

РАЗНООБРАЗИЕ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ЛАНДШАФТОВ ВОСТОЧНОГО СРЕДИЗЕМНОМОРЬЯ

(на примере голанского плато, Израиль)

Влияние тектоники и вулканизма на рельеф – одна из наиболее интригующих и сложных проблем геоморфологии, поэтому вулканический рельеф пририфтовых областей представляет собой интересный объект исследований. Наименее исследованным, и поэтому наиболее интересным с этой точки зрения нам представился самый северный отрезок Восточно-Африканской рифтовой системы с непосредственно примыкающим к нему северо-западным участком огромного базальтового плато – так называемыми Голанскими высотами, находящимися на территории государства Израиль и являющимися областью угасшей в недавнее время вулканической деятельности. Каковы особенности образования и развития вулканических ландшафтов Голанских высот и базальтового плато в целом и какова степень структурной предопределенности вулканогенного рельефа области, непосредственно примыкающей к рифту – на эти вопросы мы попытались дать ответ.

Полевые исследования вулканических ландшафтов Голанских высот проводились автором спорадически, во время проживания в государстве Израиль с 1994 по 1996 год. До этого на Голанском плато не было детальных геоморфологических исследований; М. Инбар [1] изучал особенности образования некоторых специфических форм "вулканического" карста (об этом см. ниже), и в целом очень мало обращал внимание на формы вулканогенного рельефа. Весьма характерно то, что немногие из коренных жителей страны вообще имели представление о наличии в Израиле вулканов.

С давних пор Восточно-Африканская рифтовая система привлекала к себе внимание исследователей. Тем не менее, северный отрезок Великого рифта, включающий в себя впадину Мертвого моря, долину реки Иордан, впадину Тивериадского озера и долину Хула (северный отрезок р. Иордан, впадающей в Тивериадское озеро), исследовался только с тектонической и геологической позиций. Только в начале 60-х годов геологи обратили внимание на обширные вулканические поля, существующие к востоку от рифта Мертвого моря – Тивериадского озера, и на возможную взаимосвязь между ними [2, 3], и в начале 80-х эта область получила название Левантийской вулканической провинции [4].

Левантийская вулканическая провинция – обширная область, примыкающая с востока к рифту Мертвого моря и протянувшаяся с СЗ на ЮВ в глубь Аравийского полуострова. Она состоит из нескольких вулканических полей. Из них самым большим является поле Эль-Шамма – Джебель-Друз (в дальнейшем именуемое Эль-Шамма), для которого характерна максимальная для всей Левантийской провинции интенсивность вулканизма в новейшее время [5]. Северо-западный участок поля Эль-Шамма носит название Голанских высот и непосредственно примыкает к рифту.

По мнению многих исследователей, для вулканизма к востоку от рифта Мертвого моря характерно однообразие проявлений и, соответственно, вулканогенный рельеф отличается примитивностью форм. Однако поскольку поле Эль-Шамма демонстрирует большие вариации в возрасте и литологии слагающих его базальтов, можно предположить, что магматическая активность Левантийской вулканической провинции обусловила формирование разнообразных типов вулканогенного рельефа.

Геологическое строение

Вулканическое поле Эль-Шамма протягивается с северо-запада на юго-восток на 500 км через юго-западную Сирию, северо-восточный Израиль (в современных границах), северо-восточную Иорданию и северо-западную Саудовскую Аравию и сужается к югу [5]. С севера оно ограничено хребтом Антиливана и Пальмирскими горами, с востока – Сирийской пустыней и грабеном Хаур-Умм-Вуал, а с запада – грабенообразной структурой вади Зирхан (рис. 1).

