

DENUDATION MORPHOLITHOGENESIS OF THE PRIOL'KHONIE (PAPER I. KARST-DENUDATION RELIEF)

D.V. LOPATIN, T.M. SKOVITINA

Summary

The Priol'khonie area is neotectonically neutral block of the Baikal basin. Under the conditions of semiarid climate karst-denudation processes play the important role in its development.

Relief structure of Ozersky and Tazheransky areas is thoroughly described. It is conformed completely to the Early Paleozoic substrate structure, but is complicated by three levels of karst-denudation surfaces: low – with absolute heights 600–620 m, middle – 650–680 m, and high – 680–710 m. In Tazheransky area two upper levels merge in the result of recent denudation processes. Stepped relief of the Priol'khonie correlates well with regional patterns of the whole range and basin system of the Pribaikalie.

УДК 551.4(1/9)+551.248.2(–925.51)

© 2011 г. И.С. НОВИКОВ

ГЕОМОРФОЛОГИЯ И НЕОТЕКТЕНИКА ЮЖНОГО ЛЕВАНТА¹

Введение

В широком смысле Левант (от франц. *Levant* или итал. *Levante* – Восток) – историческое название территории, примыкающей к восточной части Средиземного моря, входившей в состав Османской империи. Изучая древнюю грязевулканическую провинцию, расположенную в пределах Израиля и Иордании [1, 2], мы подробно ознакомились с геоморфологическим строением данной территории, интересной тем, что ее современный рельеф представляет собой крайне молодое образование, возникшее в позднем кайнозое в ходе складчатых и разрывных деформаций мел–палеогеновой шельфовой равнины.

Геолого-геоморфологическая изученность рассматриваемого региона достаточно высока. На территорию Израиля с захватом прилегающих районов соседних государств составлено несколько генераций геологических карт м-ба 1 : 200 000–1 : 250 000 [3, 4]. Кроме того, территория Израиля на 50% покрыта опубликованными геологическими картами м-ба 1 : 50 000. Геологическая карта Иордании м-ба 1 : 250 000 была составлена геологической службой ФРГ [5] в 1960-е гг., а поскольку Западный берег реки Иордан на момент составления находился под Иорданской юрисдикцией, он также изображен на данной карте.

С 1980-х гг. на территории Иордании силами Геологического управления Министерства природных ресурсов страны проводится геологическая съемка м-ба 1 : 50 000, которая к 2009 г. охватила около 25% территории. Весь рассматриваемый регион также покрыт масштабным рядом стандартных топографических карт советского образца от 1 : 1 000 000 до 1 : 50 000, что значительно облегчает его геоморфологическое изучение.

Все свои исследования автор проводил в тесном взаимодействии с Е. Вапником (Университет им. Бен-Гуриона, Беэр Шева, Израиль) и Э.В. Сокол (ИГиМ СО РАН, Новосибирск, Россия). Неоценимую помощь в получении труднодоступной геологической информации оказали А. Гилат и Дж.К. Холл (Геологическая служба Израиля). Всем им автор глубоко признателен.

¹ Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 08-05-90405-Укр-а).

Геоморфологическое районирование примертвоморской части Леванта

Израиль и Иордания разделены вытянутой в субмеридиональном направлении Иорданской системой впадин, приуроченной к Левантинскому разлому (рисунок). В литературе в разное время эта система впадин и сам разлом назывались по-разному. Во времена Османской империи разлом назывался Сирийским, а связанное с ним понижение в рельефе – Гхор (Ghor) [6]. Позже разлом и впадина назывались Мертвоморскими [7] или Левантскими и Левантинскими [8, 9].

С севера на юг в систему впадин входят: долина реки Бекаа, разделяющая горы Ливана и Антиливана (за пределами рассматриваемой территории); долина Хула и впадина озера Кинерет (оно же Тивердиатское озеро, Галилейское море), разделяющие горы Галилеи и Голанское плато; долина реки Иордан, лежащая между горами Иудеи и Самарии на западе и уступом Трансиорданского плато на востоке, по которой река Иордан вытекает из озера Кинерет и впадает в Мертвое море; впадины Мертвого моря, Арава и залива Акаба, к югу от рассматриваемой территории соединяющегося непосредственно с впадиной Красноморского рифта.

Впадины зоны Левантинского разлома образуют сплошное понижение в рельефе, они выполнены позднекайнозойскими породами, а наиболее глубокие их части заняты водоемами. Озеро Кинерет занимает южную часть впадины Хула-Кинерет, которая состоит из двух самостоятельных частей (Кинерет и Хула), разделенных невысокой перемычкой из излившихся в долину четвертичных базальтов. Озеро пресное, урез воды в нем сезонно колеблется в пределах 209–213 м ниже у. м. Это крупнейший пресноводный водоем Леванта, его средняя глубина около 25 м, а максимальные отметки достигают 45 м. Мертвое море расположено южнее, оно горько-соленое, уровень его из года в год понижается: в 1986 г. он был примерно –400 м, в 2006 г. береговая линия располагалась на отметке 416 м ниже у. м., а летом 2008 г. снижалась до –421 м. Это самые низкие гипсометрические отметки суши на Земле. Максимальная глубина Мертвого моря около 350 м, но южнее п-ова Лисан в его южной части глубина не превышает 10 м, здесь ведется интенсивная добыча соли.

