

ГИГАНТСКИЕ МАРСИАНСКИЕ ВУЛКАНО-ТЕКТОНИЧЕСКИЕ МЕГАМОРФОСТРУКТУРЫ ЦЕНТРАЛЬНОГО ТИПА И ИХ ВЕРОЯТНЫЕ ЗЕМНЫЕ МИНИАНАЛОГИ

© 2023 г. И. В. Мелекесцев*, **

Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, бульвар Пуйпа, 9, Петропавловск-Камчатский, 683006 Россия

*e-mail: dirksen@kscnet.ru

**e-mail: kurmrr@kscnet.ru

Поступила в редакцию 19.02.2021 г.

После доработки 27.06.2021 г.

Принята к публикации 03.11.2022 г.

Показано, что в современную эпоху выраженных в рельефе вулcano-тектонических мегаморфоструктур, которые были бы близки по размерам к выявленным на Марсе, аналогичным по строению и происхождению гигантским морфоструктурам с объемом слагающих их пород $(1-2.4) \times 10^6 \text{ км}^3$ (патера Альба, горы Олимп, Арсия, Аскрийская, Павлина, Элизий), на земной суше и океаническом дне нет. Фрагменты и следы подобных образований однозначно не выявлены и не описаны в геологических толщах не только мезо-кайнозоя, но и палеозоя. То же относится и к более древним эпохам Земли. Составные же компоненты рельефа марсианских мегаморфоструктур по своему облику примерно похожи на очень сильно увеличенные копии давно известных и многократно описанных земных вулканических сооружений — крупных щитовых, щитообразных и существенно лавовых вулканов, лавовых куполов, а также кальдер разных типов. Хотя постройки перечисленных типов вулканов по морфологии не идентичны своим марсианским аналогам — они меньше их по высоте построек, а склоны круче. Кальдеры во много раз мельче. Возраст марсианских вулканических форм значительно древнее. Уникальным сооружением является мегаморфоструктура гора Олимп, возникшая в крупном ледниковом покрове, в образовании которой значительное участие принимали и гляциальные процессы. Она отнесена к мегаморфоструктурам типа гигантских тюйя. Ее минианалоги — разные по возрасту и параметрам гляциально-субаральные тюйя, подвергавшиеся оледенениям вулканических областей Земли.

Ключевые слова: Марс, Земля, кратер, щитовой вулкан, Гора Олимп, патера Альба, Этна, Мауна-Лоа, Плоская Дальняя сопка, тюйя

DOI: 10.31857/S0203030622700067, EDN: ARORJD

ВВЕДЕНИЕ

Сравнение вулканических проявлений соседних, быстро вращающихся, сравнимых по размерам и другим характеристикам планет земного типа Земля и Марс (149.6 и 227.9 млн км от Солнца, диаметр — 12756 и 6780 км, сила тяжести на поверхности — 1 и 0.38 от земной, период вращения вокруг оси — 23.93 и 24.63 ч, наклон оси к орбите — 23.45 и 25.19 град.) буквально до начала 1970-х гг. XX в. было невозможным. Главная причина этого — отсутствие не только данных о конкретных марсианских вулканических формах рельефа, но и о вулканизме там вообще.

Человеку земные вулканы и их опасные извержения в разных местах проявления молодого вулканизма были известны, как минимум, с VI–VIII

тысячелетий до нашей эры¹, а стали описываться и изучаться уже с античных времен. Марсианские же вулканы были открыты и начали исследоваться только во второй половине XX в. О них стало известно достаточно неожиданно, лишь в конце 1971—первом полугодии 1972 г. во время полета американского космического аппарата (КА) “Маринер — 9” (“Mariner — 9”), который, проработав на орбите Марса почти год, передал на Землю 7329 изображений его поверхности, в том числе и огромных потухших вулканов [Сурдин,

¹ Аборигены Камчатки, например, видели в это время бурное рождение на северном склоне вулкана Камень и одно из самых активных в мире — вулкана Ключевской, и потому очень боялись его, а также других извергающихся вулканов.

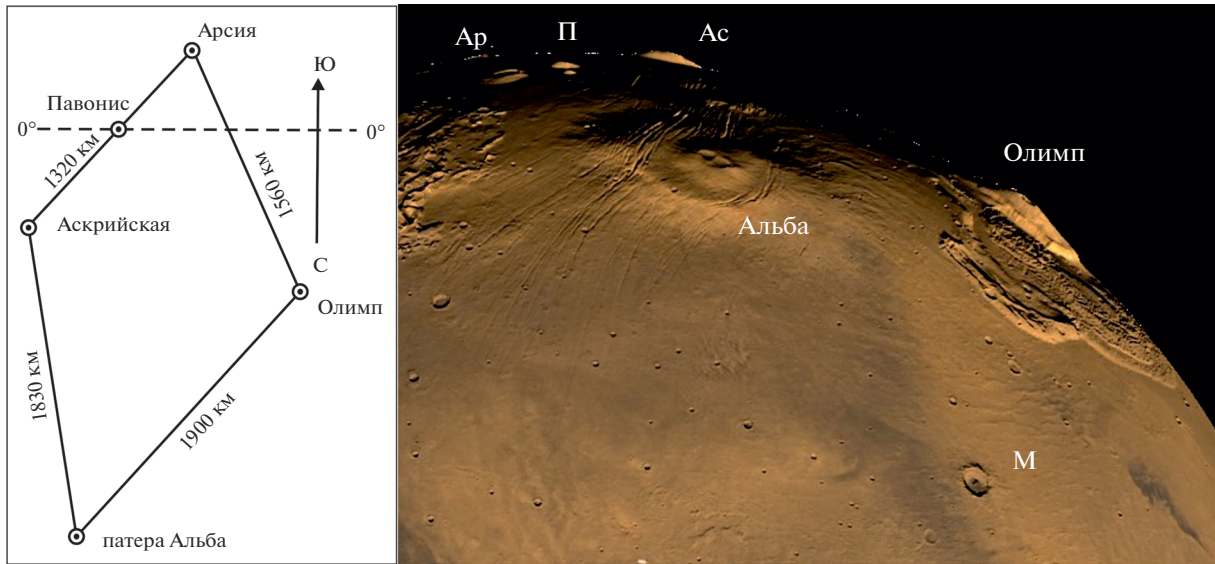


Рис. 1. Расположение мегаморфоструктур главного участка – на карте (в левой части) и на космическом изображении (в правой части), север внизу. На заднем плане правой части рисунка, слева – МГС гор Аскрийская (Ар), Павонис (П), Арсия (Ас). М – 120-километровый импактный кратер Миланкович.

2004]. Хотя еще в 1965 г., пройдя в 10 тыс. км от этой планеты, КА ‘Маринер – 4’ сумел заснять только участки поверхности Марса совершенно без вулканов, но с обильными ударными кратерами, как на Луне. Причем, сами эти кратеры, по большей части, были уже сильно разрушенными. Поэтому тогда сложилось представление, что Марс – ‘мертвая’ планета не только в биологическом, но и в геологическом и вулканологическом планах. На базе полученных с помощью космических аппаратов ‘Маринер – 9’, ‘Викинг – 1’, ‘Викинг – 2’ (Viking – 1, 2) снимков Геологической службой США (USGS) были составлены и изданы гипсометрические карты масштабов 1 : 25000000, 1 : 15000000, 1 : 5000000, 1 : 2000000, 1 : 500000 и фотокарта Марса масштаба 1 : 2000000 [Родионова, 2004], а на отдельные участки [Tanaka, Fortezzo, 2012 и др.] и крупнейшие вулканы [Scott, Zimbelman, 1995; Scott, 1998 и др.] еще и геологические карты.

Для создания карт использовались мозаики снимков, сделанных с космических аппаратов, а высота поверхности определялась с помощью высокоточного лазерного альтиметра MOLA (Mars Orbiter Laser Altimeter) КА ‘Марс Глобал Сервейр’ (‘Mars Global Serveir’).

В уменьшенном варианте то же было выполнено и советскими исследователями [Флоренский и др., 1975, 1976; Поверхность Марса, 1980]. По фотографиям Марса 1974 г. с КА ‘Марс – 4 и 5’ было проведено геолого-геоморфологическое исследование Эритрейского моря в субтропических широтах южного полушария Марса. Длина отснятого участка составила ~2400 км, а ширина –

700–800 км [Флоренский и др., 1976, рис. 1]. Созданы и опубликованы тематические карты масштабов 1 : 5000000 и 1 : 500000 поверхности Марса. На них впервые были выявлены и изображены четыре участка, предположительно, вулканогенных образований [Флоренский и др., 1980]. Приведено их краткое описание. Допускается также, что и 80-километровый кратер Бабакин с приуроченным к нему куполовидным поднятием с диаметром основания 12 км, увенчанным 12-километровым кратером Гари, имеет не ударное происхождение, а скорее вулканическое, так как он приурочен к тектонической зоне – структурном шве, разделяющем горы Тавмасия и Босфорское плато.

По снимкам, полученным от Европейского космического агентства в 2004 г., сотрудниками Института геохимии и аналитической химии РАН и Института динамики геосфер РАН совместно с их иностранными коллегами, детально исследованы морфология и геологическое строение западной части вулкана Олимп [Базилевский и др., 2005]. Было показано, что история этой постройки сложная, включающая, кроме базальтового вулканизма, участие и других процессов. А чуть позднее, практически тем же коллективом [Bazilevsky et al., 2006] реконструированы относительно молодая тектоника, вулканическая и флювиальная активность его восточного фланга.

