

31. Орлова А.В. Пустыни как функция планетарного развития. М.: Недра, 1978. 160 с.
32. Каттерфельд Г.Н. Лик Земли и его происхождение. М.: Географгиз, 1962. 152 с.
33. Каракин А.В., Мясников В.П., Фадеев В.Е. Качественные особенности движения зон тектонической скученности периферической оболочки Земли в конвективных моделях // Проблемы движений и структурообразования в коре и верхней мантии. М.: Наука, 1985. С. 73–82.
34. Вегенер А. Возникновение материков и океанов. М.: Л.: Госиздат. 1925. 145 с.

Московский государственный университет
Географический факультет

Поступила в редакцию
17.03.95

ON THE ORIGIN OF S-SHAPED PLANETARY MORPHOSTRUCTURES (THE CARIBBEAN ARC)

G.S. ANANYEV

S u m m a r y

The paper discusses special features of geology and geomorphology of one of largest arcuate morphostructures of the Earth. A general position of the Caribbean arc is shown within the whole Pacific-Eurasian belt of compression, types of morphostructures are indicated together with differences in different sectors of the arc; their development was of pulsatory-wavy character since the Mesozoic, the morphostructure acquired its modern appearance in the early Cenozoic. The compression was most pronounced in the northern part of the Caribbean Arc. Reasons are discussed for the arc growth towards east, south and south-west.

УДК 551.24(4)