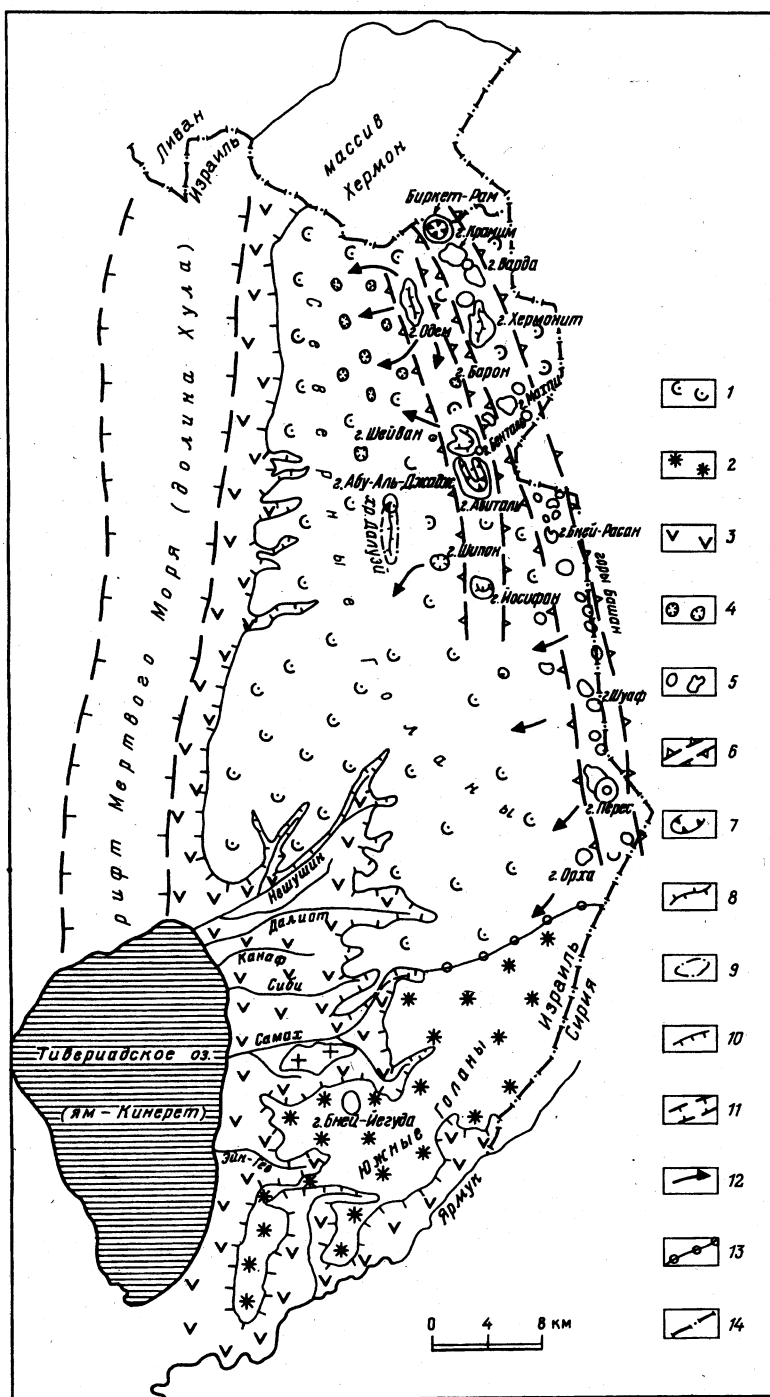


Рис. 2. Структурно-геоморфологическая схема Голанских высот

1 — волнистая поверхность плато Северных Голан, 2 — плоская поверхность мез Южных Голан, 3 — склон Голанского плато (к рифту и р. Ярмук), 4 — область распространения джуб, 5 — вулканические аппараты, 6 — ряды вулканических аппаратов, 7 — кальдеры, 8 — гребни, 9 — лавовые хребты, 10 — уступы, 11 — грабен, 12 — направление течения лавовых потоков, 13 — граница Северных и Южных Голан, 14 — государственная граница

вулканизма на Голанском плато и на всем поле Эль-Шамма была наиболее интенсивной за все кайнозойское время, и далее магматическая активность пошла на спад [5].

Второй период активизации имел место в раннем плейстоцене, и ему соответствует формация Орталъ (1,6–0,7 млн. л.) [6]. Базальты (базаниты) формации Орталъ преобладают в центральной части плато и представлены лавами Далуэй и шлаками Шейван [6, 9]. Лавовые потоки изливались в западном, юго-западном и южном направлениях и образовали покров, наклоненный к долине Хула и к Тивериадскому озеру. Пирокластические отложения Шейван слагают единичные шлаковые конусы, расположенные на поверхности покрова Далуэй [6].