Буквально в течение нескольких лет полученными американскими и советскими исследователями материалы были в общем виде обработаны, а результаты опубликованы. Созданы геологические карты крупнейших выявленных вулканических сооружений. Международный астрономиче-

ский союз (МАС) разработал две системы наименований: для деталей альbedo, наблюдаемых в телескоп, и для деталей рельефа, видимых на космических снимках [Бурба, 1981]. Обе системы связаны между собой пространственно: детали рельефа получили имена от близрасположенных деталей альbedo. Это относится, в частности, и к вулканическим образованиям.

Важнейшей сводкой, подводившей итоги геоморфолого-вулканологических исследований первой половины 90-х гг. XX в., стал “Атлас вулканических форм рельефа Марса” [Hodges, Mooge, 1994], который послужил основой для последующих работ аналогичного плана [Zimbelman, 2000; Plescia, 2004 и др.]. Хотя использованная в этом атласе классификация вулканических форм рельефа, по сравнению с земными [Влодавек, 1984], сильно упрощена и часто нелогична.

Всего в Атласе опубликованы результаты изучения пяти крупнейших щитовых вулканов – патер, четырех небольших вулканов – куполов, трех небольших вулканов – патер, а также нескольких десятков мелких вулканических форм названных выше типов. Описаны также шесть обширных кальдерных комплексов и кальдер. Приведены и результаты первичного геоморфолого-вулканологического дешифрования 66-ти различных по размеру участков марсианской поверхности с очень краткой характеристикой имеющихся там преимущественно мелких и мельчайших вулканических форм рельефа, аналогов земных лавовых потоков, экструзивных куполов, эксплозивных образований, цепочек провальных кратеров и др. Определены относительные высоты положительных форм, размеры их образований. Для типичных форм составлены поперечные профили.

В более поздней работе [Plescia, 2004] добавлены измерения объемов пород вулканов, сведения о крутизне их склонов, а также параметры связанных с ними кальдер и кальдерных комплексов. Во многих работах конца XX–начала XXI вв. также указывается и на широтное распространение лавовых потоков не только на вулканах, но и на конкретных участках за их пределами. Описан пока только их поверхностный рельеф, а состав однозначно не определен. В местах посадок космических аппаратов поверхность, как правило, усеяна большими пористыми обломками, но тоже неизвестного состава: шлака (?), пемзы (?); отобранные и проанализированы образцы многократно перенесенного ветром и переотложенного тонкого материала.

Получены свидетельства интенсивной тектонической и вулкано-тектонической активности на Марсе. На это указывают многочисленные линейные разрывные нарушения, грабены и глубокие каньоны, преобразованные последующими процессами тектонические формы рельефа. Со-

гласно работе [Маров, 1981] крупнейшим подобным образованием является сложно построенная, гигантская по протяженности (более 4000 км) Долина Маринер, которая, по мнению М.Я. Марова, несколько напоминает рифтовую зону на дне земных океанов.

Удалось установить, что к типичным вулканическим формам относятся и многочисленные цепочки кратеров на поверхности Марса. Они – не ударные метеоритные кратеры, а провальные воронки разных размеров над лавоводами и магмоводами, как на Луне [Erlich et al., 1974; Штейнберг, 1967]. Ярким таким примером служит цепочка Флегетон на патере Альба, изображенная на фото в работе [Спарроу, 2008, с. 108]. Провальный генезис (над лаво-водами) имеет и похожие на подобие оврагов и земных долин горных водотоков на склоне вулкана Гора Павлина [Спарроу, 2008, с. 109].

В XXI веке после публикации марсианских карт разных назначений в США и России [Гипсометрическая карта ..., 2004; Родионова, 2004 и др.], создания глобусов “великих” вулканических открытий на Марсе не произошло. В разных вариантах и по разным методикам описывались по преимуществу лишь уже известные вулканические формы рельефа, а новых было добавлено сравнительно мало. Хотя предпосылки для этого имеются. В наибольшей мере потенциальными объектами могут служить кратеры, которые сейчас повально считаются ударными – импактными, а на самом деле могут быть частично еще и вулканическими, эксплозивными. Решение этой проблемы зависит от выявления и надежного диагностирования связанных с такими кратерами массовых выбросов газонасыщенного пирокластического материала, особенно более кислого состава, чем базальты. На возможность такой интерпретации указывает уже произошедшая дифференциация марсианского магматизма, если судить по химическому составу вещества в местах посадок “Викингов – 1 и 2” [Zimbelman, 2000]. Вторая группа объектов – мелкие вулканические формы, выраженные в рельефе как положительные (типа земных шлаковых и лавовых конусов, экструзивных куполов), так и отрицательные – небольшие взрывные воронки, которые возможно выявить лишь при площадном крупномасштабном дешифрировании высококачественных изображений марсианской поверхности. Это в настоящее время не выполнено даже в первом приближении.

На современном этапе по разным причинам для сравнительной вулканологии наибольший интерес представляют самые крупные на Марсе (с объемом пород морфологически выраженных построек ≥ 1 млн км²), сложно построенные вулкано-тектонические мегаморфоструктуры (МГС)

центрального типа. Во-первых, они уже сейчас относительно хорошо изучены. Во-вторых, несмотря на условность их относительного датирования, они явно весьма старые, возникшие сотни миллионов—миллиарды лет назад [Hodges, Moore, 1994 и др.]. Наконец, они не обнаружены пока на Земле, наиболее близкой к Марсу планете по истории формирования и развития. Таких МГС, выраженных в рельефе, нет сейчас на земной суше и на дне океанов. Их фрагменты и следы не выявлены в геологических толщах пород не только мезо—кайнозоя, но и палеозоя, а также и более древних эпох. На Марсе же подобных МГС — шесть: патера Альба (Alba Patera) и горы Олимп (Olympus Mons), Арсия (Arsia Mons), Павлина (Pavonis Mons), Аскрийская (Ascraeus Mons), Элизий (Elysium Mons). Их возможное наличие и активизация поиска следов земных аналогов позволят дополнить представление о закономерностях проявления вулканической деятельности и на Земле в наиболее древние эпохи.

ОСОБЕННОСТИ ПРОСТРАНСТВЕННОГО РАСПОЛОЖЕНИЯ И ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ПРИУРОЧЕННОСТИ МЕГАМОРФОСТРУКТУР

На картах полушарий и глобусе Марса хорошо видно, что исследуемые МГС, несмотря на их гигантские размеры, занимают относительно небольшие участки площади (из ~145 млн км²) поверхности планеты. Площадь главного участка в Западном полушарии, где находятся пять из шести МГС ~5.5 млн км². Он ромбовидный по фигуре в плане (рис. 1)², удлинённый в субмеридиональном направлении: протяжённость около 2800 км между вершинными частями МГС патера Альба и гора Арсия при ширине 1700 км от горы Олимп до горы Аскрийская. Мегаморфоструктуры патера Альба и гора Олимп приурочены к углам этой фигуры, а горы хребта Фарсида (Аскрийская, Павлина, Арсия) — к ее ЮВ стороне — осевой зоне этого горного хребта, имеющей СВ простирание (Аз. 40°). Такое же простирание и у стороны ромба МГС патера Альба — МГС гора Олимп. МГС гора Элизий — единственная в Восточном полушарии. Поэтому площадь ее овального основания (~2.2 млн км²) — одновременно и площадь меньшего по размерам второго участка.

Важная региональная особенность обоих выделенных участков — наличие внутри них и на обширных сопредельных территориях значительного количества других крупных вулканических конструкций. Они меньше по объёму слагающих пород, чем рассматриваемые в представленной статье МГС, но во много раз больше известных

земных вулканических форм. В пределах первого участка и вблизи него это — холмы Тарсис (Tharsis, 3×10^3 км³), Керавнский (Ceraunius, 2.4×10^4 км³), Урана (Uranius, 3.4×10^3 км³), Юпитера (Jovis, 8.7×10^2 км³) и др.; патеры Библиды (Biblis, 1.8×10^4 км³), Улисса (Ulissis, 2.9×10^3 км³), Урана (Uranius, 3.5×10^4 км³). На втором участке — холмы Альбор (Albor, 2.9×10^4 км³), Геката (Hecates, 6.7×10^4 км³) [Plescia, 2004, табл. 1].

Если рассматривать оба участка в общемарсианском плане, обращает внимание их расположение в пределах переходной зоны между Северным и Южным полушариями с резко различным рельефом (см. рис. 1). В Северном полушарии доминирует менее контрастный рельеф с преобладанием территорий, которые названы равнинами: в околополярной области — Великая Северная равнина, к которой с юга примыкают шесть более мелких равнин: Ацидалийская (частично), Утопия, Элизий в Восточном полушарии; Амазония, Аркадия, Ацидалийская (частично) и Хриса — в Западном полушарии. Их высоты относительно уровня ареоида (марсианский аналог геоида) от -5 до -2 км³ в обоих полушариях. Помимо этих равнин (по-видимому, лавовых) великолепно выражена в рельефе равнина Исиды с диаметром по бровке ограничивающего уступа ~1800 км, импактная, связанная с падением гигантского астероида. Ее уплощенное дно очерчивается горизонтально — 1 км и залито лавой. Северное плато с Северной полярной шапкой расположено на 4 км ниже уровня ареоида.