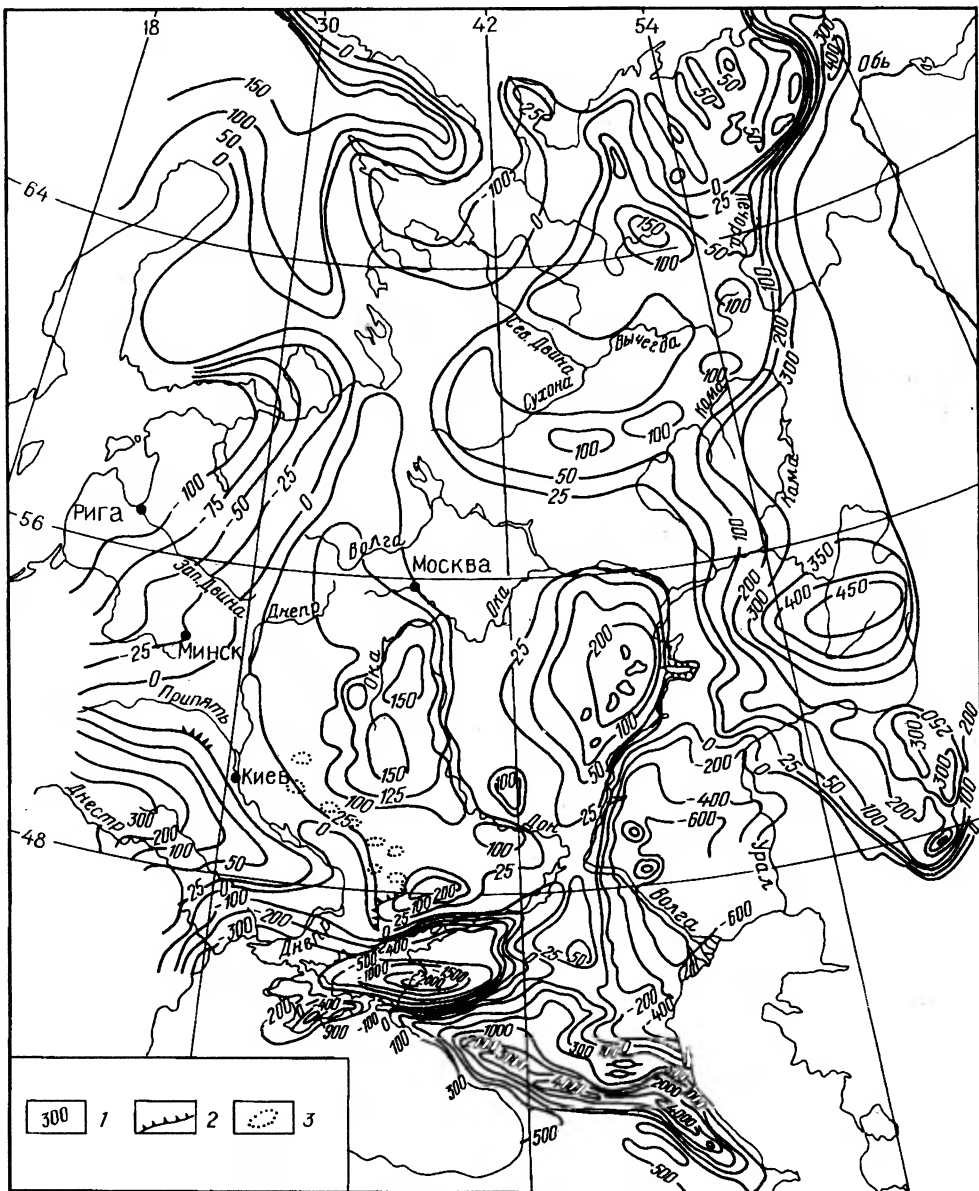
© 1997 г. Д.В. БОРИСЕВИЧ

НЕОТЕКТОНИКА ВОСТОЧНОЙ ЕВРОПЫ

(с учетом колебаний уровня моря в мезозое и кайнозое)

При составлении неотектонических карт в первую очередь необходимо определить точку отсчета, лежащие выше и ниже которой участки рассматриваются соответственно как поднятия и опускания. До недавнего времени, пока Хагом и др. [1] не была составлена кривая колебаний уровня океанов с триаса до настоящего времени, исследователи принимали за ноль современный уровень моря. Одни, например, Бабак [2], составивший неотектоническую карту Крыма, понимали условность полученных при этом величин, и Бабак указывает, что они должны быть уточнены при наличии данных об уровне миоценового моря. Другие, принимая за ноль современный уровень моря, не учитывали этого обстоятельства, что приводило к ошибочным выводам. Так, Бондарчук и др. [3], основываясь на прогрессивном уменьшении после сармата площадей эпиконтинентальных морей, объясняют это общим поднятием значительной части территории Украины примерно на 100 м. Иданс и др. [4], основываясь на глубоком врезе плиоценовых долин, также считают, что с миоцена территория Прибалтики была приподнята на 100 м. Сейчас, когда установлено, что уровень морей и океанов был в олигоцене–миоцене на 100 м выше современного, ясно, что на самом деле имело место не общее поднятие континента (которое, принимая во внимание его изостатическую уравновешенность, вообще невозможно), а понижение уровня океанов, в связи с изъятием воды при образовании ледниковых щитов Антарктиды и Гренландии.

Поэтому при составлении "Неотектонической карты Восточной Европы" за ноль нами принят уровень олигоцен-миоценового моря, который был на 100 м выше совре-



Неотектоническая карта Восточной Европы

1 – изобазы в метрах, 2 – сбросовые уступы, 3 – соляные купола

менного, так как именно с этого времени началось наиболее интенсивное формирование неотектонических элементов рельефа (рисунок).

Амплитуды поднятий и опусканий определялись только по единственному (с нашей точки зрения) достоверному методу выявления неотектонических движений – по изменению высотного положения как выраженных в современном рельефе, так и погребенных мезозойских и палеогеновых поверхностей выравнивания и их аккумулятивных аналогов.

В качестве топографической основы использована "Карта усредненного рельефа Русской равнины" [5].

Для понимания особенностей формирования каждой крупной морфоструктуры недостаточно определить амплитуды создавших ее неотектонических движений. Их характер неоднократно менялся во времени, и в результате этого возникали инверсионные структуры, такие, как Подольское плато или Приволжская антеклиза. Поэтому при описании каждой морфоструктуры рассматривается весь ход ее формирования, которое для некоторых из них началось еще в мезозое и палеогене.

Далее приводится раздельное рассмотрение истории формирования каждой из крупных морфоструктур Восточной Европы.

Украинский щит. Украинский щит по особенностям развития рельефа можно подразделить на три части: Волыно-Подольскую, Приднепровскую и Приазовскую.

В поздней юре – раннем мелу, как это констатируют Савко и Додатко [6] и многие другие исследователи, вся территория Украинского щита была пенепленизирована, и в позднем мелу на ней сформировалась мощная (до 70 м) латеритная кора выветривания. В это время щит представлял собой плоскую возвышенность, с высотами, не превышавшими 100 м, ограниченную с юга Причерноморским прогибом, попеременно то осушавшимся, то заливавшимся морями, протягивавшимся на юг до широты Симферополя, где на южной окраине Крыма существовал приподнятый участок суши. С северо-востока щит граничил с аккумулятивной равниной Днепровско-Донецкой синеклизы, где реки, стекавшие с поднятия, сформировали маломощный (до 40 м) покров аллювиально-озерных отложений.