Долина реки Иордан имеет протяженность около 100 км, она соединяет впадины озера Кинерет и Мертвого моря. Благодаря перепаду отметок русла около 200 м река имеет достаточно быстрое течение на всем своем протяжении (за исключением участка, примыкающего к озеру).

Впадина Арава, соединяющая Мертвое море с заливом Акаба (Красное море), имеет плоское днище, перекрытое чехлом неоген–четвертичного пролювия. Его высота с севера на юг сначала постепенно возрастает с –400 до 200 м над у.м., а затем снижается до 0 м на границе с Красным морем. Впадина лишена постоянных водотоков, в наиболее возвышенной части ее днище ровное, без следов продольного эрозионного вреза.

Ширина системы Левантинских впадин по днищу составляет от 8 до 18 км, протяженность в пределах рассматриваемой территории около 330 км, общая протяженность Левантинского разлома от коллизионного шва с Евразийской плитой на севере (Таурус) до спрединговой зоны на дне Красного моря достигает почти 1000 км.

Глубокие тектоногенные впадины не характерны для территории Израиля вне зоны Левантинского разлома. Единственное исключение составляет **Изреельская долина** (YV), отделяющая северное окончание гор Иудеи-Самарии от Галилеи. Это понижение, вытянутое в СЗ направлении и соединяющее северную часть долины реки Иордан с побережьем Средиземного моря, протяженностью около 40 км и шириной до 12 км. Южный борт впадины образован прямолинейным тектоногенным уступом, срезающим северную оконечность Иудейско-Самарийских гор; северный представляет собой постепенный переход к возвышенностям Галилейских гор. Днище плоское, аккумулятивное. Его абс. высоты возрастают от Средиземного моря в ЮВ направлении от 30 до 100 м (в узком врезе осевой части долины они достигают 50–60 м), а по мере

приближения к долине р. Иордан уменьшаются до отметок 100–150 м ниже у. м. В зоне соединения днище Иорданской долины находится ниже днища Изреельской примерно на 100 м и отделено от него отчетливым уступом.

Долина Беэр Шевы (BV) представляет собой значительно менее контрастное, чем Изреельская долина, субширотное понижение между Иудейскими горами и плато Негев. Длина долины около 40 км, ширина изменчива и колеблется от 4 до 12 км. Дно аккумулятивное, уплощенное с абс. отметками 250–350 м. Борта пологие, с извилистыми в плане бровками, не связанные с тектоногенными уступами.

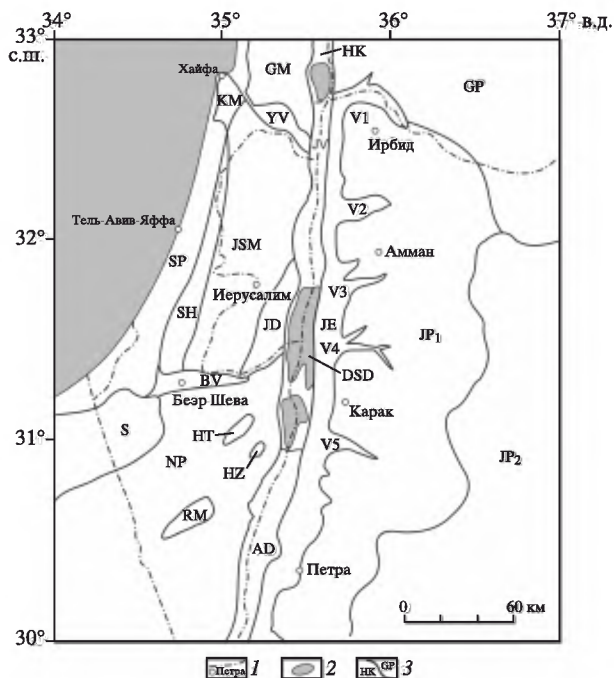
К западу от осевой линии Левантинской системы впадин расположена территория Израиля, включающая в себя Приморскую равнину, холмы Шефела, горы Галилеи, горы Кармель, Иудейско-Самарийские (Иудейские) горы, Иудейскую пустыню и плато Негев.

Приморская равнина (SP) в пределах рассматриваемой территории протягивается с севера на юг непрерывно вдоль побережья Средиземного моря, сужаясь до 1 км в районе гор Кармель. Ее общая протяженность 195 км, ширина возрастает от 3–6 км на севере до 13–32 км на юге. В ее составе выделяют долину Зевулун (к северу от Хайфы), равнины Хашарон (между Хайфой и Тель-Авивом) и Иудейскую (к югу от Тель-Авива). Абс. высоты Приморской равнины увеличиваются от 2 м в прибрежной части до 120–150 м в районе тылового шва, по которому проходит ее граница с холмами Шефела. Равнина аккумулятивная, тыловая часть образована прислонением четвертичных осадков к морским меловым и нижнепалеогеновым карбонатам, полого падающим в сторону Средиземного моря. Поверхность равнины сложена морскими песками, галечниками и прочными карбонатизированными песчаниками, в тыловой зоне местами перекрытыми аллювиально-пролювиальными песками, галечниками и глинами, поступившими по системе временных водотоков с Иудейско-Самарийских гор и холмов Шефела. Вдоль побережья располагается достигающая местами в ширину 6 км прерывистая полоса песчаных дюн, образованных перевеянными морскими песками. Любопытно, что, по-видимому, весь песок Приморской равнины вынесен с Нубийского щита рекой Нил и затем перемещен к востоку от его дельты существую-

Схема геоморфологического районирования Леванта

1 – административные границы и основные населенные пункты, 2 – акватории, 3 – крупные элементы рельефа и границы между ними.