Южное полушарие Марса, наоборот, характеризуется очень контрастным горным рельефом — результатом исключительно интенсивной метеоритной бомбардировки и столь же мощным вулканизмом как инициированным импактными процессами, так и собственной магматической активностью планеты. Здесь находятся три гигантских астроблемы: равнина Элада (овальная, 3000×2500 км); равнина Аргир (овальная, 1600×1100 км), условно Южно-полярная (круглая, диаметром 950×1000 км); подавляющее количество (95 из 132) крупных (диаметром >100 км) кратеров. Диаметр двух из них 300 и 310 км, а кратер Скиапарелли и Гюйгенс — 461 и 460 км [Родионова, 2004]. Ничего подобного на Земле пока не обнаружено. В приэкваториальной области этого полушария располагается очень сложно построенная Долина Маринер длиной свыше 4000 км и глубиной более 8 км [Гипсометрическая карта ..., 2004; Спарроу, 2008], она, как и на Земле, по представлению автора статьи, сильно преобразованный след двигавшегося на большой глубине магматического суперпотока [Мелекесцев, Слезин, 2017а, 2017б] шириной более 500—600 км, кото-

² Здесь и далее в тексте большая часть космических изображений и карт взята из работ [Hodges Moore, 1994; Plescia, 2004].

³ Здесь и далее в тексте высоты ниже уровня ареоида будут обозначаться со знаком минус (–) выше — обычными цифрами.

рый на западе тоже начинался от магматической вихревой структуры с центром на месте современных плато Сирия (Syria Planum) и Лабиринт Ночи (Noctis Labirinthus).

От этого вихря в разные времена отходили и другие суперпотоки. На юго-восток – суперпоток борозды Кларитас (Claritas Fossae), а два на север: первый его исток – борозды Ночи (Noctis Fossae: 5°–6° S), сначала до МГС патера Альба (длина ~1900 км, простираение ЗСЗ, Аз. ~350°, Керавинские борозды), а потом поворачивающий на СВ (Аз. 40°–45°) до широты 65°–67° N. На последнем участке он дельтовидный, длиной ~1600 км и шириной на фронтальном окончании 900–1000 км. Его западная окраина – борозды Альба, на восточном фронте располагается кратер Семейкин диаметром ~80 км. Общая длина суперпотока – около 3500 км. Второй поток, начинающийся примерно там же, от района патеры Урана, тоже поворачивает на СВ, где его маркирантами служат борозды Мареота, Темпе и Лабеатис. Дельтавидное окончание суперпотока – земля Темпе (Tempe Terra), а край – на высоте 3 км. Именно к названному магматическим суперпотоком и приурочены все крупнейшие вулканические образования первого участка. Не исключено, что мегаморфоструктура гора Элизий тоже, вероятно, генетически связана со своей вихревой структурой. Но она меньшего размера и находится ниже на высоте –3...–2 км в пределах равнины Элизий (Elysium Planitia).

Интенсивная метеоритная бомбардировка, очень мощная магматическая и вулканическая деятельность – как инфицированная падением метеоритов и астероидов, так и собственными планетарными глубинными процессами, и связанное с этим общее разуплотнение верхних горизонтов коры Южного полушария Марса были, вероятно, главной причиной удлинения его радиуса на 6.391 км, на которое указывается в работе [Родионова, 2004], по сравнению с Северным полярным радиусом, а, следовательно, и одной из главных причин асимметрии планеты.

ГЕОМОРФОЛОГИЯ, ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ И ПРОИСХОЖДЕНИЕ МЕГАМОРФОСТРУКТУР, ИХ ЗЕМНЫЕ МИНИАНАЛОГИ

Если формально использовать применяемую в настоящее время номенклатуру деталей рельефа Марса, в том числе, и вулканического [Бурба, 1981], то перечисленные выше мегаструктуры относятся к патерам (Paterae) и горам. Согласно приведенным там определениям этих терминов, патера (Patera) – кратер неправильной формы или сложный кратер с фестончатыми краями, а гора – крупная возвышенность (Mons) или цепь возвышенностей (Montes). Однако для рассмат-

риваемых в статье структур эти термины мало применимы. Во-первых, из-за их сложной комплексной геоморфологии, во-вторых, специфической и многофазной истории развития. Поэтому каждая из них требует индивидуального исследования. Используются только их названия, приведенные на картах Марса [Гипсометрическая карта ..., 2004 и др.]. Первой станет патера Альба, а затем горы Олимп, Аскрийская, Павлина, Арсия и Элизий. Такая схема описания мегаструктур объясняется их расположением и структурной приуроченностью.

*МГС патера Альба
(центр 40° N, 110° W; 6.8 км² и 6.8–8.8 км)*

Патера Альба – самая северная (см. рис. 1, рис. 2) из рассматриваемых МГС Западного полушария Марса, которая постепенно поднимается в ее северном секторе с высоты около –2 км, а в южном секторе – с высоты около 0 км. Она овальной формы с размером основания примерно 2100 × 1600 км по карте [Гипсометрическая карта ..., 2004] и его площади – около 2.7 млн км². Патера Альба изучается уже более 35 лет: первое упоминание [Greeley ..., 1974], а сейчас ей посвящено свыше 20 работ. Большинство данных приведено в работах [Hodges, Moore, 1994; Zimbelman, 2000; Plescia, 2004].

Общие черты геоморфологии и структурное положение патеры Альба прекрасно видны на ее космических изображениях (см. рис. 1, 2) и на глобусе Марса. Это многочленная (два шитовых вулкана, два кальдерных комплекса и центральное вулкано-магматическое резургентное поднятие) мегаморфоструктура, приуроченная к глобальной трещинной зоне. Последняя на юге имеет субмеридиональное простираение и название Керавенские борозды. Она доходит до района патеры Альба и имеет ширину 550–600 км. Там зона веерообразно расширяется до 900–1000 км, поворачивая на СВ, но уже под названием борозды Альба, а заканчивается на широте 65°–67° N. На ее восточной окраине располагается метеоритный кратер Семейкин диаметром около 80 км. По представлению автора статьи, трещинная зона маркирует движение гигантского магматического суперпотока из экваториальной области на север, а трещины – продольные разрывные нарушения над его кровлей. К месту поворота была, вероятно, приурочена вихревая магматическая структура диаметром порядка 700–800 км, если судить по дугообразному изгибу трещин (см. рис. 2) региональной зоны.

Первая вулканическая форма, связанная с этой структурой – шитовой вулкан с огромным (2100 × 1600 км) размером овального основания очень пологими ($\leq 1^\circ$) склонами. Это явное свидетельство того, что извержение лав происходило с

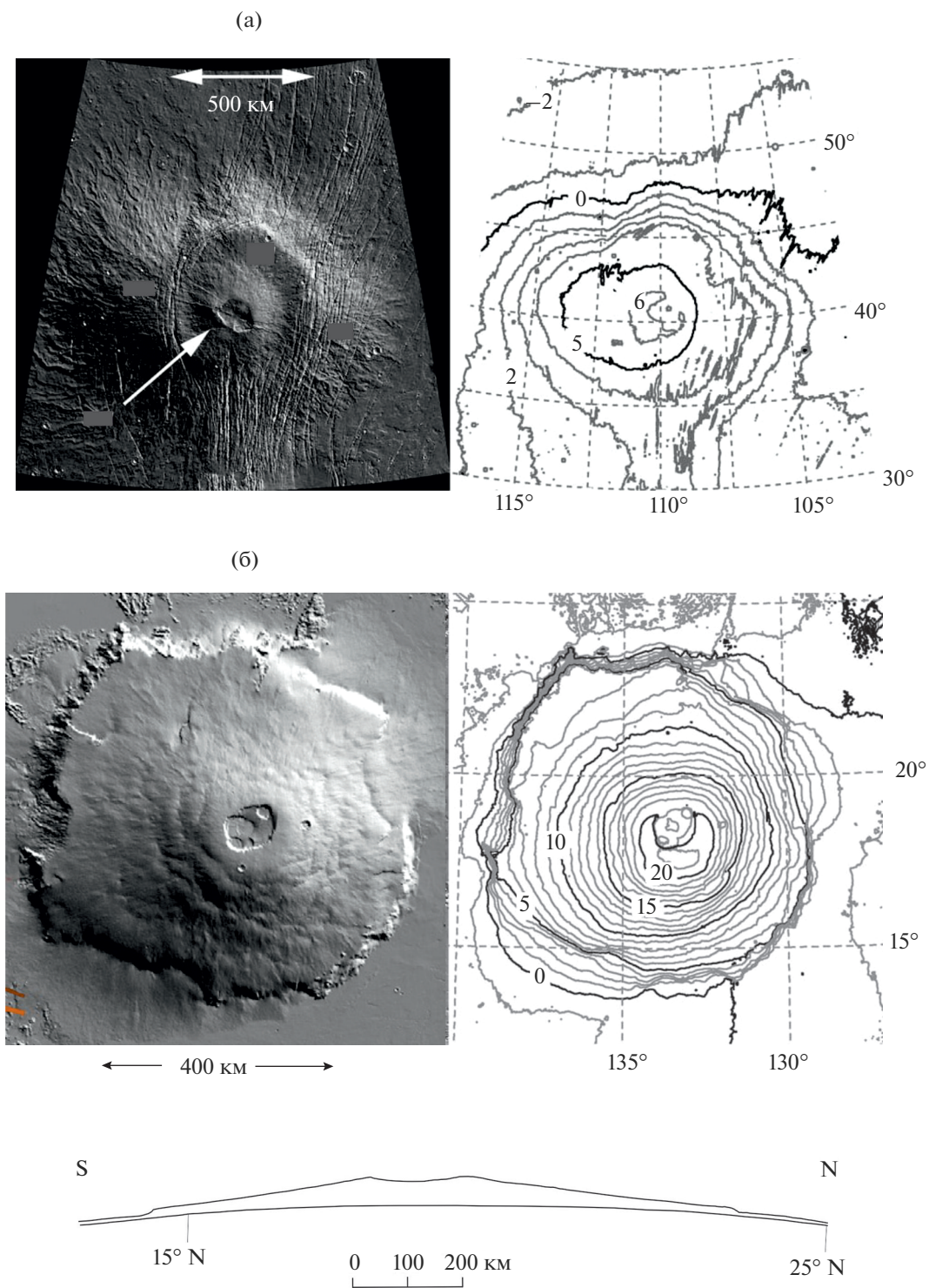


Рис. 2. Космические изображения и карты МГС патера Альба (а) и г. Олимп (б) с поперечным профилем. Горизонтали обычные проведены через 1 км, утолщенные – через 5 км. На патере Альба стрелкой показан кальдерный комплекс размером 106×138 км. Видны субмеридиональные и дугообразные разрывные нарушения над кровлей магматического суперпотока (см. рис. 1). На г. Олимп освещенный с СВ круговой уступ имеет высоту 3–6 км, а размер вершинного кальдерного комплекса – 72×91 км.