Как на южном, так и на северо-восточном склонах щита, как указывают Веклич [7] и другие исследователи, существовали многочисленные раннемеловые долины. Они, по данным Веклича, имеют ширину до 4–8 км, незначительную глубину (до 10–15 м), располагаются на абсолютных отметках 120–170 м. Раннемеловой возраст этих долин подтверждается тем, что их аллювий перекрывается верхнемеловыми морскими отложениями. Пыльцевой анализ этих аллювиальных отложений показывает присутствие пыльцы и спор раннемеловых папоротников (*Gleichenia stellata* и др.; *Pinaceae*; *Leiotriletes*, *Stenozonotriletes*), что, как будет показано далее, соответствует пыльцевому составу аллювия раннемеловых долин Урала.

Николаев [8] считает, что после регрессии среднесарматского моря величина поднятия центральной части Украинского щита достигала 200–300 м, а Подольской – до 470 м. На нашей карте, учитывая понижение уровня океана после миоцена, величина поднятий показана на 100 м меньшей. Принимая во внимание, что уровень раннемелового океана превышал современный как минимум на 200–250 м и что раннемеловые долины в центральной части Украинского щита располагаются на отметках 120–170 м над современным уровнем моря, можно констатировать, что центральная часть щита испытала с мезозоя небольшое опускание и современная положительная тектоническая структура центральной части поднятия создана в результате еще большего опускания днища Днепровско-Донецкой синеклизы и Причерноморского прогиба.

Западная (Подольская) часть Украинского щита представляла в раннем мелу продолжение единого раннемелового пенеплена щита; в позднем мелу она опустилась и была затоплена трансгрессией, а в дальнейшем, в связи с образованием Предкарпатского краевого прогиба, прогнулась и заливалась водами тортонского и сарматского морей. После сармата она испытала подъем и сейчас представляет собой наиболее возвышенную инверсионную часть Подольско-Украинского поднятия, превышающую по высоте его центральную часть на 200–300 м.

Восточная – Приазовская часть Украинского щита отделена от Центральной части южным окончанием Днепровско-Донецкого синклинория (Ореховской впадиной). Николаев считает, что дно Ореховской впадины после миоцена было приподнято на величину 50 м; на самом деле она испытала опускание более чем на 50 м. К Приазовскому массиву прилежит Донецкий кряж, и они образуют единое поднятие, увенчанное, по данным Рослого [9], раннемеловой поверхностью выравнивания с сохранившейся на ней мощной латеритной корой выветривания.

Амплитуда этого поднятия достигает 200 м, и, по-видимому, оно заливалось позднемеловым морем лишь частично.

По данным Веклича [7], на юго-западной окраине Приазовского поднятия сформировалась сбросовая Конкско-Ялинская впадина, днище которой, сложенное кристаллическими породами, находится сейчас на 500 м ниже современного уровня моря. Наиболее молодые из отложений впадины – сарматские как на Приазовском массиве, так и в пределах Конкско-Ялинской впадины залегают на одном и том же уровне, свидетельствуя, что сбросовые явления произошли до сармата.

Днепровско-Донецкая впадина. Она располагается между Украинским щитом и Воронежской (Среднерусской) антеклизой и представляет собой синеклизу, приуроченную к Припятско-Донецкому рифейскому и девонскому авлакогену, унаследованно развивающуюся вплоть до нашего времени. В триасе и, после перерыва, в средней юре во впадине отлагались речные и озерные осадки, а в позднеблатское время, в келловее, оксфорде, а также в конце раннего мела – морские.

Отметки подошвы меловых отложений в центральной части впадины достигают –600 м. Так как на Украинском щите и на Воронежской антеклизе меловые отложения встречаются до высоты 150–200 м над уровнем современного моря, общая амплитуда деформаций раннемеловой поверхности составляет около 900 м. По данным Мещерякова [9], кровля эоценовых отложений располагается в прогибе на отметках до –200 м, а на Украинском щите +150 м, свидетельствуя об общей амплитуде движений с эоцена около 400 м. По данным Бондарчука [3], кровля харьковских (олигоценых) отложений лежит на склонах щита на отметках +100 м, а на днище южной части прогиба на отметках менее 50 м, что указывает на незначительное (около 75 м) опускание днища прогиба после миоцена, как это показано на карте. Волков [11] установил существование в днище прогиба небольших поднятий, связанных с ростом соляных куполов, показанных на карте точечным пунктиром (см. рис.).

