. Эти отложения рассматривались ими как покров туфогенных пород, осадочных брекчий или образований неясного генезиса. Диагностика этих образований как закратерных выбросов выполнена в работе (Гуров, Вальтер, 1977). Позднее выбросы кратера более подробно охарактеризованы в работах (Гуров, Хмельницкий, 1996; Gurov et al., 2003 и др.). Несмотря на исчерпывающие доказательства связи брекчий с Болтышским кратером, были предприняты попытки пересмотра генезиса брекчий и отнесения их к олистостромам (Мороз, Сосьяк-Круковский, 1993).

В настоящее время реликты толщи выбросов представлены в виде разобщенных участков брекчий площадью от нескольких до первых сотен квадратных километров. Покров выбросов на большей территории их распространения погребен под покровом кайнозойских рыхлых отложений, и только на северо-восток от края кратера брекчие образуют редкие обнажения в бортах долин реки Тясмин и его притоков. В связи с этим данные о его распространении получены на основе изучения фондовых материалов с описанием многочисленных скважин, пробуренных при проведении геолого-съёмочных работ В. П. Брянским и другими перечисленными выше геологами.

Общая площадь распространения реликтов покрова выбросов составляет около 6500 км². Она имеет близкую к изометричной форму, удлинённую в северо-западном направлении (Гуров, Хмельницкий, 1996, 1997; Gurov et al., 2003). При радиусе кратера, равном 12 км, протяжённость покрова составляет порядка 3-4 его радиусов и достигает в северо-западном направлении 5 радиусов. Наибольшие по площади участки покрова сохранились на запад и северо-запад от кратера в бассейне реки Тясмин, а также к югу от структуры в пределах водораздела рек Тясмин и Ингул. В северном и северо-восточном направ-

лении реликты покрова сохранились в виде пятен площадью до 10—12 км². Изучение строения покрова выбросов в естественных обнажениях и по керну скважин показывает, что на большей части территории они залегают непосредственно на поверхности кристаллического фундамента. По данным геолого-съёмочных работ, поверхность фундамента в этой части щита имеет равнинный рельеф, расчлененный палеодолинами древней гидросети.

Сохранность покрова зависит от его исходной мощности, а также рельефа поверхности вокруг кратера. Особенностью сохранности покрова является его интенсивная эрозия вблизи от краев воронки в связи с разрушением и сносом материала с поверхности поднятого коренного вала кратера. Например, в северо-западном секторе структуры в долине реки Тясмин на краю воронки на поверхности гранитов отсутствуют отложения выбросов, которые появляются при удалении до 10 км от края кратера и погружении поверхности коренного вала под толщу брекчий. Кроме того, более интенсивная эрозия покрова наблюдается на северном и северо-восточном склоне щита в области погружения его поверхности в сторону Днепровско-Донецкой впадины.

Строение и состав покрова изучались в природных обнажениях в бассейне реки Тясмин, а также по описанию керна скважин. Максимальная мощность толщи брекчий в обнажениях на расстоянии около двух радиусов от центра кратера достигает 8—11 м. В скважинах в пределах всей площади распространения брекчий их мощность колеблется от нескольких метров до нескольких десятков метров. Максимальная мощность брекчий, достигающая первых десятков метров, установлена на расстоянии от 1,5 до 2,5 радиусов от центра кратера. По данным В. К. Рябчуна, мощность брекчий, вскрытых скважинами в междуречье Сухой Ташлык — Мокрый Ташлык на расстоянии около 40 км или 3,3 радиуса кратера, составляет 24 м, а в междуречье Сырой Ташлык — Гнилой Ташлык в 55 км от центра кратера составляет 10 м. В направлении к краевым частям покрова его мощность понижается до нескольких метров. Вместе с тем, особенности микрорельефа поверхности кристаллического фундамента играют важную, иногда решающую роль в мощности сохранившейся части покрова.

Изменение мощности толщи брекчий в зависимости от расстояния от центра кратера рассчитано в пределах концентрических зон шириной 6 км (или 0,5 радиуса кратера). Средняя мощность выбросов рассчитывалась как среднеарифметическое по суммарной мощности вскрытых скважинами брекчий в каждой зоне (Гуров, Хмельницкий, 1996).

Установлено общее закономерное понижение средней мощности покрова при увеличении расстояния от центра структуры (табл. 2.2). Согласно полученным результатам, средняя мощность покрова составляет 15—25 м на расстоянии от 1,5 до 3,0 радиуса и понижается до 2—3 м на расстоянии 4,5—5 радиусов.

Произведены расчеты исходной мощности покрова брекчий в зависимости от расстояния от центра Болтышской импактной структуры с использованием эмпирических формул, приведенных в работах (McGetchin et al., 1973; Stöffler et al., 1975). Расчеты по обеим формулам дают весьма близкие результаты, хотя в первой из указанных работ зависимость рассчитана для выбросов из лунных кратеров, а во второй получена по определению мощности выбросов вокруг экспериментальных кратеров в песке. При радиусе Болтышской структуры, равном 12 км, рассчитанная мощность выбросов на его валу составляла 300 м и постепенно снижалась до 10 м на расстоянии 47 км или 3,9 радиуса кратера (Гуров, Хмельницкий, 1996). На расстоянии около 90 км от центра структуры мощность покрова понижалась до 1 м. В таблице 2.2 приведены сравнительные данные по сохранившейся мощности толщи выбросов и ее расчетной исходной мощности. Согласно расчетам, первоначальная площадь зоны выбросов мощностью от 10 м на ее периферии и до 300 м на валу кратера составляла около 6500 км². Внешняя граница этой зоны близко совпадает с границей территории, в пределах которой до настоящего времени сохранились реликты покрова выбросов. Расчетная площадь выбросов мощностью от 1 м до 10 м составляла 25 000 км², и при мощности от 0,1 м на краях покрова до 1 м достигала около 100 000 км². Подобная оценка изменения мощности брекчий и занятой ими площади в зависимости от

Таблица 2.2. Расчетная исходная мощность покрова выбросов (в м) Болтышской импактной структуры (I) и среднеарифметическая величина измеренной мощности сохранившейся части покрова выбросов (II) в зависимости от расстояния от центра кратера (в единицах радиуса)

Table 2.2. Calculated initial ejecta thickness (in meters) of the Boltysk impact structure (I) and weighed mean thickness of preserved Boltysk ejecta (II) in relationship to their distances from the crater center (expressed in crater radii)

Расстояние от центра	1,0—1,5	1,5—2,0	2,0—2,5	2,5—3,0	3,0—3,5	3,5—4,0	4,0—4,5	4,5—5,0	5,0—5,5	5,5—6,0
I*	307	112	52	28	17	11	7	5	4	3
II	26	25	15	15	8	14	9	2	—	—

*Расчеты мощности выбросов выполнены для расстояний от центра кратера до середины каждой зоны.

расстояния от кратера выполнена при допущении равномерного распределения выбросов по окружности. Вместе с тем, распределение выбросов вокруг многих лунных кратеров и некоторых свежих кратеров на поверхности Земли (Стерлитамакский кратер в Предуралье) имеет более сложный лучевой характер. В связи с этим приведенные расчеты дают весьма приближенную оценку исходного распространения выбросов вокруг Болтышской импактной структуры для лучшего понимания последствий и масштабов этого ударного события. В то же время удовлетворительное совпадение мощности сохранившихся выбросов и их расчетной мощности подтверждают возможность использования зависимостей в работах (McGetchin et al., 1973; Stöffler et al., 1975) для оценки масштабов отложения покрова выбросов при кратерообразовании.

Проверка возможности использования указанных выше зависимостей проверена нами на примере кратера Экремен в Австралии (Gostin et al., 1986; Williams, 1986). По данным последней из указанных работ, в строении этой структуры выделяются следующие элементы: внутреннее кольцо диаметром 30 км, промежуточное кольцо диаметром 90 км, и вероятное внешнее кольцо диаметром 150—160 км. В. А. Гостин с соавторами (Gostin et al., 1986) принимает диаметр структуры равным 85 км. Если исходный диаметр кратера составлял 150—160 км, образование структуры должно было иметь глобальные последствия. Покров выбросов кратера Экремен в виде слоя обломочного материала мощностью до 10 см сохранился в толще смятых в складки морских осадков в геосинклинали Аделаида на расстоянии около 300 км от центра кратера. Условия залегания слоя и характер его контактов с подстилающими и перекрывающими отложениями свидетельствуют об отсутствии следов их размыва после отложения.

Нами предложено (Гуров, Хмельницкий, 1996; Gurov, 1993) определение исходного диаметра кратера Экремен по мощности выбросов, сохранившихся в геосинклинали Аделаида на расстоянии 300 км от кратера, с использованием зависимости в работе (McGetchin et al., 1973). При диаметре кратера 30 км, мощность выбросов здесь должна составлять 7 см, при 40 км — 25 см, при 85—90 км мощность выбросов должна была составлять около 12 м, и при диаметре кратера в 150—160 км — 60 м. На этом основании нами был сделан вывод о том, что исходный диаметр кратера составлял около 30, но не более 40 км (Gurov, 1996). Более поздние исследования этой структуры (Shoemaker and Shoemaker, 1996) показали, что ее диаметр составляет 30 км. Это подтвердило правомерность наших расчетов и, главное, доказало возможность использования рассматриваемой зависимости для оценки диаметра кратеров в условиях земной поверхности.

Изучение обнажений брекчий в бассейне реки Тясмин указывает на двухчленное строение их толщи (Гуров, Вальтер, 1977; Gurov et al., 2003). Нижний горизонт покрова, залегающий непосредственно на поверхности кристаллических пород фундамента, имеет мощность до 8 м. Он состоит из обломков и глыб гранитов и гнейсов, слабо сцементированных мелкообломоч-

ным материалом того же состава. В пределах каждого обнажения брекчии имеют мономиктовый, наиболее часто гранитный состав. Испытанные породами ударные давления не превышают 10—12 ГПа. Образование пород нижнего горизонта связано как с отложением крупнообломочного материала в результате баллистической транспортировки, так и при брекчировании поверхности мишени в результате падения крупных блоков на поверхность. Большая роль этого процесса в формировании покровов выбросов установлена на примере Рисского кратера и некоторых других импактных структур (Мелов, 1994; Hörz et al., 1983).