Третий период магматической активности Голанских высот относится к позднему плейстоцену, и ему соответствует формация Голан [6]. Верхнеплейстоценовые базальты господствуют в северной части плато, петрографический состав – базаниты [9]. Самая древняя стратиграфическая единица формации Голан – лавовые покровы Мувеиссе (0,37–0,32 млн. лет), залегающие на лавовых потоках Далуэй [6]. Покровы Мувеиссе многочисленны и состоят из серий маломощных лавовых потоков, излившихся в западном и юго-западном направлениях. Следующая генерация верхнеплейстоценовых базальтов – пирокластические отложения Одем (0,32–0,26 млн. лет) и ассоциирующиеся с ними лавовые потоки Эйн-Зиван (0,32–0,12 млн. лет) [6]. Скорее всего, сначала происходили выбросы пирокластики и формирование более 40 шлаковых конусов, из которых потом изливались лавовые потоки, сформировавшие покровы Эйн-Зиван. Самый крупный такой покров находится в центре Северных Голан. Считается, что все образовавшие его потоки излились из одного источника – шлакового конуса Одем, расположенного в центре покрова [10].

Представленная выше хронология вулканических проявлений Голанских высот отнюдь не совершенна и требует существенной доработки со стороны геологов. В частности, на наш взгляд, слишком мало определений абсолютного возраста, чтобы по ним можно было делать детальные хронологические построения, поэтому пока нельзя выстроить четкую возрастную шкалу вулканизма Голанских высот.

Таким образом, на территории поля Эль-Шамма и, в частности, Голанских высот, господство в течение длительного времени разнообразной по типу и продуктам извержений вулканической деятельности обусловило существенные различия в рельефе внутри одной геоморфологической провинции.

Рельеф поля Эль-Шамма

Вулканическое поле Эль-Шамма состоит из двух морфологически отличных друг от друга частей – северной и южной [5].

Южный участок, называемый Эль-Харра, [5], включает в себя несколько небольших щитовидных вулканических массивов, разделенных относительно ровными участками плато, состоящего из слившихся лавовых потоков (рис. 1). На поверхность здесь выходят миоценовые и плиоценовые базальты, сильно разбитые разломами [5]. Первичная вулканогенная морфология плато практически не сохранилась. Кое-где встречаются сильно разрушенные вулканические аппараты: шлаковые конусы высотой 50–80 м и щитовые вулканы до 8 км в диаметре и высотой до 150 м [11, 12]. Шлаковые конусы расчленены излившимися из них лавовыми потоками типа "аа" и сильно эродированы – вплоть до окисленной сердцевины вулкана. Конусы вытянуты и ориентированы на С – СЗ [12]. Также обнаружено несколько крупных кратеров-депрессий невыясненного происхождения диаметром до нескольких км и ориентированных на СЗ [5]. Возможно, это обвалившиеся лавовые купола или кратеры разрушенных щитовых вулканов, в процессе деградации увеличившиеся в размере. Вероятно, именно эти кратеры были источниками интенсивных лавовых излияний.

Таким образом, по классификации Мелекесцева, рельеф плато Эль-Харра можно определить как вулканогенно-денудационный [13].

Северный участок плато Эль-Шамма (в дальнейшем называемый Джебель-Друз) состоит из трех крупных щитовидных вулканических массивов – Тулуль-Ашакиф, Эс-Сафа, собственно Джебель-Друз и плато Хауран (включающее в себя Голанские высоты). Массивы вытянуты в С или ССЗ направлениях и сложены плиоценовыми, плейстоценовыми и голоценовыми базальтами. Гребни массивов увенчаны многочисленными вулканическими аппаратами, а высота над окружающим плато не превышает 250–400 м (только Джебель-

Друз возвышается над поверхностью поля на 1000 м) [5]. Скорее всего, массивы образовались в результате многочисленных трещинных извержений.

Джебел-Друзский участок поля Эль-Шамма демонстрирует большое разнообразие вулканогенных форм рельефа различной степени сохранности. Следует различать лавовые плато (поверхности лавовых покровов) и собственно вулканические аппараты.