Воронежская (Среднерусская) антеклиза. Воронежская антеклиза, которую детально ее изучивший Раскатов [12] предлагает называть Среднерусской, в связи с тем что она протягивается далеко на север и совпадает орографически со Среднерусской возвышенностью, обособилась в рельефе еще в доюрское время. В раннем мелу она представляла плоскую, меридионально вытянутую возвышенность, увенчанную раннемеловой поверхностью выравнивания, на которой в позднем мелу сформировалась мощная латеритная кора выветривания. По данным Горелова и др. [13], а также и Раскатова, по обеим сторонам антеклизы, как в Днепровско-Донецкую, так и в Окско-Донскую синеклизы, стекали многочисленные реки, долины которых сохранились донныне в погребенном состоянии, причем самая северная из них начиналась западнее Москвы, протягиваясь оттуда до Рязани и далее, до берега моря.

Современная высота поверхности выравнивания, увенчивающей антеклизу, не превышает 250–270 м и, принимая во внимание, что в мелу уровень моря был не менее чем на 200–250 м выше современного, можно констатировать, что поверхность антеклизы не испытала поднятий и даже была слегка опущена. Современный сводовый облик Среднерусская антеклиза, так же как и Украинский щит, приобрела в результате погружения периферических частей, в сторону как Днепровско-Донецкой, так и Окско-Донской синеклизы.

В Окско-Донской, как и Днепровско-Донецкой синеклизе подошва верхнемеловых отложений залегают на отметках 400–500 м ниже современного уровня моря.

По деформациям меловой и палеогеновой поверхностей Раскатов [12] составил неотектоническую карту Среднерусской антеклизы, которая, с соответствующей поправкой нулевой точки отсчета, использована при составлении нашей карты. На ней видно, что антеклиза представляет собой долготное сводовое поднятие с пологим западным и более крутым восточным крылом. Амплитуда поднятия над окружающими его прогибами составляет 110–120 м. Калачское поднятие Раскатов рассматривает как отдельную морфоструктуру. Но, по-видимому, это лишь южная часть Среднерусской антеклизы, отделенная от нее Кривоборско-Мосаль-

ской палеодолиной, в пределах которой мезозойские отложения полностью размыты.

Окско-Донская синеклиза. Окско-Донская синеклиза, разделяющая Среднерусскую и Приволжскую антеклизы, также является морфоструктурой, унаследованно развивавшейся на протяжении мезозоя и кайнозоя. На севере она частично совпадает с еще более древней структурой – Пачелмским авлакогеном, который она пересекает по диагонали. История развития Окско-Донской синеклизы в основных чертах аналогична развитию Днепровско-Донецкой. Ее прогибание с позднего мела также значительно и достигает 400–500 м. Формирование впадины завершилось аккумуляцией морских и континентальных отложений тортона и сармата, перекрывающих днище синеклизы.

Приволжская антеклиза. В отличие от Украинского щита и Среднерусской антеклизы, Приволжская антеклиза является обращенной структурой, возникшей на месте прогиба, в котором с начала мезозоя и вплоть до палеогена накопилась мощная толща преимущественно морских отложений. С.К. Горелов [13], детально изучивший эту морфоструктуру, установил, что поверхность Приволжской антеклизы образована на востоке кровлей морских отложений верхнесаратовского подъяруса палеоцена, сменяющихся западнее прибрежными песками и галечниками, а еще западнее представлена палеоценовой поверхностью выравнивания, срезающей резкодислоцированные сызранские, верхне- и нижнемеловые отложения. На карте, в соответствии с данными С.К. Горелова, антеклиза показана как асимметричное поднятие с крутым, примыкающим к Волге восточным склоном и пологим западным склоном, обращенным к Окско-Донской синеклизе. Центральная часть Приволжской антеклизы приподнята выше на 50–75 м, чем Среднерусская антеклиза.