Верхний горизонт покрова выбросов Болтышского кратера залегает на поверхности нижнего с четким контактом. В то же время в некоторых обнажениях на правом берегу р. Сухой Ташлык наблюдается проникновение мелкозернистых брекчий верхнего горизонта в поверхность нижележащего горизонта мономиктовых брекчий в виде сложной системы дайкоподобных тел. В породах верхнего горизонта обломочно-глыбовый материал составляет 30—40% объема пород (рис. 2.10). Размер наиболее крупных глыб достигает нескольких метров в диаметре. Вверх по разрезу толщи брекчий содержание в них крупных глыб уменьшается до 5—10% на расстоянии около 5 м от подошвы верхнего горизонта. Обломки и глыбы в составе брекчий представлены кировоградскими гранитами и гнейсами фундамента кратера в соотношении этих пород как 5:1, что соответствует их среднему соотношению в мишени. В составе брекчий, обнажающихся на левобережье реки Тясмин у села Яровое, наблюдаются включения осадочных пород, представленных мергелями, известняками, мелом, опоками и обожженными красными глинами. Цемент брекчий представлен мелкозернистым материалом глинисто-алеврито-псаммитовой размерности, в составе которого постоянно присутствуют зерна зеленого глауконита. Его источником являются верхнемеловые осадочные породы платформенного чехла мишени кратера (Gurov et al., 2003). В составе обломков осадочных пород из брекчии описаны образцы с маастрихтской фауной (Valter and Plotnikova, 2003).

Обломки пород и минералов покрова выбросов содержат признаки ударного метаморфизма, в том числе планарные элементы в кварце и полевых шпатах, и некоторые другие. В составе диаплектового кварца диагностирован коэзит (Гуров и др., 1978). Изредка в составе брекчий наблюдаются мелкие обломки выветрелых стекол плавления.

Ударный метаморфизм минералов

Породы и минералы Болтышской импактной структуры содержат четкие признаки ударного метаморфизма. Их изучение было начато В. Л. Масайтисом (1973, 1974) и продолжено многими исследователями (Вальтер, Рябенко, 1977; Гуров, Гурова, 1991; Гуров и др., 1979; и др.).

Единственным достоверным макроскопическим признаком ударного метаморфизма является распространение в породах конусов разрушения (Dietz, 1968; French, 1998). Конусы разрушения в Болтышском кратере установлены в глыбах кристаллических пород из аллогенных брекчий и эювитов, например, в глыбах гранитов из брекчий, вскрытых скважиной 20 в интервалах 471 и 504 м. В составе аутигенных брекчий эти образования распространены в центральном поднятии, вскрытом скважинами 18 и 20.

Весьма важными для определения ударно-метеоритного происхождения кратера, а также оценки испытанных породами ударных давлений, являются микроскопические признаки ударного метаморфизма, которые образуются в каркасных силикатах и некоторых других минералах.

Наиболее заметным и важным проявлением ударного метаморфизма кварца является появление в нем систем планарных элементов в виде тончайшей штриховки минерала параллельно одному или нескольким направлениям (рис. 2.11). Меньшим распространением системы планарных элементов пользуются в полевых шпатах. В микроклине характерным их изменением при умеренных ударных давлениях является образование так называемых



Рис. 2.10. Обнажение полимиктовой брекчи толщи выбросов Болтышского кратера. Размер наиболее крупных глыб достигает 30 см. Обломки и глыбы представлены преимущественно гранитами и гнейсами, испытавшими ударный метаморфизм низких ступеней

Fig. 2.10. The outcrop of polymictic breccia of the Boltysh crater ejecta. The size of the biggest lumps is up to 30 cm. Clasts and lumps are predominantly weakly shocked granite and gneiss

менно с планарными трещинами. В кварце из поднятия определена ориентировка их систем по ромбоэдрам $\{10\bar{1}3\}$ и $\{10\bar{1}4\}$ при подчиненном развитии системы $\{10\bar{1}2\}$ и некоторых других. Необходимо отметить широкое распространение систем с ориентировкой полюса по не диагностированным кристаллографическим направлениям под углами 27° и 35° к оптической оси кварца.

В пертитовом микроклине центрального поднятия системы планарных элементов наблюдаются как в фазе калиевого полевого шпата, где их густота составляет 500—750 на 1 мм, так и в альбитовой фазе, в которой их густота понижается

“лестничных структур” (ladder structures) (French, 1998).

Системы планарных элементов в кварце имеют строгую кристаллографическую ориентировку, которая зависит от испытанных кварцем ударных давлений (Гуров и др., 1979; Engelhardt and Bertsch, 1969; Stöffler Langenhorst, 1994; и др.).

Проявления ударного метаморфизма во вскрытых скважинами породах основания и обнажающихся породах коренного вала относятся к нулевой ступени по классификации Д. Штеффлера (Stöffler, 1971). В скважине 11 475 в слабо катаклазированных гранитах основания по степени астеризма рентгенограмм кварца (Högz and Quaide, 1973) определены ударные давления: 1065 м — 6 ГПа, 1095 м — 10 ГПа, 1120 м — 7 ГПа и 1135 м — 7 ГПа. В гнейсах основания в краевой восточной части кратера, вскрытых скважиной 29 на глубине 183 м, ударное давление составляет около 4 ГПа.

В аутигенных брекчиях вершины центрального поднятия наблюдаются четкие проявления ударного метаморфизма. В зернах кварца распространено 3-4 системы, хотя их число в некоторых зернах кварца достигает 7. Образование планарных элементов иногда происходит одновре-

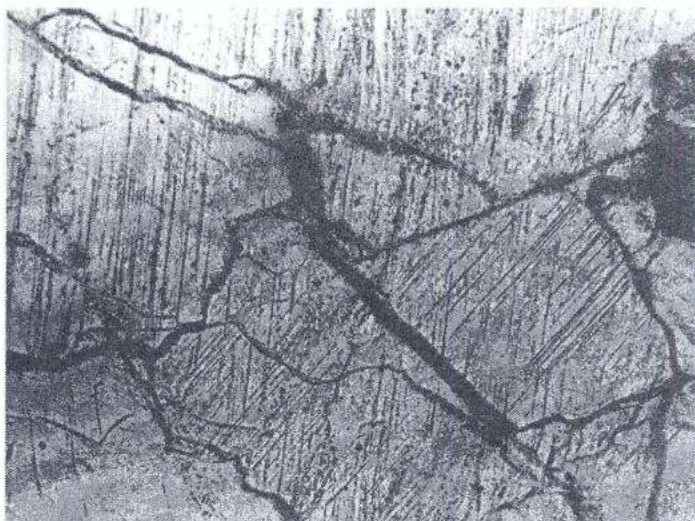


Рис. 2.11. Системы планарных элементов в кварце из брекчи выбросов Болтышского кратера (обр. 507-а, поле зрения 0,60 мм, без анализатора)

Fig. 2.11. PDFs in quartz from breccia of the Boltysh crater ejecta (sample 507-a, 0.60 mm wide, parallel polarizers)

до 80—120 на 1 мм. Ударные давления в породах верхней части разреза центрального поднятия определены равными 15—20 ГПа в граните из брекчии скважины 18 (глубина 527 м), 18—22 ГПа в гранитогнейсах, вскрытых скважиной 20 на глубине 502 и 517 м. По классификации Д. Штеффлера (Stöffler, 1971), глыбовые брекчии центрального поднятия Болтышской структуры испытали умеренные ударные нагрузки и относятся к первой ступени ударного метаморфизма.

Породы центрального поднятия подверглись низкотемпературному гидротермальному воздействию, которое привело к развитию прожилков карбонатов, осветлению пород, замещению полевых шпатов глинистыми минералами. Эти изменения, вероятно, связаны с взаимодействием пород с нагретыми водами кратерного озера, которое постепенно заполняло кратер и подогревалось за счет остывающей толщи ударнорасплавленных пород и зювитов.

Породы и минералы аллогенных брекчий и зювитов Болтышской импактной структуры повсеместно содержат отчетливые проявления ударного метаморфизма. В составе обломочно-глыбовых брекчий, подстилающих расплавленные импакты в скважине 11 475, ударный метаморфизм выражен в распространении планарных элементов в кварце и полевых шпатах, в появлении полос смятия и планарных элементов в биотите, появлении тонкой трещиноватости граната и некоторых других изменениях минералов. Число систем планарных элементов в кварце составляет в среднем 4 на зерно и достигает в отдельных зернах 7-8 систем.

Измерение ориентировки 107 систем планарных элементов кварца в шлифах из скважины 11 475 из интервалов 827, 837, 858 и 859 м показало значительное преобладание системы $\{10\bar{1}3\}$, что свидетельствует об испытанных породами умеренных ударных давлений. Широко распространены системы планарных элементов в полевых шпатах. В биотите наблюдается одновременное развитие полос смятия и планарных элементов, число которых достигает 3 на зерно. Полюсы планарных элементов ориентированы под углами соответственно 68° и 74° к оптической оси минерала.

В составе возвращенных зювитов также отчетливо проявляются ударнометаморфические эффекты в минералах. В то же время в этих породах не сохраняются лешательеритовое диаплектовое кварцевое стекло в связи их раскристаллизацией и перекристаллизацией при высоких пост-ударных температурах с образованием характерных шариковых (ballen) структур. Проявления ударного метаморфизма пород и минералов диагностированы при изучении толщи окружающих кратер брекчий, что позволило однозначно диагностировать их как выбросы из импактной структуры (Гуров, Вальтер, 1977; Gurov et al., 2003).