Тектоногенные впадины Левантинского разлома: НК – долина Хула и оз. Кинерет, JV – долина р. Иордан, DSD – Мертвое море, AD – впадина Вадий-Арав; долины: YV – Изреельская, BV – Беэр Шевы. Элементы рельефа, расположенные к востоку от Левантинского разлома: JE – Иорданский уступ; долины рек: V1 – Ярмук, V2 – Зарка, V3 – Кафрейн, V4 – Хейдан и Муджиб, V5 – Хаса; GP – Голанское плато; части Трансиорданского плато: JP1 – денудационная, JP2 – денудационно-аккумулятивная. Элементы рельефа, расположенные к западу от Левантинского разлома: SP – Приморская равнина, KM – горы Кармель, SH – холмы Шефела, NP – плато Негев, песчаные поля (S) и впадины в его пределах: RM – Рамон, HT – Хатира, HZ – Хацера; JSM – Иудейско-Самарийские горы; JD – Иудейская пустыня; GM – Галилейские горы



щим здесь устойчивым вдольбереговым течением. Об этом свидетельствует как отсутствие в пределах Негева и Иудейских гор источников сноса кварцевого материала (поскольку они почти нацело сложены известняками и мелями и могут обеспечить поставку только карбонатного цемента в песчаники), так и начавшийся сразу после строительства Асуанской плотины в Египте повсеместный размыв пляжей Израиля.

Эоловые и аллювиально-пролювиальные процессы до известной степени маскируют морские террасы, возникшие в ходе плейстоценовых колебаний уровня Средиземного моря, однако, в пределах Приморской равнины, также как и на побережье Сирии и Ливана, наблюдаются пять основных террасовых уровней [10]: I – голоценовый (от 2 до 4 м), II – позднелейстоценовый (от 10 до 20 м), III – среднелейстоценовый (от 30 до 40 м), IV – ранне-среднелейстоценовый (от 60 до 80 м) и V – раннелейстоценовый сицилийский и позднелейстоценовый калабрийский уровни (от 90 до 120–150 м). Довольно значительный разброс в высотах одновозрастных террас не связан с молодыми тектоническими движениями. Он обусловлен наличием перекрывающих отложений на поверхностях высоких морских террас, эоловым перемещением песчаных осадков низких террас и недостаточной геоморфологической изученностью территории. В районе г. Ашкелон в пределах Приморской равнины на местности и по крупномасштабной топокарте можно выделить до 8 уровней (2–4, 10–15, 20–30, 50–60, 70–80, 95–105, 120–135 и 150–160 м), которые сложены морфологически сходными четвертичными и плиоценовыми морскими отложениями.

Холмы Шефела (SH) протягиваются в виде непрерывной полосы между Приморской равниной и Иудейско-Самарийскими горами от гор Кармель до долины Беэр Шевы. Они представляют собой денудационный мелкосопочник с абс. высотами от 150 до 300 м, снижающимися с востока на запад в северной и центральной его частях и относительно постоянными на юге. Протяженность полосы холмов около 130 км, ширина от 10 км на севере до 20 на юге. Отдельные возвышенности мелкосопочника образованы при расчленении долинами многочисленных временных водотоков полого падающей к западу осадочной карбонатной толщи. Карбонатные отложения имеют позднемеловой возраст на севере и ранне-среднепалеогеновый на юге. Глубина расчленения составляет от 20–30 до 80–90 м.

Горы Кармель (KM) расположены вплотную к Средиземному морю на продолжении границы между горами Самарии и Галилеи. Они вдаются в Приморскую равнину, ширина которой вдоль них на западе редуцирована до 2–3 км, а на севере местами вообще отсутствует. В этом месте горы выступают в море в виде мыса, на котором расположена часть города Хайфы. Кармель представляет собой изолированный массив размером 12 × 25 км, вытянутый в СЗ направлении. Высота главного водораздела колеблется от 300 до 500 м. Сложены горы верхнемеловыми морскими карбонатами с отдельными линзами меловых базальтов и их туфов.

Горы Галилеи (GM) расположены на границе Израиля и Ливана между впадиной Хула и оз. Кинерет на востоке и побережьем Средиземного моря на западе. С севера на юг они вытянуты примерно на 80 км, ширина массива до 40 км. Горы практически вплотную подступают к морю и отделены от него лишь узкой полосой пляжа. Центральная часть гор сложена прочными доломитами позднемелового возраста, а южная и западная периферии – мелями и известняками позднемелового–палеогенового возраста. Высшая точка горного массива – 1208 м, преобладающая высота водоразделов 300–600 м, к западу и востоку она снижается до 200 м. Глубина расчленения обычно колеблется в пределах 100–150 м. Граница с Ливаном делит горы примерно на две равные части.