Волго-Уральская антеклиза. Николаев [8] считает, что антеклиза состоит из Башкирского и Татарского сводов, разделенных Камско-Бельской депрессией, являющейся зоной прогиба. Уфимские геологи и геоморфологи (Вахрушев [14], Рождественский [15], Яхимович [16]) также рассматривают Бельскую и Юрюзано-Сыльвинскую депрессии как молодые тектонические прогибы, ограниченные Общим Сыртом с юга, Белебеевской и Стерлибашевской возвышенностями с запада и тектоническим уступом западного склона Урала с востока. Урал Николаев и многие другие исследователи считают возрожденными горами, где меридионально ориентированные хребты являются горстами, а разделяющие их депрессии – грабенами, причем амплитуда между поверхностью поднятий и днищами грабенов оценивается в 800–1000 м.

Детальные геоморфологические исследования автора [17] показали, что эти мнения являются ошибочными. На самом деле хребты Урала представляют собой не горсты, а останцовые горы, увенчанные остатками триасовой поверхности выравнивания, возвышающиеся на 300–400 м над основной поверхностью междуречий Урала, являющейся раннемеловым пенепленом, покрытым мощной позднемеловой латеритной корой выветривания. На поверхности раннемелового пенеплена Урала, как и на Украинском щите и Среднерусской антеклизе, сохранились раннемеловые долины. В отличие от Украинского щита на Урале раннемеловые долины не затоплялись морями и являются не погребенными, а выраженными в современном рельефе формами, с сохранившимися на их бортах тремя мезозойскими террасами. Возраст долин достоверно определен как раннемеловой, так как их аллювиальные отложения были каолинизированы во время позднемеловой эпохи латеритного выветривания и содержат схожие с раннемеловыми долинами Украинского щита споры и пыльцу раннемеловых растений (пыльца хвойных типа *Oedemosaccus*, трехлопастная пыльца рода *Grilistrum*, споры рода *Stenozon triletes*). Эти долины унаследованно развиваются вплоть до настоящего времени, и в их днища врезаны более молодые глубокие долины с террасами олигоценового, плиоценового и плейстоценового возраста. Верхняя из террас раннемеловых долин являлась базисом денудации для формирования раннемеловой поверхности выравнивания Урала, и ее

отметки лишь на 20–30 м меньше наиболее высоких частей этой поверхности. На Среднем Урале абсолютные отметки верхней из мезозойских террас изменяются от 380 м в верховьях р. Чусовой до 280 м в ее низовьях, а раннемеловой поверхности выравнивания – соответственно от 420 м в верховьях р. Чусовой до 320 м в ее низовьях. На Южном Урале верхняя из мезозойских террас располагается в верховьях р. Белой на отметке 600 м, а в месте выхода в Предуралье на отметке 460 м; высота раннемеловой поверхности меняется соответственно от 620 до 500 м. В Мугоджарах высота раннемеловой поверхности уменьшается до 400 м. Эти данные свидетельствуют, как это отражено на карте, что Южный Урал, по сравнению со Средним Уралом и Мугоджарами, испытал сводовое, вытянутое в широтном направлении поднятие, с амплитудой около 200 м. Белебеевская, Стерлибашевская возвышенности и Общий Сырт являются не отдельными поднятиями, а опущенными склонами Волго-Уральской антеклизы, отделенными от нее Бельской депрессией. Последнюю мы считаем не тектоническим прогибом, а денудационной формой – полосой палеогеновой поверхности выравнивания, приуроченной к долине р. Белой. Поднятие Мугоджар и Подуральского плато показано в соответствии с неотектонической картой, составленной Проничевой [18], выявившей его по деформациям палеогеновой (эоцен-олигоценовой) поверхности выравнивания.