Проявления ударного метаморфизма пород установлены при изучении толщи выбросов, окружающих Болтышскую импактную структуру. В брекчиях нижнего горизонта проявления ударного метаморфизма выражены слабо. При макроскопическом изучении глыб обломков из брекчий в них наблюдаются интенсивный катаклаз, трещиноватость и дробление. При изучении шлифов пород, в кварце наблюдается резко выраженное волнистое погасание. Полевые шпаты трещиноваты и раздроблены, в плагиоклазах видны смещения и изгибания полисинтетических двойников. В биотите распространены полосы смятия, образование которых, согласно экспериментальным данным, начинается при давлениях ниже 10 ГПа. Таким образом, все изменения пород и минералов нижнего горизонта брекчий выбросов относятся к нулевой ступени ударного метаморфизма.

В отличие от пород нижнего горизонта, аллогенные брекчии верхнего горизонта содержат отчетливые проявления ударного метаморфизма минералов первой и второй ступени. Мелкозернистый материал, слагающий матрицу брекчий, содержит ударнометаморфизмически измененные минералы. При образовании брекчий в результате выброса и атмосферной транспортировки в их составе присутствуют обломки пород, испытавших различные ударные нагрузки в процессе кратерообразования от слабых и умеренных до интенсивных. В кварце содержится до 4 систем планарных элементов, в числе которых преобладают системы с ромбоэдрической ориентировкой по $\{10\bar{1}3\}$ при подчиненном распространении систем по $\{10\bar{1}2\}$, $\{10\bar{1}1\}$, $\{10\bar{3}1\}$ и некоторых других. В отдельных зернах кварца определены понижен-

ные показатели преломления. Полевые шпаты содержат до двух систем планарных элементов на зерно. Наблюдается частичная изотропизация и переход отдельных зерен в диаплектовые стекла. В биотите распространены системы планарных элементов и полосы смятия.

В составе брекчий установлен коэсит (Гуров и др., 1978). Выделение коэсита выполнялось при частичном растворении мономинеральных фракций кварца во фтористоводородной кислоте. После сокращения веса исходных проб в десятки—сотни раз выполнялись дифрактометрические анализы остатка, которые показали наличие коэсита в составе ударнометаморфизованного кварца по присутствию на рентгенограммах наиболее интенсивных отражений коэсита, в том числе 0,343, 0,310, 0,279 нм и некоторых других, которые соответствуют отражениям эталонного минерала.

Кроме обломочных частиц, в составе цемента брекчий наблюдаются редкие включения обломков стекол плавления. Стекла интенсивно девитрифицированы и замещены вторичными продуктами, в том числе хлоритом и глинистыми минералами.

Хотя содержащие редкие обломки стекол плавления брекчии выбросов по составу являются переходными породами к зювитам, собственно зювиты со значительным содержанием стекол плавления в составе выбросов не сохранились. Это объясняется интенсивной эрозией верхней части покрова при верхнеэоценовой трансгрессии моря на территорию Украинского щита. Необходимо отметить, что в составе закратерных выбросов Рисского кратера в ФРГ нижний горизонт выбросов слагают не содержащие стекол литические брекчии, в то время как верхний горизонт покрова образован зювитами (Pohl et al., 1977; Hörz et al., 1983).

Зювиты в Болтышском кратере сохранились в виде прерывистого покрова на поверхности толщи расплавных импактитов. Важной особенностью этих пород является постоянное присутствие в них многочисленных обломков стекла. Стекла зювитов окрашены в красный и розовый цвета в связи с окислением содержащегося в них двухвалентного железа с образованием тонкозернистого гематита. Форма частиц и обломков стекла неправильная, хотя постоянно присутствуют тела каплеобразной аэродинамической формы, которые однозначно свидетельствуют о том, что эти породы испытали перенос в атмосфере и являются продуктами обратного падения выброшенного из кратера материала.

Обломки и глыбы ударнометаморфизованных кристаллических пород из толщи зювитов содержат единичные конусы разрушения, которые наблюдались в керне скважины 20 в интервале 471 м, а также в некоторых других образцах. Нижняя часть разреза зювитов в интервале 2—4 м от контакта с подстилающими ударнорасплавленными породами испытала частичное плавление. В контактовоизмененных породах стекла сохраняют темно-серый или черный цвет, но подвержены девитрификации.

Ударный метаморфизм минералов зювитов от слабого до умеренного и до интенсивного. Необходимо отметить, что вблизи от контакта с расплавленными импактитами некоторые проявления ударного метаморфизма не сохранились или видоизменены в результате термального воздействия. Вдали от контакта наблюдаются проявления ударного метаморфизма всех ступеней вплоть до селективного плавления некоторых минералов.

Таким образом, характерные проявления ударного метаморфизма минералов в Болтышском кратере наблюдаются во всех типах пород, вовлеченных в ударный процесс: в составе аутигенных пород основания и центрального поднятия, в аллогенных брекчиях и зювитах внутри кратера, а также в составе брекчий покрова выбросов вокруг импактной структуры.

Расплавные импактиты

В Болтышской импактной структуре расплавные импактиты образуют кольцеобразное пластовое тело вокруг центрального поднятия, которое выполняет значительный объем внутреннего кратера. Подобные залежи ударнорасплавленных пород до настоящего вре-

мени неизвестны ни в одном другом импактном кратере на поверхности Земли. Импакты Болтышского кратера описаны в многочисленных работах, в том числе (Вальтер, Рябко, 1977; Гуров, Гурова, 1991; Гуров и др., 1986; Grieve et al., 1987 и др.).

Толща расплавных импактитов в Болтышском кратере пробурена на полную мощность скважиной 11 475, а также скважиной 50, причем последняя по нашей оценке остановлена в толще импактитов приблизительно в 10 м над поверхностью их нижнего контакта с породами основания. В скважине 11 475 ударнорасплавленные породы залегают в интервале от 792 м до 580 м (рис. 2.9). Выше в интервале 580—570 м наблюдается сложное переслаивание импактитов с зювитами, которое образовалось при падении последних на поверхность высокотемпературного подвижного расплава. В скважине 50 расплавные импактиты вскрыты в интервале от забоя на 736 м до 596,5 м. Кроме того, верхняя часть разреза ударнорасплавленных пород на небольшую мощность пройдена несколькими скважинами.

Толща расплавных импактитов в скважинах 11 475 и 50 представлена двумя горизонтами, различающимися по текстурно-структурным особенностям. Нижний горизонт от забоя скважин до глубины 650 м слагают черные стекловатые импактиты с микролитами пироксена и плагиоклаза. Верхний горизонт представлен преимущественно полнокристаллическими импактитами с более крупными микролитами полевых шпатов и замещенного ботритом пироксена. На границе пород верхнего и нижнего горизонтов ударнорасплавленных пород распространены включения обломков гранитоидов, испытавших селективное плавление (Гуров, Гурова, 1991).

Породы нижнего горизонта представлены массивными существенно стекловатыми расплавными импактитами. Они сложены черными плотными породами со стекловатой матрицей и мелкими микролитами полевых шпатов и пироксена. Под микроскопом видно, что матрица образована желтым прозрачным изотропным стеклом или содержит темные коричневатые участки девитрификации. Некоторые разности стекла содержат игольчатые волосовидные трихиты пироксена (рис. 2.12). Рентгенограммы коричневатых полупрозрачных участков стекла содержат слабые линии полевых шпатов. Микролиты полевых шпатов представлены призматическими и длиннопризматическими выделениями длиной до 1 мм. Весьма характерными являются их коробчатые кристаллы, содержащие ядра желтого или коричневатого стекла (рис. 1.13). Подобные формы полевошпатовых микролитов характерны для ударнорасплавленных пород из многих импактных структур, в том числе из некоторых кратеров Балтийского щита, где они впервые были описаны (Lechtinen, 1976). Коробчатая форма микролитов является следствием кристаллизации в перегретых вязких расплавах. Состав плагиоклаза отвечает андезину-лабрадору $Ab_{45-60}An_{40-55}$. Микролиты пироксена представлены длиннопризматическими выделениями длиной до 1,0—1,5 мм. Кроме того, микролиты пироксена образуют характерные короны из удлиненно-призматических кристаллитов на поверхности ксенолитов кварца. По данным микрозондового анализа пироксен представлен гиперстеном с содержанием ферросилитовой составляющей от 10 до 55%. Более поздняя генерация пироксена в виде микролитов длиной до 0,3 мм по составу отвечает феррогиперстenu (Grieve et al., 1987).

В импактитах нижнего горизонта постоянно присутствуют мелкие обломки пород и минералов. Обломки гранитов представлены селективно расплавленными породами, в которых полевые шпаты превращены во флюидальное бесцветное стекло, в то время как зерна кварца сохраняют исходную форму. Мономинеральные обломочные зерна кварца перекристаллизованы в агрегаты с характерными шариковыми (ballen) структурами, описанными в кварце из импактных пород многих кратеров (Lechtinen, 1976 и др.). Дисперсные фрактограммы импактитов со стекловатой матрицей не содержат отражений плагиоклаза и гиперстена.

Верхний горизонт толщи импактитов представлен плотными породами серого и темно-серого цвета с неровным изломом. Постоянно наблюдаются округлые газовые пустоты диаметром до 10 мм. Некоторые интервалы импактитов содержат включения обломков пород и минералов.