Взаимодействие вулканогенных и невулканогенных рельефообразующих процессов сделало монотонный на первый взгляд рельеф базальтового плато довольно разнообразным. Поверхности плиоценовых лавовых покровов покрыты каменной отмосткой – развалами лавовых глыб [2]: таков результат выветривания базальтов в аридном климате, и подобный рельеф можно классифицировать как "чингиловый" по аналогии с каменными морями Закавказья. Области господства четвертичного вулканизма демонстрируют лучшую сохранность первичной морфологии лавовых потоков: например, на плато Хауран сохранились части лавовых вздутий, понижения от лопнувших газовых пузырей, реликты краевых валов и валов коробления, а также канатные лавы и другие следы течения [11]. Лучшее всего рельеф базальтовых потоков выражен на поверхностях голоценовых покровов в Хауране и на слонах Джебел-Друз и Тулуль-Ашакиф: здесь сохранился первичный рисунок лав (пахозхоз и аа), а также валы коробления и воронки от лопнувших пузырей [2]. Поверхность самых молодых лавовых потоков (южные и северо-западные склоны Джебел-Друз) осложнена небольшими лавовыми вулканами [14]. Эллипсоидальные в плане вулканички высотой до первых метров равномерно разбросаны по территории и вытянуты в ССЗ направлении. Каждый холмик имеет вертикальную трещину, которая пересекает его по всей длине в направлении длинной оси вулкана. Полагают, что эти трещины являются индикаторами подводящих магматических каналов, по которым происходили излияния базальтов, сформировавшие вулканы [14]. Так как извержения, в результате которых сформировались эти вулканички, не являлись извержениями центрального типа, то нельзя считать данные формы классическими лавовыми вулканами. Скорее всего, данный ландшафт представляет собой лавовый щитовидный массив типа Голан в зачаточной форме, который мог бы образоваться в результате слияния "псевдовулканов", если бы магматическая активность территории не сошла на нет.

Таким образом, среди вулканических ландшафтов лавовых покровов плато Джебел-Друз можно выделить два типа: денудационно-вулканогенные на покровах плиоцен-четвертичных базальтов (базальтовое плато с каменной отмосткой) и вулканогенные на голоценовых покровах (лавовые плато с хорошо сохранившейся первичной морфологией базальтовых потоков, иногда осложненные лавовыми же "псевдовулканами").

Аппараты центрального типа (в основном шлаковые конусы) распространены повсеместно на северном участке поля Эль-Шамма и располагаются параллельными рядами СЗ и ССЗ простирания (рис. 1). Возраст аппаратов – плейстоценовый и голоценовый [2]. На плато Хауран в области распространения нижнечетвертичных базальтов это сильно разрушенные вулканы со сглаженной вершиной и пологими склонами [2]; первичная морфология таких конусов полностью уничтожена денудацией. На среднеплейстоценовых покровах сохранность аппаратов лучше – хорошо выражены вершинные кратеры [11]. Голоценовые вулканы сохранились почти в первозданном виде – усеченные конусы высотой 70–100 м с чашеобразным плоскодонным кратером. Кратеры самых молодых вулканов имеют четко выраженное жерло. По степени деградации первичного рельефа в зависимости от возраста шлаковые конусы можно подразделить на три группы: (1) с полностью уничтоженной первичной морфологией; (2) с хорошо выраженным кратером; (3) с полностью сохранившейся первичной морфологией.

При анализе геоморфологического строения поля Эль-Шамма можно отметить следующую закономерность: формы рельефа всех порядков имеют северную, ССЗ или СЗ ориентировку. Структура первого порядка – плато Эль-Шамма – вытянута в СЗ направлении. Формы второго порядка – вулканические массивы и щиты – вытянуты в С или ССЗ направлениях и, наконец, формы третьего порядка, осложняющие эти массивы или поверхность плато – шлаковые конусы и лавовые вулканы – имеют ту же ориентировку. Причина этого может быть в том, что все извержения базальтовых эффузивов, слагающих поле Эль-Шамма, проходили по трещинам и разломам С и ССЗ простираний. Эти разломы, параллельные рифту Мертвого моря, являются краевыми трещинами Восточно-Африканского сводового поднятия [3] или разломами, трансформными рифту Красного моря [5]. Единая ориентировка форм рельефа всех порядков внутри обширной геоморфологической провинции говорит о тектоническом контроле эндогенных процессов, отвечающих за формирование рельефа поля Эль-Шамма.

Голанские высоты представляют собой классическое базальтовое плато, вытянутое в ССЗ-ЮЮВ направлении, наклоненное к западу (по направлению к рифту) и с поверхности осложненное вулканическими аппаратами центрального типа, причем лавовое плато является доминирующим вулканическим ландшафтом.