Иудейско-Самарийские (Иудейские) горы (JSM) протягиваются с севера на юг непрерывной полосой между долинами Изреельской и Беэр Шевы. Ширина их около 40 км, протяженность – 130–140 км. Северная часть Иудейских гор традиционно называется Самарией, а южная – Иудеей. Никакой орографической границы между этими территориями не проходит. Иудейско-Самарийские горы по площади довольно полно

(за вычетом центральной и юго-западной частей) совпадают с территорией “Западного берега реки Иордан”, на которой создана система палестинских автономий. Высота водораздельной части Иудейско-Самарийских гор на севере 400–600 м, в центральной части она увеличивается до 800–1000 м, а к югу вновь снижается до 600–800 м. Приводораздельная часть Иудейско-Самарийских гор имеет вид слабобрасчленного плато, изогнутого в виде свода и вытянутого в ССЗ направлении. Макросклоны горного хребта плавно снижаются к западу и востоку от осевой части. В западном направлении их высота уменьшается до 300 м на границе с холмами Шефела, а к востоку – до 200 м на границе с Иудейской пустыней и бровкой западного борта долины реки Иордан. Обычно переход Иудейско-Самарийских гор к смежным орографическим элементам постепенный, но на отдельных участках проходит по отчетливым уступам высотой от 50 до 200 м. В центральной части расположен город Иерусалим, отметки вершин окружающих его холмов колеблются около 800 м. Склоны горного хребта довольно густо расчленены центробежной сетью эрозионных долин временных водотоков, глубина вреза долин – от 50 до 200 м. Иудейско-Самарийские горы практически полностью сложены верхнемеловыми морскими карбонатными породами. Толща собрана в крупную новейшую антиклинальную складку, ось которой близка в плане к линии главного водораздела Иудейско-Самарийских гор. Уклоны западного и восточного склонов Иудейских гор несколько меньше углов падения крыльев антиклинали и вследствие этого по мере удаления от оси гор к их западной и восточной периферии наблюдается наращивание разреза и омоложение слагающих их пород.

Иудейской пустыней (JD) называется наклонная слабохолмистая равнина, расположенная между южной частью Иудейско-Самарийского хребта (Иудейскими горами) и Мертвым морем. Ее протяженность около 60 км, а ширина 15–20 км. В отличие от примыкающего с востока склона Иудейских гор, поверхность Иудейской пустыни не имеет выраженного уклона с запада на восток. Ее вершинная поверхность часто субгоризонтальна, а на отдельных участках имеет небольшой уклон в противоположную сторону от Мертвого моря. От береговой равнины Мертвого моря Иудейскую пустыню отделяет тектоногенный уступ высотой от 300 до 400 м и крутизной от 40 до 90° на отдельных участках. Абс. высоты поверхности Иудейской пустыни лежат в пределах от –80 до 200 м над у. м. Поверхность сложена почти исключительно верхнемеловыми морскими карбонатами.

Плато Негев (PN) занимает всю юго-западную часть рассматриваемой территории и расположено между Синайской пустыней на юге и Иудейскими горами на севере, от которых его отделяет долина Беэр Шевы. Центральную часть Негева занимает возвышенность, вытянутая с СВ на ЮЗ и сложенная верхнемеловыми и ниже-среднепалеогеновыми морскими карбонатными породами. Ближе к краевым частям плато значительные площади занимают пролювиальные песчаники и галечники раннего неогена, раннечетвертичные конгломераты, а на северо-западе Негева – позднечетвертичные золотые пески (S). Меловые и нижнепалеогеновые осадки в пределах осевой части собраны в складки. Оси складок ориентированы в СВ направлении. Аридная денудация наклонных слоистых карбонатных толщ формирует характерный куэстовый рельеф поверхности. Кроме того, замки ряда крупных антиклиналей полностью денудированы и в днищах сформированных на их местах эрозионных впадин обнажается основание меловой осадочной толщи – юрские и триасовые песчаники, сланцы, известняки, а также раннемеловые щелочные базальтоиды. Наибольших размеров достигают три впадины: Рамон (RM), Хатира (HT) и Хацера (HZ). Все они вытянуты по направлению осей складок. Впадина Рамон имеет размеры по бровкам 8 × 40 км, Хатира – 5 × 14 км и Хацера – 5 × 7 км.

Мелкие формы эрозионного рельефа весьма характерны для территории Израиля: как правило, это долины временных водотоков – вади. В пределах большей части страны выпадает незначительное количество атмосферных осадков, поэтому большинство водотоков носит здесь именно временный характер. Самой крупной рекой региона

является Иордан, протекающий через озеро Кинерет и питаемый дождевыми водами с более увлажненных северных возвышенностей. Кроме него только реки Кишон и Яркон, впадающие в Средиземное море у Хайфы и Тель-Авива соответственно, не пересыхают летом.

Несмотря на преобладание карбонатных пород, выходящих на большей части территории Израиля, карстовые процессы распространены там сравнительно мало. Крупных протяженных карстовых форм не обнаружено вообще. Единичные пещеры среднего размера встречаются только на западном склоне Иудейских гор, где увлажненность относительно выше. Большинство показанных на картах пещер являются либо мелкими гротами, либо искусственными образованиями. Слабая закарстованность объясняется крайне низким уровнем грунтовых вод и малым количеством атмосферных осадков, выпадающих сразу большими объемами, которые скатываются по развитой дренажной сети вади. Этот процесс представляет большую опасность, поскольку подъем воды может составлять до 10–15 м за 1–2 часа и вади с их широким плоским дном, обычно используемые в качестве естественных проходов, превращаются в ловушку.

Быстрое снижение уровня Мертвого моря и высокая соленосность обнажающихся при этом озерных осадков вызывают широкое развитие суффозионных процессов, приводящих к формированию многочисленных провальных воронок диаметром до 50 м в пределах поверхности озерной равнины, что зачастую носит катастрофический характер.

Почвенный покров развит преимущественно в пределах Приморской равнины и западного склона Иудейско-Самарийских гор. Восточный склон последних, плато Негев и Иудейская пустыня в основном лишены покровных отложений и характеризуются хорошей и отличной обнаженностью.