ралов, причем они наиболее многочисленны в верхней части толщи вблизи от контакта с зювитами. Кроме того, в скважине 50 обломки и глыбы кристаллических пород обильны в интервале 630—650 м, где размеры наиболее крупных глыб ксенолитов достигают 2 м. Структуры импактитов верхнего горизонта разнообразны и изменяются от призматически-зернистых до микролитовых со сферолитовыми участками (рис. 2.13). Микролиты представлены полевыми шпатами и биотитом. Кристаллы полевых шпатов длиной до 0,8 мм иногда имеют коробчатое строение. Они зональны: внутренние зоны представлены андезином состава $Ab_{59}An_{37}Or_4$, и внешние отвечают ортоклазу с высоким содержанием альбитовой составляющей: $Or_{59}Ab_{38}An_3$ (Grieve et al., 1987). Состав полевых шпатов тонкозернистой матрицы соответствует составу внешних зон микролитов. Выделения оливково-зеленого биотита имеют призматически-удлиненную форму, которая свидетельствует об их образовании в результате замещения более ранних выделений пироксена. Частичное замещение гиперстена биотитом наблюдается также в наиболее интенсивно девитрифицированных разностях импактитов нижнего горизонта. Тонкозернистая матрица импактитов верхнего горизонта обычно не содержит стекла. Кроме мелких выделений полевых шпатов, другие компоненты в ее составе неразличимы. В то же время присутствие в ней кварца подтверждается отражениями этого минерала на рентгенограммах матрицы.

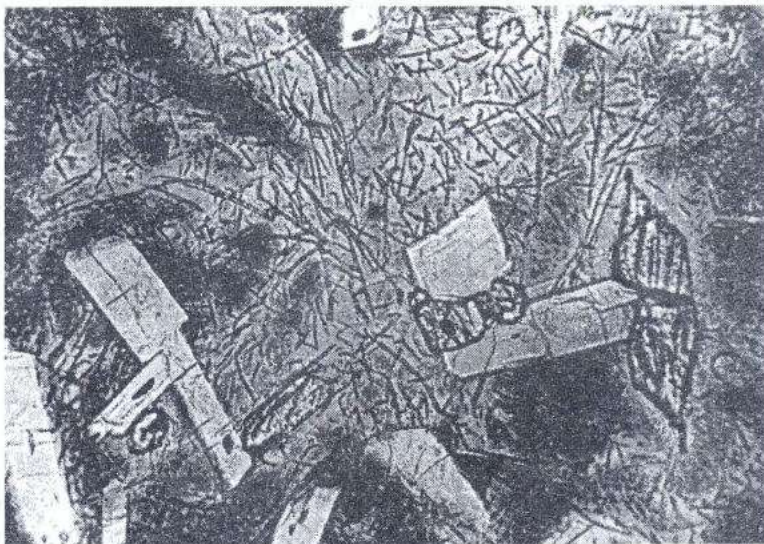


Рис. 2.12. Ударнорасплавленная порода нижнего горизонта толщи со стекловатой матрицей и микролитами лабрадора и гиперстена. Игольчатые и ветвящиеся кристаллиты в стекловатой матрице представлены поздней генерацией гиперстена (скв. 50, интервал 736 м, поле зрения 1,15 мм, без анализатора)

Fig. 2.12. Impact melt rock of the lower horizon with glassy matrix and microilites of labrador and hypersthene. Needle-shaped and branching crystallites in the matrix are the late phase of hypersthene (sample from 736 m in drill core 50, 1.5 mm wide, parallel polarizers)

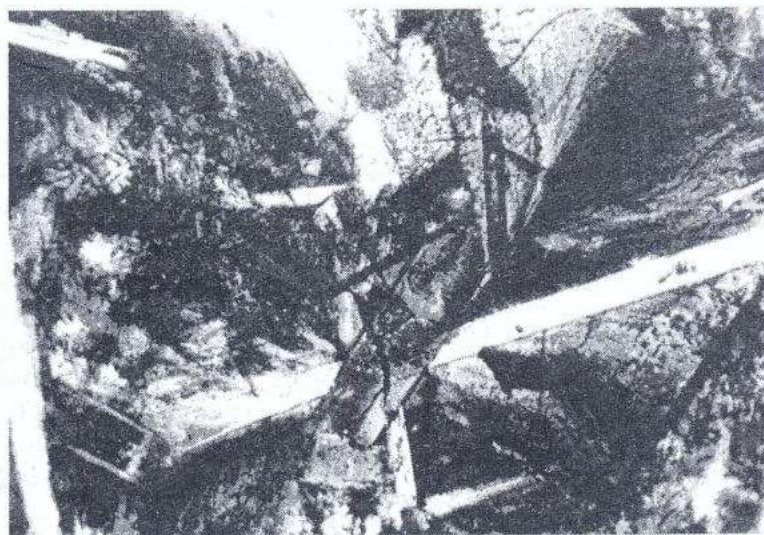


Рис. 2.13. Полнокристаллическая ударнорасплавленная порода верхнего горизонта толщи расплавных импактитов. Длиннопризматические микролиты полевого шпата в тонкозернистой матрице сферолитового строения (скв. 50, интервал 603, поле зрения 1,37 мм, с анализатором).

Fig. 2.13. Crystalline impact melt rock of the upper horizon of the impact melt sheet. Long-prismatic feldspar microilites in a thingrained matrix of spherulithic structure (sample from 603 m in drill core 50, 1,37 mm wide, crossed polarizers).

Ксенолиты гранитов в породах верхнего горизонта представлены в виде серых пузырчатых пород, в которых макроскопически различим стеклоподобный кварц и флюидалные стекла полевых шпатов. Под микроскопом кварц имеет характерную шариковую структуру.

Изучение химического состава ударнорасплавленных пород по разрезу их толщи в двух скважинах свидетельствует о его большой однородности (табл. 2.3). Главной особенностью их состава является близость к составу кристаллических пород основания кратера: кировоградских гранитов и биотитовых гнейсов, смешанных в пропорции 5:1 (Гуров, Гурова, 1991; Гуров и др., 1986). Эти данные также являются важным доказательством ударного происхождения Болтышской структуры и образования залегающего в ней комплекса импактитов в результате ударного плавления пород кристаллического основания. Близкий химический состав установлен также для возвращенных зювитов.

Некоторые особенности состава ударнорасплавленных пород и его отличия от состава пород основания выражены в небольшом понижении в составе первых калия и кремнезема, что связано с их частичными потерями при испарении из высокотемпературного расплава (Гуров, Гурова, 1991; Гуров и др., 1986).

Изучение состава толщи расплава по разрезу скважин позволяет выявить некоторые особенности двух их главных разновидностей: полнокристаллических и существенно стекловатых, а также перекрывающих их зювитов с высоким содержанием стекол плавления (табл. 2.3). Наиболее значительные изменения состава выражены в степени окисления железа. В гранитах и гнейсах мишени отношение окисного железа к закисному составляет 0,52. Более низкая величина этого отношения около 0,32 определена в составе расплавленных импактитов со стекловатой матрицей, несколько возрастающая вблизи от их нижнего контакта с породами основания и понижаясь до 0,19 в центральной части толщи расплавленных импактитов со стекловатой матрицей. По сравнению со стекловатыми импактитами, степень окисления железа резко увеличивается в полнокристаллических импактитах верхнего горизонта. Наиболее высокая степень окисления железа наблюдается в составе зювитов, в которых отношение окисного железа к закисному достигает 1,37. С интенсивным окислением железа до трехвалентного состояния связана красная окраска стекол в этих породах, определяемая примесью в стекле гематита (Гуров, Гурова, 1991; Grieve et al., 1987). В жиле ударнорасплавленных пород, секущих толщу алогенных брекчий и зювитов, также наблюдается высокая степень окисления железа. Предполагается, что наиболее высокое относительное содержание закисного железа в стекловатых импактитах нижнего горизонта наиболее близко соответствует первоначальному составу расплава непосредственно после плавления, и окисление железа в импактитах верхнего горизонта и жилы происходит при более поздних процессах охлаждения.

Установлено слабое перераспределение в составе толщи ударнорасплавленных пород щелочных элементов. В составе импактитов со стекловатой матрицей отношение натрия к калию равно 0,96 и понижается до 0,72 в полнокристаллических расплавленных импактитах верхнего горизонта. В составе импактитов нижнего горизонта содержание калия понижено по сравнению с его содержанием в кристаллических породах основания и составляет в них 76% от его содержания в гранито-гнейсовом комплексе. В то же время отмечается увеличение содержания калия в составе зювитов. Предполагается (Гуров, Гурова, 1991; Гуров и др., 1986), что повышение содержания калия в зювитах связано с процессом его конденсации на поверхности твердых частиц в газо-пылевом плуме, обогащенном этим элементом в связи с повышенным селективным испарением из высокотемпературного ударного расплава. Высокая степень испарения калия из высокотемпературных расплавов гранитного состава установлена при экспериментальном изучении процессов селективного испарения (Яковлев, Парфенова, 1982).

Выполнено сравнительное изучение геохимического состава ударнорасплавленных пород и гранитоидов основания Болтышского кратера. В связи с тем, что в земных условиях при образовании импактных структур диаметром более 1 км происходит полное разрушение

Таблица 2.3. Химический состав расплавных импактитов и пород мишени Болтышской импактной структуры (мас. %)

Table 2.3. Chemical composition of the impact melt rocks and target rocks of the Boltysk impact structure (wt%)

Компонент	1 (11)		2 (18)		3 (30)		4 (6)		5 (40)
	X	S	X	S	X	S	X	S	X
SiO ₂	66,57	1,17	68,51	2,16	67,78	1,08	67,41	0,30	70,27
TiO ₂	0,50	0,15	0,39	0,06	0,32	0,07	0,54	0,06	0,40
Al ₂ O ₃	14,67	1,61	13,91	1,10	14,22	0,39	13,85	0,26	13,72
Fe ₂ O ₃	2,20	0,80	1,88	0,73	0,85	0,56	2,67	0,06	1,38
FeO	1,60	0,63	1,70	0,66	2,68	0,67	1,58	0,33	2,76
MnO	0,07	0,05	0,08	0,05	0,06	0,04	0,04	0,00	0,04
MgO	1,37	0,61	1,49	0,65	1,29	0,30	2,38	0,60	1,08
CaO	2,37	0,48	1,99	0,45	2,05	0,28	1,54	0,37	1,40
Na ₂ O	3,07	0,23	2,99	0,22	3,36	0,30	3,31	0,21	2,87
K ₂ O	5,18	0,69	4,22	0,71	3,37	0,46	4,90	0,46	4,88
Rb ₂ O	188	50	179	70	186	80	250	40	250
P ₂ O ₅	0,20	0,08	0,18	0,09	0,15	0,06	0,19	0,05	0,15
H ₂ O ⁻	0,79	0,40	0,79	0,43	0,32	0,53	0,51	0,06	0,20
П.п.п.	1,35	0,43	1,65	0,69	2,85	1,12	1,10	0,16	1,10
Сумма	99,94		99,78		99,30		99,98		100,25
Fe ₂ O ₃ /FeO	1,37		1,11		0,32		1,69		0,50

1 — зювиты (скв. 50 — интервал 577—590 м, скв. 11 475 — интервал 563—570 м, скв. 17 — интервал 653—677 м); 2 — полнокристаллические расплавные импактиты верхнего горизонта (скв. 50 — интервал 595—647,8 м, скв. 11 475 — интервалы 558—561, 582—640 м); 3 — импактиты нижнего горизонта со стекловатой матрицей (скв. 50 — интервал 652—736 м, скв. 11 475 — интервал 657—791 м); 4 — расплавные импактиты жилы в брекчиях (скв. 11 475, интервал 872—891 м); 5 — породы кристаллического основания. Состав мишени рассчитан по данным 30 оригинальных анализов гранитов и 10 анализов гнейсов основания в соотношении 5:1. В скобках приведено число анализов.