Голанское плато можно подразделить на два геоморфологических района: южные Голаны (1/4 территории плато) и северные Голаны (3/4 территории плато) (рис. 2).

Южные Голаны ограничены областью выхода на поверхность плиоценовых базальтов, то есть территория подвергалась денудационному воздействию на протяжении последних 3,5 млн. лет. Несмотря на столь длительное господство экзогенных факторов рельефообразования, из-за сухости климата и высокой проницаемости базальтовых покровов эрозионная сеть здесь развита слабо. Для южных Голан характерны немногочисленные, но глубоко врезанные (до 500 м) перпендикулярные рифту каньонообразные долины с отвесными стенами. Водораздельные пространства представляют собой классический ландшафт мез, субгоризонтальные поверхности которых находятся на одном гипсометрическом уровне. Первичный рельеф лавовых потоков полностью уничтожен денудацией, и на поверхности мез образовался устойчивый почвенный покров.

Рельеф северных Голан в корне отличается от ландшафтов южной части плато. На северных Голанах на поверхность выходят плейстоценовые базальты, возраст рельефа варьирует от 1,6 до 0,3 млн. лет и уменьшается на север. Волнистая поверхность нижнеплейстоценовых лавовых потоков не хранит следов их первичной морфологии. Однако в области распространения покровов Эйн-Зиван (верхний плейстоцен) на их грядово-ложбинной поверхности сохранились маргинальные валы и краевые уступы отдельных потоков.

Характерной чертой рельефа северных Голан является наличие каменной брони на поверхности плато. Броня присутствует всюду, однако расстояние между отдельностями варьирует в зависимости от возраста лавового потока. Так, в области выхода на поверхность лав Далузй расстояние между валунами часто больше 1 м (размеры валунов – 5–20 см), а в районе преобладания лав Эйн-Зиван – 10–30 см (размеры достигают 50–70 см), но часто обломки покрывают поверхность сплошным слоем. Образование базальтовой валунной мантии обусловлено особенностями выветривания лавовых потоков в семиаридных условиях: после образования шестигранных отдельностей в результате их разрушения образуются "аккреционные мантии" [15], состоящие из поверхностной валунной брони и подстилающего почвенного покрова.

Только для лавовых покровов Эйн-Зиван, излившихся из шлакового конуса Одем (самых молодых), характерны так называемые джубы (арабск.) – изометричные депрессии неясного происхождения (рис. 2). Морфологически джубы можно подразделить на две группы. В первую (джубы I порядка) входят депрессии, имеющие глубину более 50 м, диаметр 200–300 м, изометричные в плане и имеющие классический вид взрывных воронок (в виде перевернутого конуса с крутыми стенками). Во вторую (джубы II порядка) – понижения до 10 м глубиной, вытянутые в плане на ССЗ, С и ССВ, длиной не более 100 м, с пологими стенками и плоским дном. Базальты, обнажающиеся в стенках этих джуб, демонстрируют уменьшение пористости с глубиной.

Джубы первого порядка, скорее всего, имеют взрывное происхождение. По-видимому, они образовались в результате взрывов гигантских лавовых пузырей, расположенных в нижележащем раскаленном лавовом потоке, произошедших после остывания поверхностного потока. Джубы второго порядка вряд ли образовались в результате эксплозии, что следует из их размеров и морфологии. Большинство из них, вероятно, сформировалось в результате обвала кровли каверн в толще лавовых потоков [1]. Каверны формируются в результате химического выветривания в лавовой толще [1], чему способствует ее высокая трещиноватость и проницаемость. Атмосферная вода удаляет продукты выветривания, увеличивая полости и трещины и образуя каверны, кровля которых обрушивается впоследствии из-за неустойчивости базальтовых отдельностей [1]. В дальнейшем процессы денудации увеличивают размеры воронок и превращают их в джубы. В пользу экзогенной гипотезы происхождения джуб второго порядка также говорит уменьшение пористости базальтов от бровки к дну, отражающее нормальное строение лавового потока.

Напоследок следует отметить, что ориентировка джуб повторяет ориентировку всех форм рельефа вулканического поля Эль-Шамма.

Таким образом, на поверхности лавового плато северных Голан доминирует чингильовый

тип рельефа, который, однако, осложнен формами более низкого порядка, такими, как останцы гряд коробления; краевых валов, а также небольшие депрессии, джубы и т.д.