Припятско-Прибалтийский прогиб. Припятский прогиб в пределах Белоруссии, где его детально изучил Матвеев [19], представляет амфитеатр, открытый на северо-запад. В меловое время, а также в палеогене Припятский прогиб заливался морями, причем мощность палеогеновых отложений в общем невелика и не превышает 100 м. Территория, заливавшаяся палеогеновыми морями, представляет собой, по данным Мещерякова [9], аккумулятивную палеогеновую поверхность, которая севернее, в районе Глусска, переходит в денудационную поверхность того же возраста. Палеогеновая поверхность прогиба исключительно выровнена (только в районе Минска и Новогрудка на ней имеются остатки более древней поверхности) и, по данным Матвеева, постепенно снижается от абсолютных отметок около 100 м на юго-востоке до 50 м на северо-западе (по нашей карте, в связи с изменением точки отсчета, от 0 до –50 м). Далее на север наклоненная на запад палеогеновая поверхность, погребенная мощной толщей четвертичных отложений, протягивается вплоть до Онежского озера, причем в Прибалтике на ней имеются Курземская, Виндземская, Латгальская возвышенности и Карбоновое плато. Николаев [7] считает эти возвышенности неотектоническими поднятиями, но это мнение ошибочно. Иданс и др. [4], а также и Орвику [20] выяснили, что возвышенности связаны с выходами пластов более устойчивых пород, то есть являются денудационными останцами, но не исключали проявления неотектонических процессов, хотя и не приводят в пользу этого мнения каких-либо фактов. Как отмечает Спиридонов [21], проведенные в последние годы буровые работы выявили, что ниже уступов возвышенностей залегают субгоризонтальные слои разных горизонтов девонских отложений, не испытавшие каких-либо деформаций. Это окончательно подтверждает справедливость мнения Мещерякова [8], рассматривавшего их как останцы раннемеловой поверхности, возраст которой подтверждается существованием на Карбонном плато поздне меловой коры выветривания (Горелов и др. [12]). Возраст палеогеновой поверхности доказывается, как считает Исаченко [22], существованием на ней остатков плоских широких долин, аллювий которых представлен перемытой корой выветривания и содержит *Radialagia* и *Textylagia planaegae* Zsáiker, характерные для палеогеновых отложений южной части Русской платформы. Как это отражено на карте, палеогеновая поверхность дна прогиба постепенно понижается к Балтийскому морю, в то время как срезаемые ею пласты силурийских, девонских и карбоновых пород имеют противоположное падение. Это позволяет рассматривать прогиб как инверсионную неотектоническую структуру.

Северные низменности. Между Ветреным Поясом и Валдайской возвышенностью на западе, Тиманским краем на севере и Приволжской возвышенностью на юге располагаются Мещерская и Верхневолжская низменности, отделенные невысокими

Северными Увалами от расположенной севернее Двинско-Мезенской низменности. За исключением сравнительно небольших участков, затоплявшихся позднеюрскими и раннемеловыми морями, вся эта территория, начиная с перми, являлась сушей и в поздней юре – раннем мелу, как констатирует Мещеряков [10], была срезана поверхностью выравнивания, которая соответствует первичному уровню аккумуляции мезозойских бассейнов. Это согласуется с нашими наблюдениями [23], так как, действительно, например, в восточной части этой территории, позднеюрско-раннемеловая поверхность выравнивания Урала прослеживается далее на Верхнекамской возвышенности, а западнее переходит в озерно-дельтовую поверхность того же возраста и далее в поверхность морской равнины, возникшей на месте Кайского залива раннемелового моря.

Калецкая и др. [24] также констатируют широкое распространение на Двинско-Мезенском и Онего-Двинском междуречьях позднеюрской – раннемеловой поверхности выравнивания, которая на границе с Балтийском щитом постепенно переходит в поверхность срезающего его древнего пенеппена. Таким образом, достаточно достоверно устанавливается, что в раннем мелу вся эта территория представляла собой единую равнину, частично денудационную, а местами аккумулятивную, с очень небольшим, в пределах нескольких десятков метров, колебанием высот. Сейчас эта поверхность располагается на высоте, лишь местами превышающей 150 м над уровнем моря. Так как в раннемеловое время уровень моря был на 200–250 м выше современного, это свидетельствует о позднейшем общем опускании этой территории не менее чем на 100 м. По отношению к уровню миоценового моря эта территория, как показано на карте, располагалась на отметках, едва превышающих 50 м. Континенты находятся в изостатическом равновесии, на них могут происходить лишь местные поднятия и опускания. Опускания же огромной северной части Восточно-Европейской платформы можно объяснить лишь тем, что под нагрузкой ледникового щита она в плейстоцене была прогнута и сейчас еще не "всплыла" до прежнего уровня.

Северные Увалы, отделяющие Верхневолжскую низменность от Двинско-Мезенской, представляют пологое инверсионное поднятие, с амплитудой 50–75 м над окружающими его равнинами.