колоссальной интенсивностью, а сами лавы были жидкими и маловязкими, высокотемпературными, поступавшими с большой глубины. Причем, в ходе роста щитового вулкана активность региональной трещинной зоны не прекращалась. Марсианским аналогом самого раннего щитового вулкана патеры Альба можно считать примерно одинаковый с ним по размерам (см. ниже) однотипный МГС горы Элизиум. В конце этапа формирования первого щитового вулкана его вершинная часть была уничтожена при возникновении 550-километровой кальдеры гавайского типа (см. рис. 2а) с новым щитовым вулканом внутри, но меньшего размера: диаметр основания около 400 км, а относительная высота выраженной в рельефе постройки 2.5–3 км. Размер овального, в плане сложно построенного, многофазного кальдерного комплекса гавайского типа на его вершине – 106 × 138 км [Plescia, 2004]. Трещинная региональная зона более молодой вулкан уже не затронула. По оценке J.V. Plescia [Plescia, 2004], объем постройки патеры Альба равен 1.8×10^6 км³. Но он может быть и больше и меньше, поскольку высота и строение ее фундамента неизвестны, как и высота самой постройки. Не определен и возраст МГС. Пока можно предполагать лишь, что она начала формироваться до других рассматриваемых МГС. Наиболее ранние даты (3.3–3.6 млрд лет) для первого щитового вулкана приведены в работе [Hodges, Moore, 1994]. Полноразмерных современных аналогов патеры Альба на земной суше и на дне океанов нет. Не обнаружены пока их следы и в древних геологических толщах. По масштабам вулканизма им могут соответствовать только траппы [Макаренко, 1983 и др.] и крупнейшие трещинные извержения на дне океанов. Отсутствуют и точные мини-аналоги. Но сходные по происхождению МГС имеются на островах-вулканах архипелага Галапагос и Гавайского хребта, на острове-вулкане Реюньон. То же относится и к составным компонентам (щитовым вулканам и кальдерам гавайского типа) этих миниморфоструктур.

*МГС гора Олимп
(центр 18° N, 133° W; 21.1 и 21.9 км)*

Мегаморфоструктура гора Олимп (см. рис. 2б), в современной научной литературе – гора Олимп или вулкан гора Олимп, расположена к ЮЗ от патеры Альба на расстоянии около 1900 км от нее (см. рис. 1). Это крупнейший и самый высокий горный массив на Марсе. Размер его основания по подножию Олимпийского уступа (высота 3–6 км) равен 650 × 630 км, а площадь ~320 тыс. км², объем пород выраженной в рельефе части постройки, по [Plescia, 2004] – $\sim 2.4 \times 10^6$ км³. В настоящее время ему в целом, отдельным его частям и связанным с ним проблемам посвящены десятки на-

учных публикаций, включая монографии, а также популярных изданий, как за рубежом, так и в России [Бурба, 1981; Ксанофомалити, 1997; Маров, 1981; Марс ..., 2004; Спарроу, 2008; Hodges, Moore, 1994; Zimbelman, 2000; Plescia, 2004; Mouginiis-Mark, Wilson, 2019 и др.].

Сравнение по опубликованным данным и результатам проведенного автором настоящей статьи геоморфолого-вулканического анализа изображений МГС патера Альба и гора Олимп показало их кардинальное различие по всем главным параметрам и характеристикам, кроме объема слагающих их пород. Главные внешние отличия – намного большая (на 14.3 км) высота и “свежесть” рельефа горы Олимп, чем у патеры Альба, что хорошо видно даже на мелкомасштабном космическом изображении обеих структур (см. рис. 1, 2). Разная у них и история открытия. Местонахождение и природа горы Олимп (предполагаемая возвышенность, покрытая снегом Никс Олимпиака) были давно известны астрономам, а патера Альба снята после окончания планетарной пылевой бури в 1976 г. Белое же пятно на месте горы Олимп оказалось 1000-километровым кольцевым облаком – вихрем, часто возникающим над ним, как и над извергающимися или фумаролящими земными вулканами, которые выделяют много газов (преимущественно, водяного пара и CO₂), во время сильных высотных ветров. Не исключено, что на МГС горы Олимп еще продолжается и дегазация. Как и на Земле [Мелекесцев, 1980], выделяющиеся газы служат причиной повышенной облачности и большого количества осадков (на Марсе снега и “сухого льда”), по сравнению с прилегающими территориями. Аккумуляции осадков на горе Олимп способствует и ее огромная высота. В пользу гипотетически продолжающейся газовой активности вулканического аппарата гора Олимп может свидетельствовать также его прекрасная сохранность, особенно вершинного кальдерного комплекса (рис. 3), включающего округлую 180–200-километровую предполагаемую кальдеру, которая погребена под верхним щитовым вулканом, и самый молодой кальдерный комплекс из 4–5 форм общим размером 72 × 91 км (по [Plescia, 2004]). Диаметр наиболее старой из них, практически круглой – ~70 км, а размер самой молодой, овальной – ~30 × 19 км. На северном внутреннем уступе последней очень хорошо видна каплевидная форма типа земного каменного глетчера длиной ~4 км. Но это может быть и быстро замерзший оползень с концевой частью шириной ~1.5 км. Находящаяся в противоположном секторе почти круглая (19 × 18 км) впадина – кальдера (с большей вероятностью) или ударный кратер.

Описанный кальдерный комплекс с щитовым вулканом венчает вершину гигантского щитовидного вулканического сооружения – главного компонента МГС горы Олимп. А его подножием

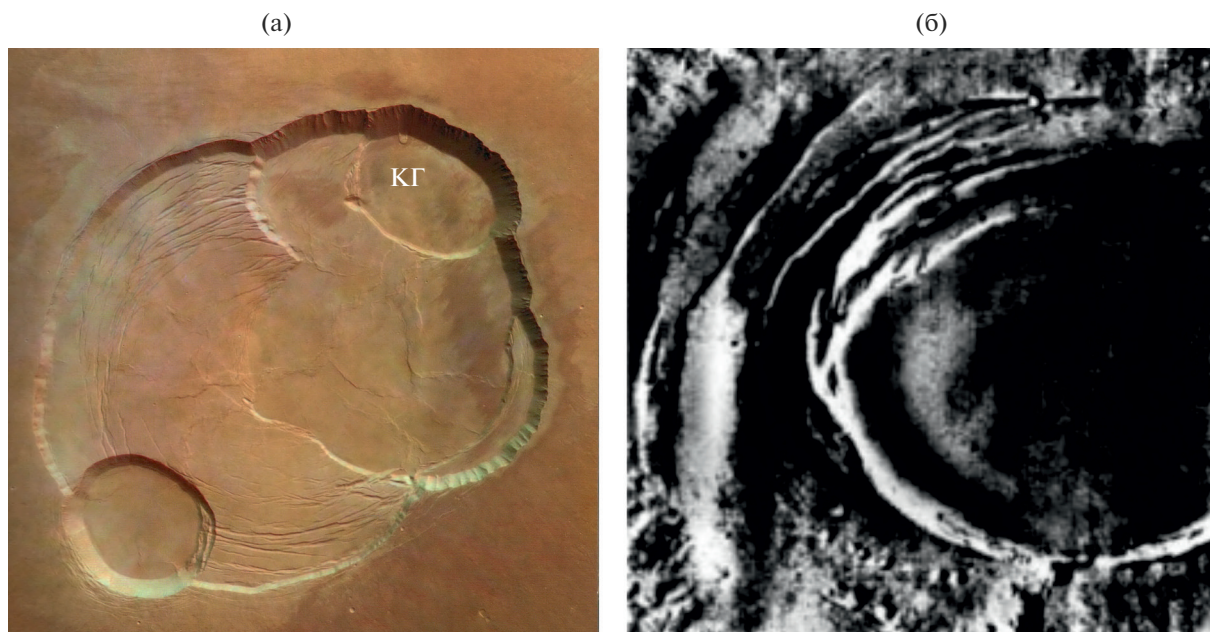


Рис. 3. Кальдерный (4–5 кальдер гавайского типа, размер 72×91 км) комплекс на вершине вулкана г. Олимп, КГ – предполагаемый каменный глетчер (а); кальдерный комплекс в. Арсия с дугообразными обвалами, общий размер 108×138 км – по [Plescia, 2004] с дополнением автора (б).