и испарение ударника, испарившееся вещество метеорита смешивается с испарившимся и расплавленным веществом мишени и концентрируется в составе ударного расплава (Меллош, 1994; Palme et al., 1979). Присутствие вещества метеороида в составе расплавных импактитов может быть установлено по повышенным концентрациям в них некоторых элементов по сравнению с породами мишени. Наиболее важными элементами для выявления метеоритной компоненты в составе ударных расплавов являются иридий и другие элементы платиновой группы, а также такие элементы, как никель, кобальт и хром. Это связано с тем, что содержание элементов платиновой группы в породах земной коры в тысячи — десятки тысяч раз ниже их содержаний в составе метеоритов. Повышенные содержания в ударнорасплавленных породах никеля и кобальта указывают на железный состав ударника, тогда как относительное обогащение импактитов в первую очередь хромом, а также никелем и кобальтом, свидетельствует о каменном составе образовавшего кратер астероида.

Детальные изучения содержания указанных элементов в породах некоторых импактных структур позволили диагностировать присутствие в них метеоритного вещества. Например, в составе ударнорасплавленных пород из кратера Чиксулуб в Мексике определена примесь около 3% хондритовой компоненты (Sharpton et al., 1996).

Определение состава ударника, образовавшего Болтышскую импактную структуру, выполнялось при сравнительном изучении некоторых редких элементов в ударнорасплавленных породах и кристаллических породах основания. На основании данных спектрального анализа было сделано заключение о железном составе метеорита в связи с повышенным содержанием в импактатах никеля и кобальта (Вальтер, Рябенко, 1977; Фельдман и др., 1987).

Более достоверные определения состава ударнорасплавленных пород Болтышского кратера было выполнено Г. М. Колесовым в ГЕОХИ РАН нейтронно-активационным методом (Гуров и др., 1986) на ограниченном числе образцов (табл. 2.4). Было определено слабое

Таблица 2.4. Редкие элементы ($10^{-4}\%$, Ru — $10^{-6}\%$, Ir — $10^{-9}\%$) в расплавных импактатах и гранитах фундамента Болтышского кратера
Table 2.4. Trace elements ($10^{-4}\%$, Ru — $10^{-6}\%$, Ir — $10^{-9}\%$) in the impact melt rocks and granites of the Boltysh crater basement

Компонент	Расплавные импактиты									Граниты	
	50/ 597	50/ 647,8	50/ 691	50/ 736	11475/ 583	11475/ 601	11475/ 653	11475/ 694	11475/ 879	11475/ 1086	11475/ 1130
La	48	28	60	43	48	20	40	45	33	43	28
Ce	55	30	90	70	60	30	85	55	40	48	40
Sm	5,1	9,7	12	5,2	5,3	4,5	12	5,4	4,5	4,8	3,1
Eu	1,4	2,1	2,4	1,8	1,2	1,2	3,4	1,0	0,70	1,6	0,85
Tb	0,78	1,4	1,9	0,77	0,52	0,72	2,8	0,86	0,52	0,77	0,38
Yb	1,2	4,3	5,3	1,7	0,8	2,2	11	2,0	0,64	1,5	0,8
Lu	0,19	0,70	0,80	0,24	0,13	0,35	1,9	0,32	0,09	0,24	0,12
Ta	0,70	1,3	2,0	0,80	1,2	0,71	1,1	0,65	0,61	1,1	1,5
Ba	430	580	690	450	530	760	390	540	570	480	420
Th	14	15	17	19	19	14	15	19	17	10	13
Cr	26	5	11	60	40	9	16	34	20	21	4
Hf	4,5	4,0	4,9	4,3	3,6	2,9	4,4	6,0	4,3	6,0	3,2
Sr	280	65	240	75	250	140	300	120	220	150	130
Sb	0,22	0,21	0,24	0,18	0,23	0,15	0,11	0,14	0,13	0,10	0,13
Rb	120	170	180	130	120	130	120	160	230	80	90
Cs	3,6	3,3	4,5	3,7	4,9	2,1	3,7	2,2	1,9	3,3	2,1
Se	5,9	8,2	8,1	9,1	4,4	2,7	7,5	5,1	2,4	8,0	2,5
Ni	48	90	48	90	92	77	62	—	53	92	86
Co	4,7	1,0	0,7	5,5	3,9	6,4	4,4	5,9	3,2	7,2	3,6
U	3,0	6,3	6,1	9,0	6,3	4,4	2,3	2,1	3,7	2,1	2,8
Ya	25	30	27	23	21	14	11	12	13	4,2	2,9
W	2,2	1,7	1,3	2,8	3,8	1,8	1,1	1,3	1,2	0,6	0,4
Ru	0,9	1,6	3	2	2,5	0,3	0,2	0,5	0,3	0,2	0,2
Ir	8,2	Не опр.	17,0	Не опр.	Не опр.	3,6	Не опр.	16,0	Не опр.	0,9	0,94

Примечание. Номера образцов: в числителе — № скважины, в знаменателе — глубина (в м). Анализы выполнены нейтронно-активационным методом Г. М. Колесовым в ГЕОХИ РАН.

обогащение расплавленных импактитов хромом и иридием, в то время как их обогащение никелем и кобальтом не установлено. Слабое обогащение ударнорасплавленных пород иридием и хромом позволяет предполагать хондритовый состав ударника, образовавшего Болтышскую импактную структуру. По различным оценкам, примесь вещества ударника в составе ударнорасплавленных пород составляет от 0,05 до 0,5% (Гуров и др., 1986; Schmidt, 1997). Установление геохимическими методами присутствия в ударнорасплавленных породах вещества ударника и определение его вероятного состава представляет большой научный интерес для сопоставления с данными по составу примеси метеоритного вещества в породах кратера Чиксулуб в связи с одновременным образованием этих структур.

Возраст Болтышской импактной структуры

Болтышский кратер и окружающий его покров выбросов расположены в центральной осевой части Украинского щита, которая не подвергалась трансгрессиям на протяжении большей части палеозоя и мезозоя (Аглас палеогеографічних карт Української та Молдавської РСР, 1960). В связи с этим, Болтышский кратер был образован в кристаллических породах щита, поверхность которого только на ограниченной части площади была покрыта маломощным покровом рыхлых отложений позднемелового возраста. Отложение покрова выбросов на большей части территории их распространения происходило непосредственно на поверхность докембрийского фундамента. Эти особенности геологического строения района усложняют определение геологического возраста импактной структуры. Только во время сеноман-туронской трансгрессии море затопляло северо-восточные склоны щита, включая район нижнего течения р. Тясмин. Осадки этого времени сохранились в пределах локальных участков, в том числе в Ротмистровском кратере. Хотя ранее предполагалось распространение маастрихтского морского бассейна к северу от района Болтышского кратера, в работе (Valter and Plotnikova, 2003) в составе его выбросов были описаны включения обломков осадочных пород с маастрихтской фауной. В бассейне р. Ташлык в брекчиевой дайке, секущей породы нижнего горизонта выбросов, описана маастрихтская фауна, в том числе: *Neoflabellina cf. reticulata* (R e s s.), *Stensioiona cf. pommerana* B r o t z., *Brotzenella cf. praeacuta* (V a s s.), *Cibicidoides cf. aktulagaytnsis* (V a s s.), *Cibicidoides cf. bembix* (M a r s s.), *Cibicides cf. voltzianus* (O r b.), *Bolivinooides cf. peterssoni* B r o t z., *Bolivina cf. incrassata* (R s s.), *Reusella cf. minuta* (M a r s s.), и *Globotruncata* sp. (V a l t e r a n d P l o t n i k o v a, 2003).

В связи с этим, нижняя возрастная граница образования Болтышской структуры определяется как маастрихт.

По условиям залегания покрова выбросов, верхняя возрастная граница образования кратера определена по пререкрыванию их эродированной поверхности палеогеновыми отложениями. Контакт брекчий выбросов с перекрывающими их осадочными образованиями описан в обнажениях вблизи с. Лузановка на левом берегу р. Сырой Ташлык (Макаренко, 1970). В этом обнажении описан контакт полимиктовых брекчий с глинами и глауконитовыми песчаниками палеогена. Контакт брекчий с глинами четкий со следами слабого размыва пород, который фиксируется по включениям редких обломков гранитов и гнейсов в базальных слоях глин. В песках и песчаниках собрана фауна моллюсков, которая по видовому составу аналогична фауне моллюсков монтского яруса палеоцена Дании (Макаренко, 1970). На этом основании верхний возрастная рубеж образования Болтышского кратера определяется как низы палеоцена. На большей части района распространения покрова выбросов он перекрыт рыхлыми кайнозойскими образованиями, в связи с чем его верхний контакт с перекрывающими осадками прослежен только скважинами. Постоянно наблюдается интенсивная эрозия поверхности брекчий и залегание на них с размывом базального горизонта бучакских конгломератов (Брянский и др., 1978). Залегание выше осадки представлены песками и мергелями среднего эоцена.