Балтийский щит. Юго-восточная окраина щита представлена Кольским полуостровом, Карельским перешейком, где находится невысокая Западно-Карельская возвышенность, и пониженным участком, на котором располагается Финляндия. В раннем мелу вся эта территория была пенеппенизирована, что доказывается наличием остатков позднемеловой коры выветривания, обнаруженных Сидоренко на Кольском полуострове, и мощной (до 100 м) латеритной коры выветривания в Финляндии, причем обнаружившие ее Сёдерман и Кайонен [25] относят ее образование к апту-альбу. На Кольском полуострове над раннемеловой поверхностью выравнивания возвышаются отдельные горы (Хибины, Ловозерские Тундры, Монче-тундра и др.) относительной высотой до 600–700 м. Николаев [8] считает их молодыми горстовыми горами, но они на самом деле являются останцовыми горами, увенчанными остатками триасовой поверхности выравнивания (Борисевич [26]). Позднемеловая поверхность выравнивания даже на вершине сводового поднятия Кольского полуострова располагается на средних отметках около 200 м, снижаясь на склонах поднятия и в Финляндии до уровня современного моря. Так как в мелу уровень моря был на 200–250 м выше современного, это свидетельствует о последующем изостатическом понижении территории под нагрузкой ледникового щита, еще не компенсированной последующим всплыванием, которое и сейчас происходит со скоростью нескольких мм в год.

Тиманский кряж. На Тиманском кряже, по данным Калецкой и др. [24], широко развита позднемезозойская поверхность выравнивания, расположенная в его центральных частях на высоте 180–200 м над современным уровнем моря. Над ней на Среднем Тимане возвышаются останцы более древней – триасовой поверхности выравнивания, ранее покрытой латеритной корой выветривания, развитой также на

триасовых отложениях восточного склона Тимана. Плоское поднятие Тимана над окружающими низменностями имеет амплитуду, не превышающую 100 м. Средняя высота центральных частей кряжа достигает 200–250 м над современным уровнем моря, свидетельствуя, что его территория была опущена под влиянием ледниковой нагрузки и после таяния льдов еще не наступила полная изостатическая компенсация.

Печорская синеклиза. Печорская синеклиза начала прогибаться давно, о чем говорит мощность приуроченного к ней осадочного чехла (от 2–3 до 6–8 км), охватывающего почти весь разрез фанерозоя. Согласно Спиридонову [21], к востоку от Тимана располагается широкая Ижма-Печорская впадина, устанавливаемая по изменению отметок верхних горизонтов осадочного чехла. Она ограничена с востока Печорской грядой, где на левобережье Средней Печоры на дневную поверхность выведены отложения нижнего карбона и верхнего девона. К востоку от Печорской гряды прослеживаются Денисовский прогиб и далее Колвинский, Верхнеколвинский и Варандейский валы-горсты. В предуральской части к северу от Полюдова кряжа располагается ряд прогибов (Верхнепечорский, Большесынский, Косью-Роговский), разделенные поперечными поднятиями. С северо-запада Косью-Роговский прогиб ограничен сложной палеозойскими и триасовыми породами сложной горст-антиклинальной структурой-грядой Чернышева, вытянутой с юго-запада на северо-восток. В самой северной части прогиба расположены Коротаихинская впадина, Верхнеадзвинская котловина и Хайпудырская депрессия, разделенные горстовыми поднятиями Чернова и Гамбурцева, имеющими северо-западное простирание.

Кавказ. По данным Зоненшайна и Ле-Пишона [27], в ранней и средней юре южная оконечность Восточной Европы представляла собой активную окраину Большекавказского бассейна, протягивавшегося от Крыма до Апшеронского полуострова и ограниченного с юга вулканической дугой Западного и Восточного Понта и Малого Кавказа. В поздней юре весь северный борт Большекавказского бассейна подвергся киммерийской складчатости. Причем в западной части бассейна, прилегающей к Крыму, она была вызвана столкновением с Мизийской плитой, а на Кавказе деформации были связаны с пододвижением коры Большекавказского бассейна под окраину континента.