служит круговой Олимпийский уступ. Крутизна первичного склона щитовидного вулкана выше бровки уступа не превышает 3° – 4° , а самого уступа ниже бровки – 15° – 20° и больше. Породы Олимпийского уступа слагают 3–6-километровый пьедестал всей МГС площадью ~ 320 тыс. км². На Земле это сравнимо с площадью о. Исландия вместе с ее шельфом.

Специфическая особенность МГС горы Олимп – почти сплошное распространение с внешней стороны Олимпийского уступа обширных полей аккумулятивных ледниковых форм рельефа. Комбинация последних с круговым Олимпийским уступом послужила основанием для отнесения МГС еще и к вулканогенно-гляциальным образованиям типа туюя [Мелекесцев, 2021]. А очень большая (3–6 км) высота Олимпийского уступа, ограничивающего туюя горы Олимп (центр 18° N, 113° W), служит вероятным доказательством того, что во время ее формирования мощный ледниковый покров мог находиться не только в околополярных областях Марса, но и за их пределами. Судя по распространению аккумулятивных ледниковых образований, оледенение горы Олимп было обширным (порядка 1.5 – 2 млн км²), а мощность ледяной толщи (до 3–6 км) в центральной части ледника соответствовала высоте Олимпийского уступа. Хорошо выделяющиеся последовательные “порции” ледникового рельефа указывают на многофазность оледенения, а их конфигурация – на четко выраженную асимметрию. В ЮЗ, З, СЗ, С и СВ секторах края ледников

находились в 700–750 км от кратера вулкана, в других секторах – в 500–600 км. На максимальное (1100 км борозды Ахерон, 40° N) расстояние от центра вулкана удалены колоссальными грязекаменными потоками типа лахаров, обогащенные разноразмерным вулканическим материалом ледниковые и водноледниковые образования, которые оказались там в результате катастрофических разрушений стенок ледниковой котловины, где формировался вулкан-туюя гора Олимп. Земной минианалог подобного процесса – катастрофические исландские йокудльхлаупы, приуроченные к заполненным льдом кальдерам, с растущими внутри них вулканами [Мелекесцев, 1980].

Как и МГС патера Альба, МГС гора Олимп полноразмерных земных аналогов не имеет. А ее минианалоги – многочисленные подледно-атмосферные туюя современных и древних вулканических областей Земли, которые сейчас или раньше подвергаются или подвергались масштабным оледенениям: Исландия, Аляска, Камчатка и др. В очень грубом приближении, некоторым подобием туюя гора Олимп мог быть и вулканический остров Исландия вместе со своим шельфом, в интервале 450–800 тыс. лет назад, с тремя пиками сильнейших плейстоценовых похолоданий климата Земли.

Как и у всех вулканических образований Марса, точный возраст МГС гора Олимп не определен, а приведенные в работе [Hodges, Moore, 1994] возраста, рассчитанные по разным методам, варьируют от 0.06 до 0.25 млрд лет. Предпо-

лагается [Спарроу, 2008] даже, что вулкан гора Олимп возник всего ~30 млн лет назад. Из-за своей великолепной сохранности МГС гора Олимп, если не учитывать ее размеры, по земным меркам должна была бы завершить активный рост всего 10–20 тыс. лет назад, а длительность ее формирования составила бы максимум 2–3 млн лет [Мелекесцев и др., 1970; Мелекесцев, 1980; Новейший ..., 2005 и др.]. По долговременной средней продуктивности вулканов [Поляк, Мелекесцев, 1980] и Гавайской “горячей точки” [Мелекесцев, 1980] МГС гора Олимп могла сформироваться за 1.5–1.7 млрд лет и 24 млн лет. Последняя предпочтительнее, так как обе эти вулканические постройки возникли в результате деятельности магматических вихрей: МГС гора Олимп – марсианского, а остров – вулкан Гавайи – земного [Мелекесцев, 2020].

На изображениях Олимпийского уступа (см. рис. 1–3) хорошо видно, что после вытаявания его целостность была нарушена несколькими одновременными очень крупными сейсмотектоническими обвалами, вероятнее всего, связанными с пульсирующим характером продолжающейся эруптивной активности этого вулканического центра. Пульсации, как и на земных вулканах, предварялись и сопровождалась марсотрясениями с обвалами. Грубообломочный материал обвалов распространялся, минимум, на многие десятки километров от уступа туюя. Через образовавшиеся бреши в уступе изливались и лавы центрального щитообразного вулкана. Не исключено, что через эти “прогалы” выходили и ледники, начинавшиеся на склонах последнего. Их появлению и существованию там благоприятствовало повышенное количество выпадающих осадков (см. выше).

В очень кратком варианте история формирования вулcano-гляциальной постройки (МГС) гора Олимп может быть представлена в следующем виде. На начальном этапе под предполагаемым существовавшим тогда мощным покровным ледником стали происходить интенсивные большеобъемные трещинные лавовые излияния. Их породы проплавили в этом ледниковом покрове огромную (500–600 км в поперечнике) полость с крутыми ледяными стенами высотой в несколько километров и начали с большой скоростью ее заполнять. На следующем этапе, в связи с уменьшением продуктивности магматической активности, произошла концентрация выноса магмы из ее очага с формированием единого подводящего канала и огромной постройки центрального типа – щитообразного вулкана гора Олимп. На финальном этапе эруптивной активности на его вершине возникла 180–200-километровая кальдера, погребенная под щитовым вулканом с самым свежим кальдерным комплексом из четырех–пяти кальдер гавайского типа, общим размером 72 × 91 км (см. рис. 3).

Доминирующими центрами извержений лав стали радиальные трещины на склонах вулкана. Вероятно, происходили и очень мощные эксплозивные извержения с выбросом километровых в поперечнике блоков пород, слагавших вершинную часть вулкана.

*Мегаморфоструктуры гор Аскрийская
(1° N, 104° W; 18.1 и 14.9 км),
Павонис (0.5° N, 112.5° W; 14.0 и 8.4 км),
Арсия (9° S, 120.5° W; 17.7 и 11.7 км)*

Совместное рассмотрение перечисленных в заглавии МГС объясняется двумя главными причинами. Во-первых, они образуют единый горный хребет Тарсис (или горы Фарсида), и все насажены на региональный тектонический разлом длиной ~1700 км. Во-вторых, они однотипные по своей геоморфологии – гигантские (объем пород построек, выраженных в рельефе, от 3.9×10^5 до 1.1×10^6 км³) лавовые вулканы, а также самые высокие (после горы Олимп) в западном регионе. Приведенные объемы пород и слагаемых ими построек породы примерно в 10 раз больше, чем у самого крупного на Земле многофазного острова-вулкана Гавайи. Не случайна, вероятно, и приуроченность всех трех вулканов, образующих горный хребет Фарсида, к одноименному тектономагматическому сводообразному поднятию над гигантским “магматическим пузырем” с замерзшей коркой, прорванного по разломной зоне под этими вулканами на заключительном этапе его формирования. Ширина 1700 км сводообразного поднятия уменьшается с ЮЗ на СВ от ~1800 до ~600 км. По разработанной для земных вулканов классификации названные вулканы должны быть отнесены к щитовым и щитообразным, увенчанным огромными (размером до 120 × 100 км) кальдерами и кальдерными комплексами гавайского типа. На Земле их минианалоги – вулканы Мауна Лоа и Мауна Кеа (о. Гавайи), Этна, Плоские сопки, Николка, Большая Ипелька (Камчатка) и многие другие, объем которых не превышает 1000 км³, а размер кальдер – 10–15 км.

МГС гора Аскрийская (рис. 4а) – самая высокая и объемная – 1.1×10^6 км³ [Plescia, 2004], расположена на севере хребта Горы Фарсида, в 250–300 км от его окончания. Ширина сводообразного поднятия не превышает здесь 600 км. Главный компонент МГС – огромный лавовый вулкан центрального типа со ступенчатыми террасовидными склонами крутизной до 7.4° [Plescia, 2004]. Почти круглое (330 × 350 км) основание его в СЗ секторе имеет высоту над уровнем ареоида 2 км, в ЮВ секторе – около 4 км, а площадь основания порядка 91 тыс. км². Однако общая площадь МГС из-за двух очень обширных лопастей излившейся лавы больше 300 тыс. км². Из радиальных трещин

вершинной части вулкана лавы распространялись на северо-восток и на юг. В пределах лавовых лопастей выделяется большое количество индивидуальных лавовых потоков. Широко представлены лавовые туннели, вскрытые лавоводы, провальные воронки. На СВ, по простирающую региональный разлома, лавы распространялись примерно на расстояние 450 км от кратера вулкана гора Аскрийская до высоты ~3 км.

Высота постройки вулкана гора Аскрийская, без учета компенсационного ее опускания в процессе формирования конуса, могла достигать 15–16 км. По представлению автора статьи, террасовидность склонов конуса вулкана можно объяснить пульсационным характером лавовых излияний и быстрым остыванием фронтов лавовых потоков из-за очень низких температур сильно разреженной атмосферы Марса. На вершине главного вулканического сооружения МГС – сложный по форме в плане кальдерный комплекс из пяти наложенных друг на друга кальдер гавайского типа и взрывных общим размером 62 × 67 км [Plescia, 2004]. Диаметры индивидуальных кальдер от 10–12 до 35–40 км (у центральной самой молодой и с большей вероятностью взрывной). Сплошные поля пирокластики хорошо видны по всему периметру вокруг кальдерного комплекса. Выброс пирокластики произошел на заключительном этапе эруптивной активности лавового комплекса. Измеренная глубина [Plescia, 2004] взрывной кальдеры – 3.7 км.