Важные данные о возрасте верхней возрастной границы образования Болтышского кратера были получены при изучении возраста посткратерных осадков, полностью сохранившихся внутри структуры. В нижней части разреза толщи сланцев и алевролитов, составляющих большую часть разреза осадочных отложений в кратере, Ф. А. Станиславским (1968) определены растительные остатки палеоценового возраста, которые могут быть параллелизованы с растительными остатками танетского яруса Парижского бассейна. Таким образом, в настоящее время геологический возраст Болтышского кратера может быть определен в пределах от маастрихтского яруса позднего мела до монтского и танетского ярусов палеоцена.

До настоящего времени определение изотопного возраста пород Болтышской импактной структуры выполнялось калий-аргоновым и трековым методами. По данным калий-аргонового метода, значения возраста расплавных импактитов колеблются в широком интервале от 55—56 млн лет (Каталог изотопных дат пород Украинского щита, 1978) до 170 млн лет (Басс и др., 1967). Полученные А. К. Бойко и А. А. Вальтером (Бойко и др., 1985) значения абсолютного возраста, равные 88 млн лет, наиболее часто используются в геологической литературе (Grieve, 1991; Grieve et al., 1995; Rampino and Haggerty, 1996; и др.). Вместе с тем, если принять такое значение возраста кратера, трудно объяснить отсутствие органических следов жизни в отложениях кратерного озера на протяжении около 28 млн лет — от 88 млн лет до начала монтского и танетского ярусов с возрастом около 60 млн лет.

По данным трекового метода (Комаров, Райхлин, 1976), два определения возраста импактитов со стекловатой матрицей показали его значения соответственно 96 ± 10 и 105 ± 13 млн лет. Более поздние определения, выполненные по одному образцу ударнорасплавленной породы, показали ее возраст равным $65,0 \pm 1,1$ млн лет (Kashkarov et al., 1998).

Для надежного датирования Болтышского ударного события в Открытом Университете (Open University) в Великобритании С. П. Келли были выполнены определения возраста импактитов аргон-аргоновым ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) методом с использованием лазерной техники (Kelley and Gurov, 2002; Гуров, Келли, 2003). Этот метод имеет большие преимущества перед другими методами, включая калий-аргоновый, и его результаты считаются наиболее надежными.

Для исследований нами были отобраны семь образцов расплавных импактитов из керна скважины 50, вскрывшей эти породы в интервале от 596,5 м до 736 м. Три образца из них представлены полнокристаллическими разностями, и остальные четыре — в различной степени девитрифицированными импактитами со стекловатой матрицей.

В составе полнокристаллических разностей ударнорасплавленных пород верхнего интервала калий как источник радиогенного аргона сосредоточен во внешних зонах микролитов полевого шпата, где содержание K_2O составляет 10,30—11,76%. По расчетам, такой состав внешних зон отвечает ортоклазу с содержанием 60—68% молекулы калиевого полевого шпата. В составе тонкозернистой матрицы содержание K_2O составляет 0,22% и вносит незначительный вклад в образование радиогенного аргона.

Три образца полнокристаллических импактитов из интервалов 605, 622 и 652 м показали платообразные возрастные характеристики и значения возраста соответственно 67,84, 65,22 и 64,87 млн лет (рис. 2.14), при этом образец из интервала 605 м с возрастом 67,84 млн лет содержал примесь атмосферного аргона (Kelley and Gurov, 2002).

Было проанализировано четыре образца расплавных импактитов с частично девитрифицированной стекловатой матрицей. В отличие от пород верхнего горизонта, калий, как источник радиогенного аргона, полностью сосредоточен в составе стекловатой матрицы, где содержание K_2O колеблется от 3,10 до 4,33%. Образец из интервала 710 м содержит интенсивно девитрифицированное стекло. Его спектр изотопного состава аргона имеет платообразный характер и отвечает возрасту 65,38 млн лет. Три образца существенно стекловатых импактитов из интервалов 658,5, 729,5 и 736 м имеют весьма сложные ступенчатые спектры распределения изотопов аргона, что не позволяет использовать их для определения возраста ударнорасплавленных пород.

Средневзвешенное значение возраста импактитов по данным трех анализов с платообразными спектрами (исключая анализ образца с глубины 605 м, содержащего избыточный атмосферный аргон), составляет $65,17 \pm 0,64$ млн лет (Kelley and Gurov, 2002). Это значение возраста пород хорошо согласуется с возрастом пород по данным последнего определения трековым методом, составляющим $65,0 \pm 1,1$ млн лет (Kashkarov et al., 1998).

Таким образом, изотопный возраст Болтышской импактной структуры по последним данным составляет 65 млн лет. Это значение возраста соответствует возрасту мел-палеогенового рубежа и времени завершения мезозойской эры. Согласно с полученными на протяжении последних 25 лет данными, появление мел-палеогенового рубежа связано с образованием 260-километрового кратера Чиксулуб на полуострове Юкатан в Мексике. По данным изучения изотопного возраста ударнорасплавленных пород кратера Чиксулуб, время его образования составляет от $65,36 \pm 36$ млн лет до $65,42 \pm 0,08$ млн лет (Montanari and Koeberl, 2000).

Как указывалось выше, следы этой космической катастрофы распространены на всей поверхности Земли в виде слоя так называемой пограничной глины мощностью около 1 см с повышенными содержаниями "космогенных" элементов, в том числе иридия и других платиноидов, а также с зернами ударнометаморфизованных минералов.

Посткратерные осадки

Болтышский кратер до уровня доударной поверхности заполнен толщей посткратерных осадков, мощность которых в центральных частях структуры достигает 500—550 м (рис. 2.8, 2.9). Непосредственно на поверхности интенсивно выветрелых зювитов и расплавленных импактитов залегает толща переслаивающихся песков, песчаников и алевролитов, мощность которой в наиболее глубоких участках структуры вокруг центрального поднятия достигает 120 м. Породы этой толщи не содержат макроскопических органических остатков. В песчаниках наблюдаются зерна кварца с планарными элементами (рис. 2.15).

Отложение базальных слоев этой толщи происходило, вероятно, в безводных условиях, так как атмосферные осадки испарялись при выпадении непосредственно на раскаленную поверхность расплава. Вместе с тем, слабо сцементированная толща выбросов, залегающая на валу и стенках кратера, являлась источником обильного обломочного материала. До начала накопления вод кратерного озера отложение базальных слоев осадков могло осуществляться при эоловой транспортировке. Начало заполнения кратерного озера стало возможным только после понижения температуры поверхности импактных пород ниже 100° (Gurov, 1996; Gurov et al., 2006). Нагретые воды кратерного озера реагировали с



Рис. 2.14. Возраст расплавленных импактитов Болтышского кратера по данным аргон-аргоновому методу. Масштабы: вертикальный — разрез скважины 50 в (м) и точки отбора проанализированных образцов; горизонтальный — возраст пород, млн лет. Вертикальной линией показан возраст кратера Чиксулуб и мел-палеогенового рубежа массового вымирания биоты по (Kelley and Gurov, 2002)

Fig. 2.14. The age of impact melt rocks of the Boltysh crater by argon-argon method. Scales: vertical — section of drill core 50 in meters, horizontal — geological time (Ma). The vertical line indicates the age of the Chicxulub impact crater and the age of the K/T boundary of mass extinction (Kelley and Gurov, 2002)

центрального поднятия достигает 120 м. Породы этой толщи не содержат макроскопических органических остатков. В песчаниках наблюдаются зерна кварца с планарными элементами (рис. 2.15).

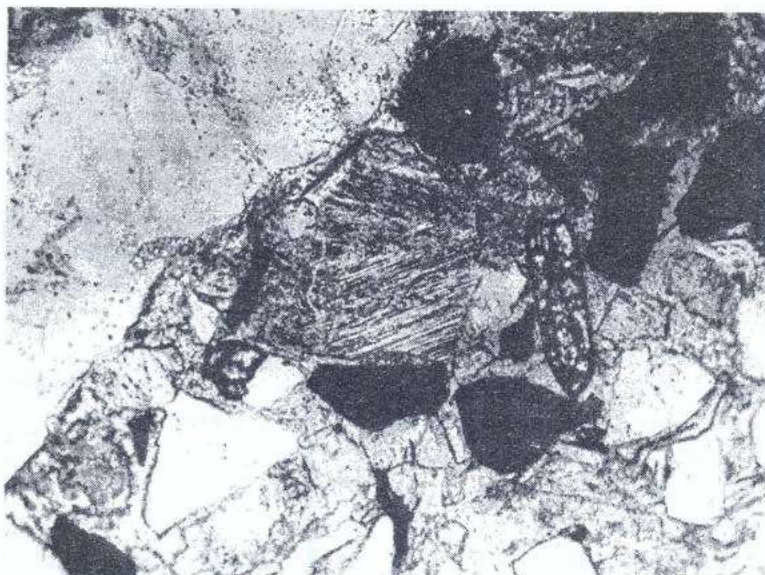


Рис. 2.15. Кварц с системами планарных элементов в разнозернистом песчанике из толщи пост-кратерных отложений Болтышского кратера (скв. 50, интервал 573 м, поле зрения 1,8 мм, без анализатора)

Fig. 2.15. Quartz with PDFs in inequigranular sandstone from the post-impact sediment of the Boltysk impact structure (sample 573 m in drill core 50, 1.8 mm wide, parallel polarizers)

состава прослоя карбонатной породы из керна скважины 50, интервал 462,3 м, свидетельствует о содержании в нем 57,4% сидеритовой составляющей, 15,4% кальцитовой компоненты, 10,7% фторапатита и примеси 11,6% кластогенного кремнезема (Гуров и др., 1985).