Аппараты центрального типа, встречающиеся на Голанском плато, разнообразны; это лавовые вулканы, шлаковые конусы, небольшие стратовулканы и кратеры взрыва. Все аппараты располагаются двумя параллельными рядами, вытянутыми с ССЗ на ЮЮВ, и встречаются на базальтовых покровах всех генераций.

Одна из примитивных вулканогенных форм Голанских высот — лавовые вулканы. Они встречаются как в виде единичных конусов, так и в виде нескольких слившихся вулканов, иногда образующих вулканические хребты (например хребет Далуэй), вытянутые в С или ССЗ направлениях (рис. 2). Лавовые вулканы возвышаются над окружающей поверхностью не более чем на 30–50 м. Молодые структуры (Q_{II}) имеют форму усеченного конуса, у них четко выражен кратер (напр. Тель-Эль-Каца). Более древние (Q_I) (напр. Абу-Аль-Джадж в хребте Далуэй) из-за высокой степени разрушения напоминают правильный конус, а склоны имеют "крупнобугристый" поперечный профиль и очень пологие (меньше 10°). Лавовые вулканы как источники базальтов различного возраста не являются обособленными структурами, однако в рельефе дифференцируются довольно четко.

Другая разновидность одноактных вулканических аппаратов, встречающаяся на Голанском плато — шлаковые конусы. Они имеют вид усеченных конусов с углом наклона склона 20° – 35° . Высота конусов от 30 до 200 м над окружающим пространством, в плане они изометричны или вытянуты в С или ССЗ направлениях.

Выделяют две генерации шлаковых конусов — раннеплейстоценовые (сложенные шлаками Шейван) и позднеплейстоценовые (сложенные пирокластикой Одем). Раннеплейстоценовые вулканы (их всего два — Шейван и Шуаф) разрушены настолько, что на дневную поверхность выходит лавовый конус, во время извержения сформировавшийся в ядре шлакового, а вся пирокластика снесена к подножиям.

Позднеплейстоценовые шлаковые конусы представлены единичными вулканами изометричной формы (Шипон, Бар-он, Йосифон и пр.), либо несколькими аппаратами, образующими вытянутые с севера на юг цепочки (напр. конусы Хермонит, Одем и др.). Склоны всех единичных аппаратов покрыты риллями — малыми эрозионными формами с корытообразным поперечным профилем ("зонтичное" расчленение). Для каждого такого вулкана характерен так называемый открытый кратер — небольшая депрессия, располагающаяся обычно на склонах северной или южной экспозиции, образованная часто лавовым потоком. Также возможно образование "открытого" кратера в результате интенсивного врезания одного из риллей, в результате чего иногда вскрывается лавовый или агглютинативный стержень в ядре конуса. В результате образования открытого кратера многие вулканы имеют "двугорбый" поперечный профиль.

Цепочки шлаковых конусов обычно расчленены гораздо меньше, на их склонах почти нет риллей. Цепочки представляют собой несколько слившихся шлаковых конусов, образовавшихся, вероятно, синхронно по трещинам С и ССЗ простирания. На вершинах таких конусов видны кратеры, частично заполненные снесенной с их бортиков пирокластикой. Глубина таких кратеров в среднем 4–4,5 м, диаметр — 70–80 м. Не все такие цепочки являются одноактными образованиями; иногда можно видеть пирокластические тела, примыкающие к основному конусу, отличающиеся от последнего по цвету и составу, морфологически и литологически идентифицирующие поточный шлаковый конус. Кроме того, по границам литологически разных шлаковых конусов наблюдается резкое усиление процессов денудации, что проявляется в образовании небольших (II порядка), но глубоких и крутостенных долин "сухих" рек.

Любопытно, что несколько вулканов (Одем, Варда и т.д.) интенсивно используются племенем друзов, населяющих Северные Голаны, под сельскохозяйственные угодья: склоны конусов террасированы (по данным археологов, возраст этих террас более 100 лет [16]) и засажены плодовыми деревьями, а на вершинах располагаются резервуары для воды. Некоторые вулканы используются под выпас овец и коз; в результате их склоны сплошь покрыты микротеррасками ("коровьи тропы"). Процесс образования таких террасок автор лично наблюдал на склоне вулкана Одем.