Восточнее системы впадин Левантинского разлома расположены возвышенности Сирии и Иордании. Они представляют собой плато, ограниченные с запада отчетливым тектоногенным уступом (Иорданский уступ – JE). Высота бровки уступа над днищами впадин достаточно постоянна и составляет 1000–1200 м. Ширина его горизонтальной проекции от 10 до 20 км. Поверхность уступа расчленена многочисленными эрозионными долинами временных водотоков, углы ее наклона максимальны (25–30°) вблизи днищ впадин или береговых линий водоемов. Вверх по склону профиль уступа приобретает ступенчатый вид за счет различной устойчивости к денудации секующихся им осадочных толщ. Ширина площадок отдельных ступеней с углами наклона 1–3° достигает 2–3 км, крутизна уступов между ступенями – 10–15°. Происхождение ступеней чисто денудационное и непосредственно не связано с системой новейших разломов.

Иорданский уступ дренируется многочисленными мелкими и средними эрозионными врезами, но сравнительно слабо расчленен крупными долинами. Значительных по размеру эрозионных долин с постоянными водотоками, заложение которых связано, по-видимому, с оперяющими структурами Левантинского разлома, насчитывается всего пять, они ориентированы с востока на запад и расположены в 40–50 км друг от друга. С севера на юг это долины рек Ярмук (V1 – впадает в Иордан в районе его истечения из озера Кинерет, по нему проходит граница Иордании с Сирией); Зарка (V2 – впадает в Иордан в его среднем течении), Кафрейн (V3 – впадает в Иордан в районе его устья), Хейдан и Муджиб (V4 – сливаются в 3 км от устья и впадают единым потоком в Мертвое море в средней части последнего) и Хаса (V5 – впадает в Мертвое море в районе его южной мелководной и пересыхающей оконечности). Долины этих рек прорезают в своих приустьевых частях Иорданский уступ на всю его глубину. В нижней части они имеют характерный для эрозионных долин V-образный поперечный профиль со склонами крутизной 30–35°, аккумулятивное днище здесь рудиментарное, формируется только на отдельных участках. Глубина долин составляет 400–500 м, в их бортах выходят многочисленные источники, часть которых – термаль-

ные. Начиная с отметок днищ около 200 м над у. м. (и соответственно около 600 м над уровнем Мертвого моря) характер долин меняется: наклон бортов уменьшается до 10–15°, появляется аккумулятивное днище шириной до 200–300 м. Таким образом, продольный профиль долин прямо указывает на относительно недавнее (не выходящее за рамки квартера–позднего плиоцена) снижение местного базиса денудации с +200 до –400 м относительно современного уровня Мирового океана. Глубина долин также резко уменьшается в восточном направлении, а в местах выхода их в пределы плато – не превышает 100 м, что также указывает на их относительную молодость.

Северную часть территории к востоку от Иорданского уступа, высота которого здесь составляет в среднем 400–500 м, занимает Голанское плато (GP). В основном оно расположено на территории Сирии, но на востоке частично простирается в пределы Иордании. Оно сформировалось в ходе излияний неоген-четвертичных лав основного состава на поверхность аккумулятивной равнины, сложенной субгоризонтально залегающими морскими эоценовыми мелями и известняками, перекрытыми миоценовыми терригенно-карбонатными осадками. Толщина покровных базальтов в краевых частях не превышает первых десятков метров. Абс. высоты поверхности плато плавно увеличиваются в СВ направлении с 200–300 до 600–700 м. На юге и западе поверхность плато осложняется эрозионными долинами глубиной до 150–200 м, врезающимися в нее близ впадины озера Кинерет и долины реки Ярмук. В большинстве долин имеются постоянные водотоки.

Параллельно западному краю плато, примерно в 20 км к востоку от него располагается цепочка вулканических конусов – собственно Голанские высоты, поднимающиеся над поверхностью плато до 200–300 м. Молодые вулканические конусы сложены плейстоценовыми базальтами. Излияния происходили уже после расчленения эрозионными долинами краевых частей плато, и лавовые покровы приобретали здесь вид долинных потоков. Поверхность плато относительно ровная, покрытая слоем элювия и плодородной почвой.

Всю остальную территорию, расположенную к востоку от Иорданского уступа и к югу от Голанского плато, занимает Трансиорданское плато. В его пределах выделяются две части: наиболее высокая субгоризонтальная (JP1) и слабонаклонная денудационно-аккумулятивная (JP2), на востоке постепенно переходящая в Аравийскую пустыню.

Субгоризонтальная часть Трансиорданского плато протягивается примерно на 300 км с севера на юг. С запада она ограничена бровками Иорданского уступа и связанных с ним крупных эрозионных долин. Ширина денудационной части плато составляет около 40 км на юге и 80 км на севере. Поверхность плато практически ровная, высота ее над у. м. плавно изменяется от 1200–1400 м на юге до 600–800 м на севере. На крайнем юге (вблизи Иорданского уступа) на отдельных участках поверхность плато приподнята до 1600–1750 м. Высота уступа достигает здесь 1500 м. На севере между врезанными в плато долинами рек Ярмук и Зарка расположена пологая изометричная возвышенность размерами 30×30 км, поднимающаяся на 500–600 м над поверхностью плато. Углы наклона вершинной поверхности Трансиорданского плато в целом не превышают 1–2°. Плато образовано субгоризонтально залегающими карбонатными породами позднемелового возраста. По существу это морское дно (поверхность шельфовой карбонатной платформы), приподнятое без существенных перекосов на 400–600 м. В районе Мертвого моря вплотную к бровке Иорданского уступа поверхность плато бронирована молодыми базальтовыми излияниями, образующими изометричные в плане покровы размером до 15–20 км в поперечнике. Поверхность плато осложнена сетью широких пологосклонных долин временных водотоков (вади), имеющих глубину от 10 до 30 м при ширине, измеряемой километрами. Наклоны бортов вади редко превышают 3–5°. Осевые части днищ выполнены маломощными пролювиальными отложениями. Встречаются также обширные неглубокие замкнутые котловины, занятые такырами. Характерным элементом ландшафта восточной части плато являются