Алевролиты, глины и аргиллиты с прослоями песчаников и мергелей слагают толщу кратерных осадков в интервале от 460 до 330 м. В породах распространены обугленные части растений. Первые отпечатки фауны остракод, моллюсков и рыб встречаются с глубины около 460 м. Наиболее распространена фауна остракод, тонкостенные раковины которых иногда образуют прослой мощностью до нескольких миллиметров (рис. 2.16).

Преобладающим типом пород в интервале 409—370 м скважины 50 являются ленточные глины. Глина состоит из пар слоев светлой и темной глины толщиной 0,12—0,18 мм каждый, отражающих сезонные условия осадконакопления в бассейне. В этом случае длительность образования горизонта ленточных глин мощностью 39 м составляла порядка 280 тысяч лет.

Прослой мелкообломочной брекчии слагает интервал 360—365 м. Эти породы резко отличаются полным отсутствием сортировки материала от прослоев осадочных брекчий, образовавшихся за счет размыва материала выбросов. Брекчия состоит из остроугольных обломков кварца, полевых шпатов, слюд и редких обломков гранитов размером до 3 мм. Цемент брекчии тонкозернистый обломочный. Частицы рыхлого тонкозернистого вещества, окрашенного в розовый цвет, определены как обломки импактных стеклок плавления. В составе брекчии установлено присутствие ударнометаморфизованного кварца с планарными элементами. Нами предполагается, что брекчиевый прослой является отложениями выбросов из иного кратера, возможно, Зеленогайского, возраст которого предварительно определен как палеогеновый (Valter et al., 1997).

Следующая стадия осадконакопления характеризуется образованием толщ глин, аргиллитов и алевролитов с многочисленными слоями горючих сланцев, первые слои которых встречены на глубине 400 м. Ф. А. Станиславский (1968) определил палеоценовый возраст флоры в составе этих осадков. Мощность слоев горючих сланцев достигает 8 м, а их запасы в кратере составляют от 3 до 4 млрд тонн (Басс и др., 1967; Grieve and Masaitis,

зювитами и импактитами, что сопровождалось замещением стекла зювитов глинистыми минералами, окислением двухвалентного железа до трехвалентного состава с образованием гематита, обветлением пород.

Повышенная температура вод бассейна способствовала растворению в ней силикатов в составе стекла и некоторых других неустойчивых фаз, однако в результате постепенного понижения их температуры произошло выпадение хемогенных осадков в виде прослоев цеолитов (Геология и петрология взрывных метеоритных кратеров, 1982), а также не содержащих органические остатки карбонатных пород с повышенными содержаниями фосфора. Пересчет

1994). Месторождение сланцев представляет большой промышленный интерес, и предполагается их переработка с получением в виде конечного продукта жидких углеводородов (устное сообщение Ю. Ф. Марченко и А. Л. Фальковича).

В глинах и сланцах наблюдаются весьма многочисленные отпечатки и обугленные остатки растений, а также животных организмов, в том числе остракод, моллюсков и рыб. Эти отложения представляют собой осадки пресноводного бассейна, окруженного приподнятым валом, в связи с чем источником терригенного материала служили брекчии и брекчированные породы вала и внутренних склонов кратера.

Аргиллиты и алевролиты с многочисленными слоями горючих сланцев распространены в интервале от 330 до 220 м разреза кратерных осадков. В породах многочисленные отпечатки органических остатков. Горючие сланцы представлены серыми, серо-коричневыми и буроватыми тонкозернистыми породами, обычно расщепляющимися на тонкие пластины. Растительные остатки представлены как водорослями, так и наземными организмами, причем преобладают остатки папоротников. Наземная флора была снесена с окружающей суши потоками и ручьями. Для толщи "серых сапропелитов" Ф. И. Станиславским (1968) определен раннеэоценовый возраст флоры, которая сопоставляется с возрастом ипрезианской флоры Парижского бассейна. Остатки фауны в этой толще представлены рыбами, остракодами и моллюсками. Согласно исследованиям П. Г. Данильченко (Васильев, Селин, 1970), определены следующие виды рыб: *Baltichia brevicanda gen. et sp. nov.*, *Parachanopsis longulus gen. sp. nov.*, *Beryx sh.*, *Lirolepis sp.*

В составе этой фауны преобладают новые, ранее неизвестные виды, некоторые из которых близки к меловым рыбам (Васильев, Селин, 1970).

Таким образом, нижние 350 м осадков в Болтышском кратере отлагались в изолированном пресноводном бассейне в течение около 15 млн лет от конца мелового периода до среднего эоцена.

Дальнейшая история заполнения кратера осадками продолжилась в течение среднеэоценовой трансгрессии морского бассейна на северные склоны Украинского щита, в течение которой значительная часть его территории была покрыта водой (Атлас палеогеографических карт Украинської та Молдавської РСР, 1960; Станіславський, 1968).

Затоплению Болтышской структуры при трансгрессии предшествовал размыв ее вала, в результате которого стало возможным ее превращение в залив морского бассейна. В этих условиях происходило отложение мергелей и песков, мощность которых в Болтышском кратере составляет 40—60 м. Возраст этих осадков в кратере определен только в результате их корреляции со среднеэоценовыми отложениями за его пределами на северном склоне щита.

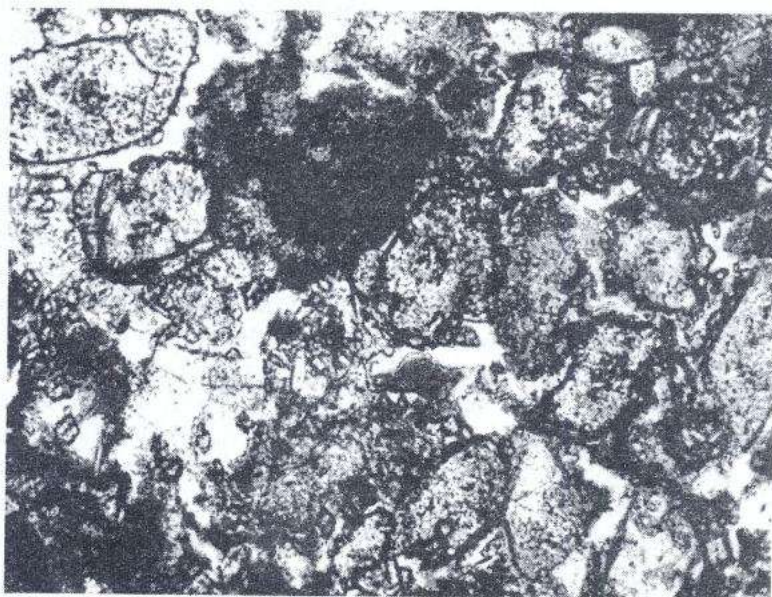


Рис. 2.16. Раковины остракод являются главным компонентом некоторых типов посткратерных осадков Болтышской структуры (скв. 50, интервал 385,5 м, поле зрения 2,6 мм, без анализатора)
Fig. 2.16. Ostracode shells are the main component of some types of post-impact sediments of the Boltys structure (sample 385.5 in drill core 50, 2.6 mm wide, parallel polarizers)

Осадконакопление в условиях морского бассейна продолжалось в этом регионе в течение позднего эоцена, в течение которого произошло отложение около 95 м мелкозернистых глауконитовых песков киевского яруса. Эти отложения в скважине 50, расположенной к юго-западу от центра кратера, залегают в интервале 133—39 м. Мелководное море должно существовать до позднего олигоцена. Олигоценовые отложения харьковской свиты представлены песками.

Регрессия охватила Украинский щит в течение позднего олигоцена и раннего неогена, когда его территория превратилась в слабо возвышенную равнину (Атлас палеогеографических карт Украинської та Молдавської РСР, 1960). С этого времени Болтышский кратер не затоплялся морем. Континентальные условия сохранялись в этом регионе на протяжении миоцена и плиоцена. Дно бассейна в это время все еще находилось на 100 м ниже уровня окружающей поверхности, в связи с чем в кратере образовался озерный бассейн. Толща песков и глин мощностью 60—100 м была отложена в депрессии. Преобладающий тип осадков представляли мелкозернистые глауконитсодержащие кварцевые пески.

Формирование современной дренажной системы на Украинском щите началось в позднем плиоцене и продолжалось в раннем плейстоцене (Атлас палеогеографических карт Украинської та Молдавської РСР, 1960; Стратиграфія УРСР, X. Неоген, 1975). В районе Болтышской структуры были образованы долины рек Тясмин и его притоков. Максимальные превышения водоразделов над днищами долин составляли 60—70 м.

Наиболее молодые отложения в регионе представлены четвертичными лессами и суглинками, которые в виде плаща покрывают всю площадь водораздельных пространств, размывы в речных долинах. Согласно данным (Атлас палеогеографических карт Украинської та Молдавської РСР, 1960), Болтышский кратер располагался вблизи от южного края ледника при максимальном его распространении в южном направлении. Мощность лессов и суглинков на водоразделах составляет 20—30 м. В пределах кратера наблюдаются редкие природные и искусственные обнажения этих пород. В настоящее время морфология кратера только слабо выражена в строении по гидросети.