МГС гора Павонис (см. рис. 4б) приурочена к центральной части регионального тектонического разлома. Она ниже по абсолютной высоте своей главной постройки – лавового вулкана, на 4.2 км г. Аскрийской и меньше ее (на $0.53 \times 10^6 \text{ км}^3$) по объему слагающих пород ($0.39 \times 10^6 \text{ км}^3$). Более пологие (4.1° – 4.6°) у вулкана г. Павонис и склоны конуса. Отличительная особенность основания последнего – четкость ее границ (см. рис. 4б), так как она контактирует с окружающими более молодыми лавами. Форма основания в плане округлая, размер 410 × 390 км, площадь 125–130 тыс. км². Конус вулкана г. Павонис асимметричный: в ЮЗ и СЗ секторах, расположенных на трассе регионального разлома, относительная высота постройки вулкана всего около 4 км (от 10 до 14 км). Это обусловлено высоким расположением трещин – эруптивных центров, из которых происходили массовые излияния лав. В СЗ секторе относительная высота конуса максимальная – 11 км (от 3 до 14 км), на юго-западе – 8 км (от 6 до 14 км) из-за заложения вулкана на наклонной к северо-западу поверхности. Поэтому высота постройки вулкана г. Павонис должна быть порядка 5 км: примерно на 10 км меньше, чем у г. Аскрийской.

Вершина вулкана г. Павонис увенчана многочленным, сложно построенным кальдерным комплексом. Самые старые и крупные формы – 230-километровая кальдера гавайского типа с расположенным в ней щитовым вулканом округлой формы с размером основания 150 × 140 км. Центральная часть последнего была уничтожена при формировании более молодого трехчленного кальдерного комплекса общим размером 91 × 96 км [Plescia, 2004]. Его более древняя кальдера – тоже гавайская (диаметр ~90 км), более молодая (диаметр ~50 км) на вершине находящегося внутри этой кальдеры вулкана центрального типа – взрывная глубиной 4.8 км [Plescia, 2004].

Почти все западное подножие г. Павонис занято крупной (площадь ~20000 км²) лопастью лав, излившихся по трещине ее вершинной части при формировании 90-километровой кальдеры гавайского типа. Поэтому общую площадь МГС г. Павонис следует увеличить до 150 тыс. км². В северном секторе подножия горы очень интересным образованием является линейная волнообразно изогнутая в плане полоса шириной 30–40 км из чередующихся узких хребтиков и разделяющих их понижений. Наиболее четко выражен в рельефе юго-восточный фрагмент этой полосы (см. рис. 4б) длиной около 180 км и шириной до 40 км, ориентированный в СЗ (43°) направлении, с шестью хребтиками и пятью понижениями. Описываемая полоса более старая, чем вулкан гора Павонис, и непонятная по происхождению. По предположению автора статьи, она могла оконтуривать край обширного древнего ледника, фронт которого находился тогда в 450–500 км к СЗ от вершины вулкана горы Павонис, в то время еще не существовавшего.

МГС гора Арсия (см. рис. 4в) – самая древняя [Plescia, 2004] и сложная по геоморфологическому строению из возникших на хребте Тарсис, расположена на ЮЗ окончании регионального разлома в 750 км от г. Павонис. Сочленение пород и построек МГС Павонис и Арсия в осевой зоне регионального разлома на высоте 7.5 км. Главный компонент МГС вулкан гора Арсия (вулканическая постройка объемом $0.92 \times 10^5 \text{ км}^3$) резко асимметрична по относительной высоте (размер 250 × 390 км) основания в разных секторах: на ЮЗ и СВ, на оси регионального разлома – около 12 км, в СЗ – ~6 км, в ЮВ – ~7 км. Поэтому высота постройки конуса вулкана г. Арсия, возникшего на наклонной на СЗ подстилающей поверхности должна быть порядка 11 км, на 6 км больше, чем у г. Павонис. Оцененная автором статьи площадь основания, собственно, конуса вулкана г. Арсия – около 90 тыс. км². Однако последняя не только намного меньше площади занимаемой этим вулканом вместе с двумя огромными лопастями лавы, излившимися из трещин его вер-

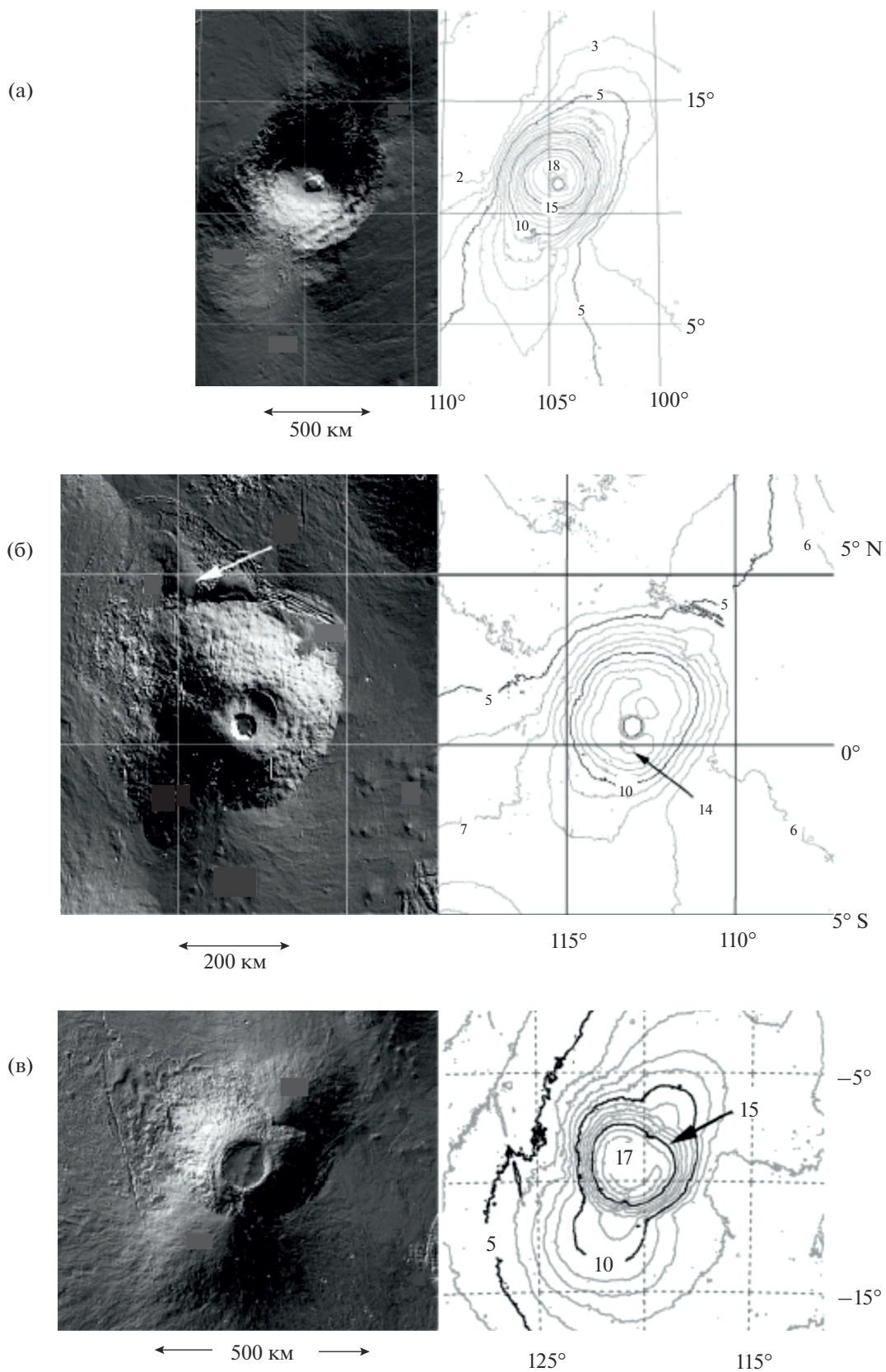


Рис. 4. Космические изображения и карты МГС гор Аскрийская (а), Павонис (б), Арсия (в). Размеры их вершинных кальдерных комплексов 62×67 , 91×96 и 108×138 км, по [Plescia, 2004]. Обычные горизонталы на картах проведены через 1 км, утолщенные – через 5 км.

шинной части, но и во много раз меньше площади МГС в целом. В северо-восточном секторе массовые излияния лавы происходили из трещины СВ (Аз. 38°) простирающаяся, которая начиналась на высоте 11–12 км, а в юго-западном секторе — из трещины Ю–ЮЗ (Аз. 201°) простирающаяся с высоты 10–11 км. В первом случае длина лавовой лопасти превышала 300 км, а ширина 500 км, во втором случае — длина более 350 км, а ширина достигала 500–600 км. Обе трещины располагаются на региональном разломе. Суммарная площадь обеих лопастей — больше 300 тыс. км². Излияния лав сопровождались возникновением кальдерного комплекса размером 108 × 138 км [Plescia, 2004]. На дне главной кальдеры глубиной 1.3 км на высоте 16.3 км — трещина СВ простирающаяся (Аз. 19°) с девятью насаженными на нее небольшими щитовыми вулканами. Склоны постройки МГС г. Арсия, как и двух других описанных выше МГС, сложены лавами с очень крупнобугристым мезорельефом. В западном секторе нижняя часть склона и лавовые покровы его подножия разорваны 300-километровым тектоническим рвом (см. рис. 4в), указывающим на формирование вулкана Арсия в условиях повышенной тектонической активности.