Яркой отличительной чертой всех вулканических аппаратов Голанских высот является то, что их вершины увенчаны военными укреплениями того или иного назначения (блиндажами, установками слежения, подставками для арторудий и т.д.), а склоны часто пропаханы танковыми бороздами. Это старые сирийские военные объекты, на данный момент используемые израильской армией для маневров. Таким образом, обстановка в

данном регионе оказала существенное влияние на вулканогенный рельеф Голанского плато, снабдив каждый вулканический аппарат не характерной для него в обычных условиях надстройкой.

Кроме одноактных вулканических аппаратов на Голанском плато встречаются более сложно построенные морфоструктуры, такие, как стратовулканы, двойные вулканы и т.д. Однако они единичны в пределах Голанского плато, поэтому каждая из них заслуживает особого рассмотрения:

1. На Голанских высотах есть один двойной вулкан – гора Перес (рис. 2). Это самый южный, и, возможно, самый молодой вулкан Голанских высот, с наиболее хорошо сохранившейся первичной морфологией. Вулкан Перес состоит из слившихся лавового (северного) и шлакового (южного) конусов, имевших, вероятно, общую магматическую камеру. Структура вытянута с ССЗ на ЮЮВ. Оба конуса имеют хорошо выраженные кратеры, что нехарактерно для остальных вулканов Голанского плато. Гора Перес является многоактным вулканогенным образованием (можно выделить по крайней мере два этапа, разнесенные во времени) [17] и опровергает представление о примитивности и однообразии проявлений вулканизма к востоку от рифта Мертвого моря, так как на поле Эль-Шамма подобные морфоструктуры явно получили широкое распространение.

2. Не менее интересной морфоструктурой является пара Авиталь-Бенталь (рис. 2). Весь массив вытянут с ССЗ на ЮЮВ на 4 км. Он образовался скорее всего по трещине ССЗ простираясь и имел, вероятно, общую магматическую камеру. Массив состоит из двух аппаратов – Бенталь на севере и Авиталь на юге. Бенталь – одноактный аппарат, северная часть которого уничтожена лавовым потоком. Авиталь в своем современном виде имеет одну с Бенталем высоту, но его вершина и весь северный сектор уничтожены: на их месте сейчас расположена кальдера (диаметр 2,3 км, глубина около 200 м), внутри которой находятся два небольших шлаковых конуса. Склоны вулкана Авиталь и южный склон вулкана Бенталь покрыты туфобразными отложениями последнего извержения Авиталья.

Представляется возможным следующий механизм формирования кальдеры Авиталья и его туфов: Авиталь, вероятно, образовался одновременно с Бенталем, но был гораздо выше последнего. Затем магматическая активность массива временно прекратилась. По прошествии некоторого времени в результате увеличения давления летучих на стенки камеры вулкана Авиталь и закупорки его подводящего канала произошла эксплозия, в результате которой образовалась кальдера. Затем последовал выброс мелкофракционной пирокластики, которая по прошествии времени сцементировалась и превратилась в туфы. На заключительной стадии вулканической активности по освобожденному магматическому каналу образовались дочерние шлаковые конусы, что на данный момент позволяет классифицировать вулканический аппарат Авиталь как Сомма-Везувий, где сомма – остатки пра-Авиталья, а Везувий – дочерние конусы.

3. Наиболее загадочной вулканогенной структурой является озеро Рам (Биркет-Рам) в северо-восточной части плато (рис. 2). Оно изометрично в плане, его диаметр 850 м; озеро окружено валом, превышение которого над дном составляет 80 м. Вал сложен пирокластикой Одем и перекрыт туфами Биркет-Рам [6].

Можно предложить следующий механизм образования озера и кальдеры: первоначально на месте озера существовал вулканический аппарат, одновозрастный большинству шлаковых конусов Голанских высот (это подтверждается тем, что вал озера сложен пирокластикой Одем). Затем в результате изменений условий внутри магматической камеры произошел взрыв, во время которого была выброшена горячая пирокластика, впоследствии сцементировавшаяся и преобразовавшаяся в туфы Биркет-Рам. Вал, окружающий озеро, является ни чем иным, как бортом кальдеры. Таким образом, тип вулканического аппарата "кальдера взрыва" также встречается на Голанских высотах и возможен на всей территории поля Эль-Шамма. Правда, сомнительно наличие в таких кальдерах воды вследствие резкой континентальности климата.