Последствия образования Болтышской импактной структуры

Масштабы воздействия кратерообразования на окружающую среду определяется выделяющейся при этом процессе энергией. Энергия образования Болтышской импактной структуры оценена с использованием зависимости ее диаметра от мощности ударного события и выражения последней в эквиваленте веса заряда тринитротолуола в мегатоннах, необходимого для образования структуры такого размера. Согласно расчетам, образование кратера диаметром 24 км по зависимости в (Shoemaker et al., 1990), сопровождается выделением энергии $5 \cdot 10^5$ Мт при условии вертикального падения астероида, увеличивается до $7 \cdot 10^5$ Мт при падении под углом 60° к поверхности и достигает величины $1,1 \cdot 10^6$ Мт при падении под углом около 45° . Отсутствие заметной асимметрии в строении Болтышского кратера позволяет считать последний вариант мало вероятным. Несколько более высокое значение энергии, порядка $1,3 \cdot 10^6$ Мт, определено для образования кратера диаметром 24 км по зависимости в работе (McKinnon et al., 1991). С учетом этих данных, энергия образования Болтышской импактной структуры принята равной около $1,0 \cdot 10^6$ Мт (Гуров и др., 2000).

Согласно зависимостям в работах (Chapman and Morrison, 1994; Shoemaker et al., 1990), образование импактной структуры диаметром около 24 км происходит при столкновении с поверхностью Земли астероида диаметром 2,5 км с плотностью вещества около $2,5 \text{ г/см}^3$, двигающегося со скоростью 15 км/с, или кометы диаметром 1,5 км с плотностью вещества порядка 1 г/см^3 и скоростью 50 км/с. Примесь вещества ударника в расплавленных импактатах Болтышской структуры в количестве порядка 0,05—0,5% свидетельствует, скорее всего, об астероидном составе космического тела, вызвавшего ее образование.

Важнейшими событиями при образовании импактной структуры являются экскавация кратера, выброс из него в стратосферу высокотемпературного газово-пылевого облака, а также выброс по баллистическим траекториям обломочного материала и частиц расплава.

Выброс из кратера обломков и расплава приводит к формированию вокруг него покрова обломочных отложений, мощность которых по экспоненциальной зависимости уменьшается до полного выклинивания с увеличением расстояния от центра кратера. Как указано выше, реликты эродированного покрова выбросов сохранились вокруг структуры на площади около 6500 км^2 . Согласно расчетам, исходный покров выбросов мощностью от 0,1 м и выше был распространен на территории Украинского щита и прилегающих регионов на общей площади около $100\,000 \text{ км}^2$ (табл. 2.2).

Одним из важнейших катастрофических последствий образования импактных структур в морских условиях является генерация волн цунами. Следы деятельности цунами при образовании кратера Чиксулуб охватывают обширную территорию от штатов Техас и Джорджия в США до прибрежных районов Мексики и далее до побережья Венесуэлы и Бразилии. Болтышская импактная структура образована в континентальных условиях, в связи с чем удар не сопровождался генерацией цунами, по крайней мере, связанные с этой структурой отложения цунами неизвестны.

Образование импактных структур сопровождается катастрофическими землетрясениями, распространяющимися вокруг них с понижающейся с расстоянием амплитудой. Согласно расчетам по зависимости в работе (Toon et al., 1997), землетрясение разрушительной силы с амплитудой от 9 баллов и выше по двенадцатибалльной шкале вокруг кратера диаметром около 24 км охватило площадь около $100\,000 \text{ км}^2$. До настоящего времени последствия землетрясения вокруг Болтышской структуры еще не установлены.

Одним из последствий образования импактных структур является сдвиг вокруг них атмосферы в виде ураганного ветра, направленного радиально от центра удара в виде скачка давления, амплитуда которого понижается по мере удаления от кратера. Площадь вокруг кратера, в пределах которой скачок давления понижается от весьма высокого значения в центре до 276 ГПа, что соответствует скорости ветра 70 км/с, по формуле в работе (Toon et al., 1997) составляет для двадцатичетырехкилометрового кратера порядка $100\,000 \text{ км}^2$. Последствия этого явления обычно не находят отражения в геологической летописи, и их следы не установлены даже вокруг наиболее крупных импактных структур.

Таким образом, образование Болтышской импактной структуры с выделением энергии порядка 10^6 Мт сопровождалось катастрофическими событиями *регионального* масштаба. Отложение покрова выбросов, землетрясения и ветры разрушительной силы охватили территорию около $100\,000 \text{ км}^2$. В то же время, по представлениям К. Чепмена (2004), образование подобного кратера с диаметром кратерообразующего тела порядка 2 км представляет собой явление *глобального* масштаба.

Выброс в стратосферу высокотемпературного газово-пылевого облака при крупномасштабном кратерообразовании оказывает наиболее сильное воздействие на окружающую среду (Toon et al., 1997; Montanari and Koeberl, 2000, и др.). По расчетам, масса вещества, выброшенного в виде огненного шара из кратера диаметром 24 км, составляет $1,6 \cdot 10^{17} \text{ г}$. Затемнение атмосферы при метеоритном ударе мощностью $1 \cdot 10^6 \text{ Мт}$ по интенсивности сопоставимо с затемнением атмосферы в результате крупномасштабной ядерной войны, и последствия образования подобного кратера должны были привести к краткосрочным климатическим изменениям типа "год без лета" (Toon et al., 1997).

Вещество газово-пылевого облака под действием силы тяжести с большой скоростью распространяется над всей поверхностью Земли или ее частью в виде огненного шара. Оценка масштабов этого процесса в глобальном масштабе согласно данным (Toon et al., 1997) может быть выполнена из расчетов массы материала, выпавшего на единицу площади поверхности в зависимости от энергии кратерообразования. Согласно этой зависимости, масса осадков при образовании кратера с энергией $1,0 \cdot 10^6 \text{ Мт}$ составляет порядка

0,03 г/см² при условии его равномерного распределения по всей поверхности Земли. Полученная оценка может служить только для получения представлений о масштабах этого процесса, так как в результате сложной атмосферной деятельности на поверхности Земли равномерное распределение газово-пылевого облака и выпавших из него осадков не происходит (Гуров и др., 2000). Для сравнения, масса выпавшего вещества при образовании кратера Чиксулуб составила около 1 г/см² (Toon et al., 1997).

К настоящему времени слой осадков огненного шара, выброшенного из Болтышской импактной структуры, на территории Украины не обнаружен. Предполагается возможность его сохранности в особенно благоприятных условиях при непрерывном осадконакоплении где-либо в пределах обширной территории вокруг кратера, в том числе в Днепровско-Донецкой впадине.

На побережье Черного моря в Болгарии в р-не г. Бяла при изучении пограничных мел-палеогеновых отложений были установлены два слоя "пограничной глины", разделенные 20-сантиметровым слоем мергелей (Adatte et al., 2000; 2002). Нижний слой темно-коричневой глины мощностью 1—3 см содержит до 6,1 нг/г иридия, а также повышенные концентрации некоторых других платиноидов. Он рассматривается как пограничный мел-палеогеновый слой, соответствующий отложениям дальних выбросов кратера Чиксулуб. На его поверхности залегает слой мергелей и мергелистых известняков мощностью 20 см, содержащий фауну фораминифер низов датского яруса, в том числе *Parvularugoglobulina eugubina* и некоторые другие раннедатские формы. Второй слой глины мощностью 1-2 см по внешнему виду похож на нижележащий слой глины, однако его особенностью является более низкое содержание иридия, достигающее 0,22 нг/г. Согласно представлениям в работе (Adatte et al., 2000), вышележащий слой глины связан с некоторым более поздним ударным событием, которое произошло спустя около 100 000 лет после образования кратера Чиксулуб и мел-палеогеновой катастрофы. В более поздней работе тех же авторов (Adatte et al., 2002) высказывается предположение о возможной связи образования второго слоя с вулканизмом. Тем не менее, детальное изучение второго слоя по нашим представлениям имеет исключительный интерес, так как не исключается возможность его образования в результате Болтышского ударного события. Дальнейшее изучение слоя должно включать в себя поиски в его составе ударнометаморфизованных минералов, а также сравнительное изучение состава платиноидов в слое и в импактных породах Болтышской структуры.

В связи с одновременным или близким по времени образованием импактных структур Чиксулуб (65,46±0,6 млн лет) и Болтышской (65,17±0,64 млн лет) точное установление последовательности этих ударных событий представляет большой интерес. Возможны три случая относительного времени образования этих структур:

1. Кратер Чиксулуб образовался ранее Болтышского. При этом катастрофический слой первого из них (мощностью около 1 см) в центральной части Украинского щита был уничтожен выбросами из Болтышской структуры и смешался с ними. В зоне дальних выбросов Болтышского кратера на расстоянии более 100 км от его центра, где их мощность по расчетам составляла несколько сантиметров, предполагается возможность сохранения отложений огненного шара кратера Чиксулуб под маломощным слоем выбросов.

2. Кратеры Чиксулуб и Болтышский образовались одновременно в результате двойного удара фрагментами одного космического объекта. При таком сценарии газо-пылевое облако Болтышской структуры было поглощено огненным шаром из кратера Чиксулуб, и дальние выбросы представлены одним катастрофическим слоем.

3. Болтышский кратер образовался раньше кратера Чиксулуб. В этом случае катастрофический слой кратера Чиксулуб отлагался на поверхность Болтышских выбросов, а также внутри самого кратера в толще его кратерных осадков. В связи с интенсивной эрозией выбросов, катастрофический слой за пределами кратера не мог сохраниться на их поверхности. В то же время он мог сохраниться в виде маломощного прослоя в базальной части

разреза осадков кратерного озера Болтышского кратера. В то же время, диагностика такого слоя мощностью около 1 см в керне скважин представляет весьма сложную задачу в связи с тем, что кратерные осадки образовались за счет сноса материала с вала и стенок кратера и изобилуют импактным материалом, в том числе ударнометаморфизованным кварцем. Кроме того, наблюдается весьма неоднородный состав кратерных осадков от тонкозернистых илов и глин до слоев осадочных брекчий, что затрудняет поиски в них возможных отложений маломощного катастрофического слоя кратера Чиксулуб.

По мнению У. Альвареса (устное сообщение), установление возрастного взаимоотношения двух кратеров представляет большой научный интерес для более полного восстановления событий на границе мела и палеогена и определения интенсивности метеоритной бомбардировки Земли в конце мезозоя.