поднятия с относительными высотами 15–30 м при размерах в поперечнике от первых сотен метров и километров до десятков километров, образованные древними грязе-вулканическими постройками и эрозионными останцами палеогеновых мелов и известняков. Вершинные поверхности их субгоризонтальны, а краевые уступы могут иметь наклон до 10–20°. Покровные отложения типичны для обширных нерасчлененных горизонтальных пространств и представлены маломощными песками и гравийниками.

В направлении на восток субгоризонтальная часть Трансиорданского плато постепенно сменяется наклоненной к востоку (под углом до 2–3°) частью. В пределах рассматриваемой территории ее высоты на протяжении 60–80 км снижаются на 200–300 м до абс. отметок 800 м на юге и 600 м на севере. Направление наклона поверхности плато в целом совпадает с падением пластов слоистой карбонатной толщи, которая здесь выходит, но угол падения плато несколько меньше, поскольку в пределах наклонной части Трансиорданского плато происходит закономерная смена позднемеловых морских карбонатов на ранне- и среднепалеогеновые. Устойчивый наклон поверхности обуславливает развитие значительно более густой сети вад, чем на субгоризонтальной части плато. Днища вад шириной в первые километры выполнены галечниками, а огромные неглубокие бессточные впадины в восточной части территории заполнены галечниками целиком. Две наиболее крупные котловины имеют изометричную в плане форму и размеры в поперечнике до 100 км. Одна из них занимает юго-восточную часть рассматриваемой территории, а другая располагается на широте Мертвого моря. В ландшафтном отношении они являются крайними западными элементами Аравийской пустыни.

Неотектоника южного Леванта

История неотектонического этапа на территории Леванта поддается реконструкции без особого труда, поскольку слагающие его морские меловые осадки представляют собой надежный исходный уровень, маркирующий эпоху тектонического покоя. В качестве опорного горизонта обычно используют кровлю турона. Туронские отложения сформировались в максимум меловой трансгрессии, когда уровень Мирового океана превышал современный на 250 м. Они практически монофациальны и отлагались на шельфах палеоокеана Тетис [6], занимавших тогда всю территорию Леванта. Эти осадки почти не эродированы и распространены на всей территории Израиля и Иордании (за исключением немногочисленных эрозионных окон). Поэтому отсутствует необходимость решать сложную задачу по разграничению новейших и более древних складчатых деформаций и разрывных нарушений. Фациальные же изменения вышележащей карбонатной толщи уже фиксируют начало складчатых деформаций. Неотектоническая активизация рассматриваемой территории начинается со второй половины позднего мела (в посттуронское время). Именно с этого периода осадконакопление проходило здесь в прямой связи с новейшими коллизийными событиями на севере Африканской платформы. Закрытие западного Тетиса в результате сближения, а затем жесткого столкновения Африканской литосферной плиты с Евразийской привело к формированию складчатых горных цепей от Пиренеев и Альп до Карпат и Кавказа. Складчатые деформации, как и всегда в подобных случаях, предшествовали блоковым движениям по разломам. Неотектоническая активизация Леванта является бледной тенью грандиозных коллизийных событий на границе Африканской и Евразийской плит.

До конца кампана отложение морских карбонатов продолжалось практически повсеместно за исключением территории осевой части Иудейских гор, в пределах которой уже начала проявляться альпийская складчатость и формироваться пологая антиклинальная складка. Вторая более широкая пологая складка формировалась в пределах Северного Негева и Трансиорданского плато. В осевых частях последней и более мелких складок, осложняющих ее крылья, морского осадконакопления в посткампанское время не происходило. Отложения маастрихта и раннего–среднего палеогена в преде-

лах территории накапливались на крыльях Иудейско-Самарийского и Негев-Трансиорданского антиклинальных поднятий в режиме синтетектонического осадконакопления. Общее региональное поднятие в сочетании с резким снижением уровня Мирового океана в позднем олигоцене привело к осушению территории, усилению денудационных процессов и частичному размыву отложений позднего эоцена–раннего олигоцена. В позднем олигоцене началось раскрытие Красноморского рифта, сопровождавшееся оформлением системы разрывов Левантинского трансформного разлома. С раннего миоцена по настоящее время амплитуда левостороннего сдвига по его зоне достигла 105 км. При этом моноклинали восточных крыльев Иудейско-Самарийской и Негев-Трансиорданской антиклиналей оказались срезанными и смещенными к северу на данную величину. Так возникло фиксирующееся по разнице в высотах подошвы сенонских осадков поднятие восточного фланга Левантинского разлома относительно западного на 1000 м. В действительности, видимое превышение маркирующих горизонтов меловой толщи восточного берега над аналогичными горизонтами западного обусловлено двумя причинами. Во-первых, тем, что восточный борт Левантинского разлома первоначально формировался в 105 км южнее [11], где меловой разрез на ранних этапах альпийского тектогенеза был равномерно поднят по обе стороны от Левантинского разлома. Во-вторых, территория Иудейской пустыни, представляющая полосу, протягивающуюся вдоль западного фланга Левантинского разлома, просела в постмиоценовое время при формировании системы впадин разлома на 150–200 м.