Судя по наличию у северо-западного подножия вулкана г. Арсия огромного поля предположительно ледниковых образований, похожих по рельефу на морены вулканов Камчатки (Кроноцкого, Корякского, Авачинского и др.), которые выросли во время верхнеплейстоценового оледенения [Мелекесцев, 1980], то же имело место, вероятно, и на описываемом вулкане. Следует также отметить, что подобные формы рельефа из недотаявших массивов “мертвого льда” и мерзлой морены хорошо видны на космическом снимке Южного полушария Марса. На месте бывшего отмершего ледникового языка, который отходил от края Южной полярной шапки и достигал крупного кратера Шмидта (центр 72° S, 79° W).

Общую площадь МГС г. Арсия можно оценить лишь приближенно, так как ее составным компонентом служит еще и огромный щитовой вулкан с трудно определяемыми внешними границами. В 1470 км к ЮЗ от кратера вулкана г. Арсия лавы щитового вулкана на высоте ~2 км залили дно кратера Пикеринг (центр 34° S, 133° W). В представленной статье условно принято, что на СЗ, З и ЮЗ подножие щитового вулкана на высоте от 0 до 2 км, а в остальных секторах — на высотах от 2 до 6 км. В таком варианте размер основания МГС составит 1800–2600 км, а площадь — 3.5–4 млн км².

МГС гора Элизий (25° N, 213° E; 14.1 и 18.1 км). Рассматриваемая МГС г. Элизий (рис. 5) с размером основания примерно 1800 × 1500 км и площадью порядка 2×10^6 млн км² — единственная в Восточном полушарии Марса и единственная, у ко-

торой северо-западный и северный секторы основания постройки находятся на высоте 3–4 км, поэтому абсолютная высота МГС меньше относительной. Она включает гигантский (его линейные параметры соответствуют таковым самой МГС), очень плоскосклонный щитовой вулкан, полупогребенную кальдеру гавайского типа диаметром около 400 км и расположенный в ней щитообразный вулкан г. Элизий высотой 14.1 км с кратером диаметром 14 км и глубиной 0.1 км [Plescia, 2004]. Средняя крутизна склонов вулкана — 7°, а измеренный [Plescia, 2004] объем постройки равен 2×10^5 км³. Общий же объем изверженных пород МГС в десятки раз больше. Первичные склоны щитовых и щитообразных вулканов сложены лавой с типичным для таких вулканических образований крупнобугристым мезорельефом. Однако на большой площади лавы перекрыты мощной толщей перенесенного ветром эолового и взрывного материала. Последний выброшен при падении метеоритов разных размеров при образовании импактных кратеров, которых здесь несколько десятков, в том числе, крупных, диаметром до 50–60 км.

Лавы щитового вулкана обтекают, не погребая, и два крупных более древних купола — вулкана (по терминологии в работе [Бурба, 1981]) — Альбор (Albor Tholus) и Гекаты (Hecates Tholus). Они тоже лавовые, по земным меркам, весьма крупные, но в десятки раз меньше, чем описанные выше (МГС г. Арсия). Размер видимого основания у первого из них — 157 × 164 км, высота 4.2 км, объем 29×10^3 км³, у второго, соответственно, — 187 × 177 км, 6.6 км и 67×10^3 км³: это примерно в 6 и 11 раз больше, чем у крупнейшей на Камчатке Ключевской группы вулканов — 5×10^3 км³ [Мелекесцев, 1980].

Завершая рассмотрение марсианских МГС, можно однозначно утверждать, что точных, полноразмерных их аналогов, выраженных в рельефе, на земной суше и дне океанов нет. Фрагменты и следы подобных мегаморфоструктур однозначно не выявлены и не описаны в геологических толщах не только мезокайнозоя, но и палеозоя. То же относится пока и к более древним эпохам Земли. Мало их и на Марсе (всего шесть). Приведенный в работе [Hodges, Moore, 1994 и др.] возраст для этих вулканических образований и их составных частей отличается очень большим (0.03 до 3.6 млрд лет) разбросом. Изотопные датировки пород отсутствуют.

Обращает внимание, что пять из шести рассмотренных МГС приурочены к огромному сводообразному вулканотектоническому поднятию в приэкваториальной зоне Западного полушария с центром (13° S, 105° W) в районе плато Сирия. Поднятие имеет овальную форму размером с запада на восток, по горизонтали 6 км, около 2600 км, а се-

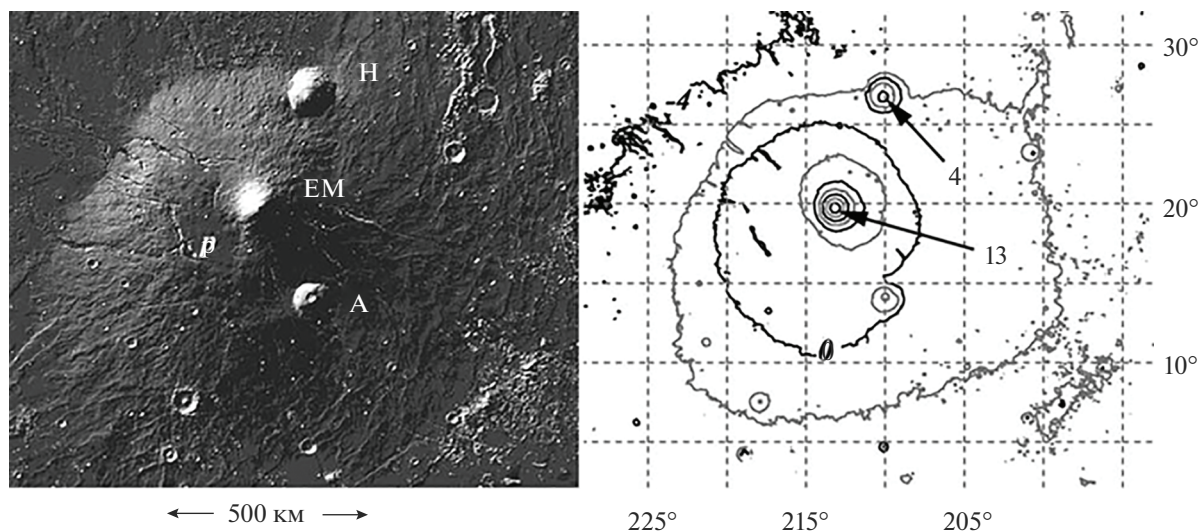


Рис. 5. Космические изображения и карта МГС гора Элизий. EM – конус в Элизий, Н и А – частично погребенные конусы куполов-вулканов Гекаты и Альбор. Ниже горизонтали 0 км – горизонтали с отметками –1 и –2 км. Диаметр кратера в Элизий равен 14 км, глубина – 0.1 км, по [Plescia, 2004].

вер–юг – 1600 км. Причем, это поднятие является антиподальным по отношению к наиболее молодой астроблеме в Восточном полушарии – равнине Исиды (Isida Planitia), которая появилась, вероятно, позже, чем хуже сохранившиеся и более древние астроблемы – равнины Эллада (Hellas Planitia) и Аргир (Argyr Planitia) в конце этапа исключительно интенсивной импактной бомбардировки Южного (преимущественно) полушария Марса. Координаты ее центра – 13° N, 90° E. Диаметр заполненного лавой дна по горизонтали – 1050–1100 км, а диаметры бровки окружающего уступа – около 1600 км и поверхностной зоны воздействия – 2500–2600 км. По предположению автора статьи, антиподальное расположение астроблемы равнина Исиды и вулканотектонического поднятия с центром в районе плато Сирия может указывать и на их генетическую связь. Падение астероида привело не только к появлению астроблемы, но и явилось причиной возникновения на противоположной стороне планеты антиподальной структуры в виде огромного вулканотектонического поднятия с высотой на своде более 6 км и формированию там описанных выше мегаморфоструктур и ледниковых покровов. По аналогии с сильно кратеризованной Луной, где большинство изотопных датировок ее пород дают возраст в интервале 4.0–3.9 млрд лет, многие исследователи [Везерилл, 1975; Тера, Wassenburg, 1974 и др.] считают, что тогда сильнейшая метеоритная бомбардировка происходила и на других планетах. И сам этап такой бомбардировки был относительно коротким, но весьма важным в истории развития последних. На Земле, согласно работе [Резанов, 1990], он привел к дополнительному разогреву и перемешиванию верхних и ниж-

них слоев первичной водородной атмосферы, а в итоге к ее удалению и замене вторичной углекислой. Резко уменьшились из-за удаленной первичной атмосферы дополнительное давление на подстилающую поверхность и ее температура. То же самое, вероятно, произошло и на Марсе. Там по периметру зоны интенсивной метеоритной бомбардировки тогда и возникли рассматриваемые мегаморфоструктуры, а также ледниковые покровы. Их прекрасная сохранность, несмотря на столь древний возраст, может объясняться очень малой скоростью процессов разрушения по сравнению с земными, где такие формы, если они и были образованы, предположительно, давно уничтожены. Но могли и сохраниться в виде небольших фрагментов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Представленная статья является первой и пока единственной, подготовленной для публикации в журнале “Вулканология и сейсмология”, которая посвящена вулканам Марса. Хотя, как выяснилось, около 50 лет назад после полетов на Марс космических аппаратов разных стран количество выраженных в рельефе вулканических построек там не меньше, чем на Земле в современную эпоху. Однако, в вулканологическом отношении планета Марс, во многом однотипная с Землей, изучена пока намного слабее.