Таким образом, изложенное выше показывает, что Голанское плато, как и поле Эль-Шамма в целом, характеризуется разнообразием проявлений вулканической активности, что выразилось в образовании различных типов вулканогенного рельефа, причем богатство форм проявилось как среди лавовых потоков, так и среди аппаратов центрального типа. Структурный контроль проявляется, в основном, в ориентировке форм рельефа всех порядков в С-Ю или СЗ-ЮВ направлениях, что обусловлено их образованием по разломам и трещинам, параллельным рифту Мертвого моря – самому северному участку Восточно-Африканской системы.

1. *Inbar M.* Lava caves and surface volcanic carst in the basaltic area of Golan heights // *Karstologia*. № 4. 1984. P. 45–49.
2. *Развальяев А.В.* Тектоника и история геологического развития Юго-Западного Средиземноморья: Автореф. дис. ...канд. геол.-мин. наук. М.: МГУ, 1965. 227 с.
3. *Козлов В.А.* История геологического развития в неоген-четвертичное время и новейшая тектоника Сирии: Автореф. дис. ...канд. геол.-мин. наук. М.: МГУ, 1966. 196 с.
4. *Shulman N.* The late Cenozoic hot spot of the Levant // IGS annual meeting. 1981. P. 54–55.
5. *Garfunkel Z.* Tectonic setting of Phanerozoic volcanism in Israel // *Isr. J. of Science*. 1989. № 38. P. 51–74.
6. *Mor D.* A time-table for the Levant Volcanic Province, according to K/Ar dating in the Golan heights. // *J. of Afr. Earth. Sc.* 1993. 16(3). P. 223–234.
7. *Garfunkel Z.* The regional setting and structural environment of the volcanism of Syrian desert and Golan // IGS annual meeting. 1981. P. 9.
8. *Michelson H.* A comparison of the eastern and western sides of the Sea Galilee // *Tectonophysics*. 1987. V. 141. № 1–3. P. 125–134.
9. *Heimann A., Weinstein I.* Dykes in Israel and their tectonic and magmatic setting. Heimann and Gidon Bayer, Jerusalem, 1995. 190 p.
10. *Мор Д.* Голан – страна вулканов. Иерусалим.: Академон, 1994. 248 с. (на иврите).
11. Сирия / Богданов А.А. Л.: Недра, 1969. 215 с.
12. *Camp V.E., Roobol M.Y.* The Arabian continental alcali-basalt province: p. I. Evolution of Harrat Rahat, Kingdom of Saudi Arabia // *GSA annual meeting*. V. 101. 1989, P. 71–95.
13. *Мелекесцев И.В.* Вулканизм и рельефообразование. М.: Наука, 1980. 212 с.
14. *Guba I., Mustafa H.* Structural control of young basaltic fissure eruptions in the plateau basalt area of the Arabian plate // *J. Volc. Geoth. Res.* № 35. 1988. P. 319–334.
15. *Wells S.G.* Geomorphic assessment of late Quaternary volcanism in the Yucca Mtn., southern Nevada // *Geology*. V. 18. № 6. 1990. P. 549–553.
16. *Hartal M.* Northern Golan heights. // Ph.D. thesis. Jerusalem. 1989. 256 p.
17. *Lang B., Shirav M., Bogoch R.* Volcanological aspects of the Har-Peres composite volcano, Golan plateau // *Isr. J. Earth Science*. V. 28. № 1. 1979. P. 27–32.

Геологический ин-т РАН

Поступила в редакцию
11.06.98

VARIETY OF VOLCANIC LANDSCAPES IN THE EASTERN MEDITERRANEAN AREA (GOLAN PLATEAU AS AN EXAMPLE)

N.E. ZARETSKAYA

S u m m a r y

The Golan Heights – the basaltic plateau at the NE flank of the Dead Sea rift – is one of the areas where interaction between tectonics, volcanism and relief takes place. During the active period of the rift history (Middle Miocene – Upper Pleistocene) various volcanic landscapes were formed at the Golan plateau and at the neighbouring volcanic field El-Shamma. Different types of volcanic relief-forming processes in this area were controlled by tectonics. In the post-eruption stage climate became the main factor of landforms' development. Different volcanic landforms (such as basaltic plateaux, cinder and lava cones etc.) are analysed and classified in this article.