Красноморский рифт и Левантинский разлом отделили от северо-востока Африканской плиты Аравийскую и Синайскую микроплиты. Интенсивное проваливание отдельных ромбовидных блоков в зоне Левантинского разлома по механизму “pull-apart”, которое достаточно убедительно доказывается как особенностями строения отдельных впадин, так и анализом общей тектонической обстановки региона [8], началось в среднем–позднем миоцене. После этого седиментация в регионе сосредоточилась преимущественно в системе впадин Левантинского разлома и на Прибрежной равнине.

Блоковые движения в миоцен–плейстоценовое время привели к осложнению складчатой структуры территории, сформировавшейся в позднемеловое и палеогеновое время. Помимо крупных сдвиговых разрывных нарушений, входящих в систему Левантинского разлома, возникла достаточно густая сеть второстепенных разломов без существенных горизонтальных смещений и с относительно небольшими вертикальными амплитудами. Характер новейших дизъюнктивов Иорданской и Израильской частей рассматриваемой территории существенно различен. Иорданское плато, практически лишенное мелких складчатых деформаций, представляет собой очень пологую моноклинал с падением слоев мел–палеогеновых осадков к востоку. В части, примыкающей к Левантинскому разлому, она осложнена системой сбросов, сопровождающейся изменением направления падения слоистости с восточного на западное. Плато разбито относительно регулярной сетью разломов субширотного и СЗ простирания сбросовой кинематики с вертикальными амплитудами не более 50–70 м. Расстояние между соседними субпараллельными разломами 10–20 км, длина отдельных разломов от 10 до 50 км.

Помимо упомянутой системы малоамплитудных разломов в пределах Иордании развиты единичные более крупные субширотные разрывные структуры. Несколько разломов со сбросовыми амплитудами до 500 м рассекают Иорданский уступ и западную периферию Трансиорданского плато. Их протяженность обычно составляет около 30–40 км. Все разломы отпрепарированы реками, дренирующими Иорданский уступ, и выражены в рельефе в виде фрагментов эрозионных долин. С частью из них связаны поля излившихся базальтов, что указывает на режим растяжения. Другая группа разломных зон имеет СЗ простирание и принадлежит к системе протяженных субпараллельных грабенов, рассекающих Аравийскую микроплиту параллельно грабену Красного моря. В пределах рассматриваемой территории расположено СЗ окончание одного из грабенов этой системы – Файха. Это неогеновая структура, в которой со-

хранились от размыва морские карбонатные осадки раннего–среднего палеогена, а в четвертичное время в ней происходили мелкие излияния базальтов.

Территория Израиля дислоцирована значительно сильнее. Основная ориентировка крупных разрывов – северо-восточная. Исключение составляет только грабен Изреельской долины и ряд разрывов южного Негева, имеющих простирание от субширотного до северо-западного. Большинство разрывов СВ простирания имеет протяженность 20–30 км с вертикальным смещением до 200–300 м и представляет собой сбросы, осложняющие крылья Иудейско-Самарийской антиклинали и антиклиналей осевой части плато Негев. Позднемеловые осадки они, как правило, не прорывают и выражены в них в виде постседиментационных флексур, причем падение слоев на перегибе может достигать 70–80°. Кроме того, осадочные толщи Израиля, особенно в пределах Иудейско-Самарийских и Галилейских гор, часто разбиты системами многочисленных мелких поперечных сбросов субширотного и СЗ простирания с вертикальными амплитудами 20–30 м и длиной от 5 до 15 км [3].

В целом, на большей части рассматриваемой территории развита сеть малоамплитудных разломов сбросового типа, характерная для платформенных областей, а все крупные разрывные нарушения входят в систему Левантинского трансформного разлома. Некоторое сгущение сети разломов характерно для областей складчатых деформаций Негева и Иудейско-Самарийских гор.