Поэтому названная статья, в которой рассматриваются пока только крупнейшие марсианские вулканотектонические МГС, служит, своего рода, призывом и толчком к детальному исследованию всех остальных, разных по параметрам, ти-

пам и происхождению вулканических форм, имеющих на Марсе. Тем более, что материалов для этого достаточно: есть большое количество космических изображений поверхности Марса, опубликованных гипсометрических и геологических карт разного масштаба, созданы глобусы Марса. Разработаны методы обработки полученных данных. Консультации по возникающим вопросам можно, вероятно, получить в ГЕОХИ и ИКИ РАН, где подобные исследования планет проводятся уже давно.

Изучение вулканов на Марсе необходимо в настоящее время и еще по одной причине – планируемой там в ближайшие десятилетия высадке людей.

БЛАГОДАРНОСТИ

Автор выражает благодарности О.В. Дирксену – за обсуждение проблемы и помощь в подборе материалов для статьи, Р.Р. Курмашовой – за подбор и оформление материалов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Базилевский А.Т., Нойкум Г., Иванов Б.А. и др.* Морфология и геологическое строение западной части вулкана Олимп на Марсе по результатам анализа снимков, полученных камерой HRSC КА MARS EXPRESS // *Астрономический вестник*. 2005. Т. 39. № 2. С. 99–116.
- Бурба Г.А.* Номенклатура деталей рельефа Марса. М.: Наука, 1981. 86 с.
- Везерилл Г.В.* Доморское кратерообразование и ранняя история Солнечной системы // *Космохимия Луны и планет*. М.: Наука, 1975. С. 411–425.
- Влодавец В.И.* Справочник по вулканологии. М.: Наука, 1984. 340 с.
- Гипсометрическая карта Марса / Составитель Ю.А. Илюхина. М.: Государственный астрономический институт им. П.К. Штернберга, МГУ, 2004.
- Ксанофомалити Л.В.* Парад планет. М.: Физматлит, 1997. 256 с.
- Макаренко Г.Ф.* Траппы в структуре материков. М.: Наука, 1983. 208 с.
- Маров М.Я.* Планеты Солнечной системы. М.: Физматлит, 1981. 256 с.
- Марс: великое противостояние / Под ред. В.Г. Сурдина. М.: Физматлит, 2004. С. 199–207.
- Мелекесцев И.В.* Вулканизм и рельефообразование. М.: Наука, 1980. 212 с.
- Мелекесцев И.В.* Плиоцен-плейстоценовые глубоко-водные вулканы Северо-Западной Пацифики // *Вулканология и сейсмология*. 2020. № 1. С. 20–32.
- Мелекесцев И.В.* Гигантская вулcano-гляциальная постройка (туйя) гора Олимп как индикатор древнего крупного оледенения Марса // *Геоморфология*. 2021. № 2. С. 79–89.
- Мелекесцев И.В., Краевая Т.С., Брайцева О.А.* Рельеф и отложения молодых вулканических районов Камчатки. М.: Наука, 1970. 103 с.
- Мелекесцев И.В., Слезин Ю.Б.* Магматические суперпотоки Берингова моря. Часть 1. Природная модель, геолого-геоморфологические признаки // *Вулканология и сейсмология*. 2017а. № 1. С. 3–16.
- Мелекесцев И.В., Слезин Ю.Б.* Магматические суперпотоки Берингова моря. Часть 2. Механизм формирования и движения, особенности эволюции во времени и пространстве // *Вулканология и сейсмология*. 2017б. № 2. С. 14–23.
- Новейший и современный вулканизм на территории России / Под ред. Н.П. Лаверова. М.: Наука, 2005. 604 с.
- Поверхность Марса / Под ред. А.В. Сидоренко. М.: Наука, 1980. 240 с.
- Поляк Б.Г., Мелекесцев И.В.* Продуктивность вулканов // *Вулканология и сейсмология*. 1980. № 5. С. 22–37.
- Резанов И.А.* Ранняя история Земли // *Препринт № 30*. М.: ИИЕТ АН СССР, 1990. 76 с.
- Родионова Ж.Ф.* Краткая история карты Марса // *Марс: Великое противостояние*. М.: Физматлит, 2004. С. 183–198.
- Спарроу Дж.* Планеты. Путешествие по Солнечной системе. СПб.: ТИД “Амфора”, 2008. 224 с.
- Сурдин В.Г.* К Марсу! // *Марс: Великое противостояние* / Под ред. В.Г. Сурдина. М.: Физматлит, 2004. С. 208–213.
- Флоренский К.П., Базилевский А.Т., Кузьмин Р.О., Черная И.М.* Результаты геолого-геоморфологического анализа некоторых фотографий марсианской поверхности, полученных автоматическими станциями “Марс-4” и “Марс-5” // *Космические исследования*. 1975. Т. XIII. № 1. С. 67–76.
- Флоренский К.П., Базилевский А.Т., Бобина Н.Н. и др.* Опыт геолого-геоморфологического картографирования марсианской поверхности // *Геодезия и картография*. 1976. № 5. С. 46–48.
- Флоренский К.П., Базилевский А.Т., Бобина Н.Н. и др.* Поверхность Марса // *Поверхность Марса* / Под ред. Н.П. Лаверова. М.: Наука, 1980. С. 107–149.
- Штейнберг Г.С.* О строении кратера Альфонс // *Докл. АН СССР*. 1967. Т. 125. № 12. С. 319–322.
- Basilensky A.T., Werner S.C., Nenkum G. et al.* Geologically recent tectonic, volcanic and fluvial activity on the eastern flank of the Olympus Mons Volcano, Mars // *Geophys. Res. Letters*. 2006. V. 39. L 13201. P. 1–4. <https://doi.org/10.1029/2006GL026396>
- Erlich E.N., Gorshkov G.S., Melekestsev I.V., Steinberg G.S.* The structure of the lunar Crater Tsiolkovsky // *Modern Geology*. 1970. V. 1. P. 197–201.
- Erlich E.N., Melekestsev I.V., Steinberg G.S.* General Peculiarities of Lunar Volcanism // *Modern Geology*. 1974. V. 5. P. 31–43.
- Greeley R.* Guidelook to the Hawaiian Planetology Conference, August, 1974 // *U.S. National Aeronautics and Space Administration Technical Memorandum TM X-62362*. 1974. 257 p.
- Hodges C.A., Moore H.J.* Atlas of volcanic landforms on Mars // *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.* 1534. 1994. 194 p.
- Mouginis-Mark P.J., Wilson L.* Late-stage intrusive activity at Olympus Mons, Mars: summit inflation and gigante dike formation // *Icarus* 319. 2019. P. 459–469.

- Plescia J.B.* Morfometric properties of Martian Volcanoes // *J. Geophys. Res.* 2004. V. 109. E 03003. P. 1–26.
<https://doi.org/10.1029/2002JE002031>
- Scott D.H.* Geologic Map of Pavonis Mons Volcano, Mars // *U.S. Geol. Surv. Misc. Invest. Ser. Map. I-1802A-1998.*
- Scott D.H., Zimbelman J.R.* Geological Map of Arsia Mons Volcano, Mars // *U.S. Geol. Surv. Misc. Invest. Ser. Map. I-2561-1995.*
- Tanaka K.L., Fortezzo C.M.* Geological Map of the North Polar Region of Mars. 2012.
- Tera F., Wassenburg G.T.* *Prog. 5th Lunnar Sci. Conf.* 1974. V. 2. P. 1571–1599.
- Zimbelman J.R.* Volcanism on Mars // *Encyclopedia of Volcanoes* / Eds H. Sigurdsson, B. Houghton, S.R. McNutt. London: Academic Press, 2000. P. 771–783.

Giant Martian Volcano-Tectonic Megamorphic Structures of the Central Type and Their Probable Small Terrestrial Analogues

I. V. Melekestsev*, **

Institute of Volcanology and Seismology FEB RAS, bulvar Piipa, 9, Petropavlovsk-Kamchatsky, 683006 Russia

**e-mail: dirksen@kscnet.ru*

***e-mail: kurmrr@kscnet.ru*

The article shows that neither on the ground nor on the bottom of the seas there are no today topographical volcano-tectonical megamorphic structures similar in size, composition and origin to those giant morphic structures with volume of their building up rocks of $1-2.4 \times 10^6 \text{ km}^3$ revealed on Mars (patera Alba, Mount Olympus, Arsia, Askrian, Pavlina, Elysium). Fragments and traces of such formations have not been unambiguously revealed and described in geological strata of both Meso-Cenozoic and Paleozoic. The same applies to the older epochs of the Earth. The components of the relief of the Martian megamorphic structures are roughly similar in their form to very strongly enlarged copies of long-known and repeatedly described terrestrial volcanic structures – large shield, shield-like, and substantially lava volcanoes, lava domes, as well as calderas of different types. Although the structures of the listed types of volcanoes are not morphologically identical to their Martian analogues, they are smaller in height of their structures, and their slopes are steeper. Calderas are many times shallower. The age of Martian volcanic forms is much older. A unique formation is the megamorphic structure of Mount Olympus, which was formed in a large glacial cover, and in the formation of which the glacial processes also took a significant part. It is attributed to megamorphic structures of the giant tyuya type. Its small analogues are different in age and parameters glacial-subarctic tuyas, which suffered glaciation in the volcanic regions of the Earth.

Keywords: Mars, Earth, crater, shield volcano, Mount Olympus, patera Alba, Etna, Mauna Loa, Ploskaya Dalnaya Sopka, tuyu