В процессе левостороннего сдвига формировались системы зон растяжения в пределах примыкающей части Аравийской микроплиты, что спровоцировало неоднократные крупные излияния базальтов в неоген–четвертичное время, наибольших масштабов достигшие на СВ территории, где базальтовые покровы полностью слагают поверхность Голанского плато, являющегося частью более крупного Друзского плато, протягивающегося от Дамаска в глубь Аравии более чем на 200 км и имеющего площадь около 15 000 км². Можно предположить, что периоды усиления вулканической активности синхронны эпохам неотектонической активизации и абсолютные датировки базальтовых тел позволяют получить представление о хронологии блоковых движений региона. Неоген–четвертичный вулканизм Леванта тесно связан с процессами открытия Красноморского рифта и движениями по Левантинскому трансформному разлому. Для территории Западной Африки, Аравии и Леванта выделяется пять главных периодов вулканизма [12]: олигоцен–раннемиоценовый (красноморский) – 28–15 млн. л. н., среднемиоценовый – 14–11 млн. л. н., позднемиоцен–раннеплиоценовый – 11–4.5 млн. л. н., позднеплиоцен–плейстоценовый – 1.95–0.3 млн. л. н. и голоценовый (менее 0.01 млн. л. н.). На конкретных участках проявлены все перечисленные периоды вулканизма, но в более узких диапазонах. На территории Израиля и Иордании практически нет проявлений красноморского периода вулканизма (28–15 млн. л. н.) [13], что может быть вызвано некоторым запаздыванием развития опережающих структур Левантинского трансформного разлома относительно начала сдвиговых перемещений по нему в связи с открытием Красноморского рифта.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Сокол Э.В., Новиков И.С., Вапник Е., Шарыгин В.В. Горение газов грязевых вулканов как причина возникновения высокотемпературных пирометаморфических пород формации Хатрурим (район Мертвого моря) // ДАН. 2007. Т. 413. № 6. С. 803–809.
2. Сокол Э.В., Новиков И.С., Затеева С.Н. и др. Пирометаморфические породы спуррит-мервинитовой фации как индикаторы зон разгрузки углеводородов (на примере формации Хатрурим, Израиль) // ДАН. 2008. Т. 240. № 1. С. 1–7.
3. Geological Map of Israel. Scale 1 : 200000 / A. Shen, Y. Bartov, M. Rosensaft, T. Weissbort. Jerusalem: Geological Survey of Israel, 1998. Sheets 1–4.
4. Geological Map of Israel. Scale 1 : 250 000. Northern Sheet / L.Y. Picard, U. Golani; Southern Sheet: Y.K. Bentor, A. Vroman, I. Zak. Jerusalem: Geological Survey of Israel. 1965 (1-st Ed), 1992 (2-nd. Ed.). Sheets 1–2.

5. Geological Map of Jordan. Scale 1:250000 / F. Bender. Geological Survey of the Federation Republic of Germany. Hannover 1968. Sheets Amman, Aqaba Ma'an.
6. *Hirsch F.* Introduction to the Stratigraphy of Israel // Geological Framework of Levant. V. II: Levantine Basin and Israel. Jerusalem: Historical Productions-Hall, 2005. P. 269–274.
7. *Зунан А.* Основы физической географии. Петроград: Типография А. Бенке, 1914. 1090 с.
8. *Котт М.Л., Леонов Ю.Г., Аджамян Ж.* Деформации запада Аравийской плиты как результат сдвиговых перемещений по Левантскому разлому // Геотектоника. 1994. № 3. С. 61–76.
9. Очерки геологии Сирии / Ю.Г. Леонов. М.: Наука, 2000. 204 с.
10. *Ponikarov V.P., Kazmin V.G., Mikhailov I.A. et al.* The Geology of Siria. Explanatory Notes on Geological map of Siria. Scale 1:500000. Part 1. Stratigraphy, igneous rocks and tectonics. M.: Technoexport USSR, 1967. 230 p.
11. *Hirsch F.* The Late Pliocene to Quaternary of Israel // Geological Framework of Levant. V. II: Levantine Basin and Israel. Jerusalem: Historical Productions-Hall, 2005. P. 489–510.
12. *Razvaliyev A.V., Kazmin V.G., Galaktionov A.B.* Volcanism // Geological Framework of Levant. V. I: Cyprus and Syria. Jerusalem: Historical Productions-Hall, 2005. P. 417–462.
13. *Fletscher L., Hirsch F., Hall J.K.* Tectonic Evolution of Israel Introduction // Geological Framework of Levant. V. II: Levantine Basin and Israel. Jerusalem: Historical Productions-Hall, 2005. P. 523–537.

ИГиМ СО РАН, Новосибирск

Поступила в редакцию
09.10.2009

GEOMORPHOLOGY AND NEOTECTONICS OF THE SOUTHERN LEVANT

I.S. NOVIKOV

Summary

Relief of Israel and Jordan is very young one; it was formed in the Late Cenozoic in the result of folding and block movements on the Cr-Pg shelf plain and its erosion dissection. Neotectonic activation of the territory began in the second half of the Late Cretaceous (in the post-Turonian time). Folding preceded block movements. Neotectonic activation of the Levant is but weak reflection of the colossal collision events at the boundary of the Eurasian and African plates.

УДК 551.435.1(470.63)

© 2011 г. А.В. ПАНИН, Е.А. ЕРЕМЕНКО, И.В. КОВДА

ЦИКЛ ЭРОЗИОННОГО РАСЧЛЕНЕНИЯ И ВЫПОЛНЕНИЯ ЭРОЗИОННОЙ СЕТИ НА СЕВЕРО-ВОСТОКЕ СТАВРОПОЛЯ В КОНЦЕ ПЛЕЙСТОЦЕНА (СТ. I. ЛОЖБИННАЯ СЕТЬ)¹

Отклик экзогенных процессов на изменения ландшафтно-климатических условий – традиционная проблема геоморфологии, которой посвящено огромное число работ. Наиболее изучены в этом отношении процессы, связанные с деятельностью текущей воды. Поверхностный сток немедленно реагирует на изменения климата и растительного покрова, вызывая трансформацию морфодинамического типа речных русел, врезание или направленную аккумуляцию в них, углубление или заполнение эрозионной сети. Сопоставление циклов врезания-аккумуляции с динамикой климата привело большинство исследователей к выводу о том, что в теплые эпохи (термохроны) закрепление склонов растительностью и рост водного стока приводят к активизации глубинной эрозии, а в холодные эпохи (криохроны) глубинная эрозия подавляется процессами

¹Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты № 09-05-00340 и № 10-05-00353).