После киммерийской складчатости начался новый этап растяжения в тылу Малокавказской островной дуги, приведший к возникновению окраинного моря (Паратетиса), достигшего в эоцене 900 км ширины и протягивавшегося более чем на 3000 км. С олигоцена начинается сокращение бассейнов Паратетиса, и в олигоцене его южные части были поглощены надвигающейся Понтической вулканической дугой. В конце миоцена на северном борту окраинного моря возникла зона субдукции, с которой связан плиоцен-четвертичный вулканизм Кавказа. Собственно этап формирования Кавказа как неотектонической структуры начался после завершения надвигово-складчатых движений и возникновения поверхностей выравнивания: миоцен-раннеплиоценовой, приуроченной к западной части Кавказа, и позднеплиоценовой (акчагыл, апшерон, баку) – к восточной. По последующим деформациям этих поверхностей Думитрашко, Милановским и Хаином [28] были установлены амплитуды новейших движений, создавших современную морфоструктуру Кавказа. Западный Кавказ представляет собой свод с амплитудой неотектонических поднятий до 0,5–1 км, причем он отделен от Большого Кавказа Гостовско-Анапской флексурой. Восточный Кавказ приподнят от 4 до 4,5 км. Поднятие в пределах Дагестанского клина разделяется Бежитинским грабеном на орографически выраженные Главный и Боковой хребты. Центральный Кавказ также приподнят до 4–4,5 км и разделяется Архызско-Загеданской грабен-синклиналью на Главный и Передовой хребты. В целом Большой Кавказ представляет собой крупное линейное сводовое поднятие протяженностью около 1300 км с более пологим и широким северным и коротким, крутым южным склоном, обрывающимся к Закавказскому прогибу, отделяющему Большой Кавказ от Малого.

Закавказский межгорный прогиб. Прогиб подразделяется на три части: Рионскую и Куринскую впадины и разделяющее их Сурамское поперечное поднятие. Рионская впадина, представлявшая собой сушу, лишь в мэотисе была вовлечена в погружение, достигающее в западной части 2–3 км. По данным Танрывердиева и Сафарова [29], начиная с сармата и до конца понтического века Куринская впадина была занята Куринским заливом Каспийского моря. Новая трансгрессия в конце первой половины раннего плиоцена перекрыла площади, занятые мэотическими и понтическими отложениями, а ачкагыльская перекрыла всю территорию впадины. Глубина прогибания впадины очень велика и, как показала сверхглубокая Саатлинская скважина, мощность только плейстоценовых и плиоценовых осадков достигает 15 км. На поверхности Сурамского поперечного поднятия (Дзирульского массива), как выяснил Маруашвили [30], имеется мощная (около 100 м) латеритная кора выветривания, свидетельствующая, по его мнению, о позднемезозойском возрасте этой поверхности, которая на Чиатурском плато погребается верхнемеловыми отложениями. Это настолько не вязалось с тогдашними представлениями о тектонике Кавказа, что эти данные полностью игнорировались и, например, Думитрашко и др. [28] считали, что поверхность Сурамского поднятия является абразионной и сформировалась в тортонераннем сармате. Сейчас становится ясным, что Л.И. Маруашвили был прав, и это действительно раннемеловая поверхность, сохранившаяся на приподнятой средней части Дзирульского микроконтинента, присоединенного к южному склону Большого Кавказа и ограниченного с юга Малым Кавказом. Так как микроконтинент сложен герцинидами, то очень вероятно, что он откололся в байосе от окраины Восточной Европы, представленной Скифской платформой, при возникновении Большекавказского бассейна.

Предкавказье, Азово-Кубанский и Терский прогибы, Ергени. В начале поздней юры центральные и западные части Предкавказья, как это выяснил Сафронов [31], представляли сушу, протягивавшуюся на запад вплоть до Донецкого и Воронежского поднятий, срезанную пенеппеном и покрытую латеритной корой выветривания, которая в Западной (Кубанской) части равнины перекрыта континентальными отложениями альба. В альбе началось погружение Манычских прогибов, продолжавшееся в туроне и коньяке, причем в это время в них накопилась толща осадков мощностью до 1 км. При этом западный (Тузлов-Манычский) прогиб расчленил восточную часть суши на Ростовский свод и Донецкий выступ. В палеоцене на месте Манычского и Терского прогибов образовался мелководный прогиб, по которому моря Прикаспия соединились с западными морями вплоть до Польско-Германской впадины.

Для формирования современного облика рельефа этого района особенно важен позднемиоценово-раннеплиоценовый этап, когда возникло меридиональное поднятие Ергеней, разделившее единую впадину на две: Азовско-Кубанскую и Терскую. Прогибание Азовско-Кубанской впадины за неотектонический этап превышает 2 км, а Терской – 4 км. Поднятия Кавказа в плиоцене вызвали дислокации в зоне Терского прогиба и формирование антиклинальных возвышенностей Терского и Сунженского хребтов. В это же время произошло внедрение субвулканических и гипабиссальных тел Пятигорья, причем миоценовые слои (чокрак) около лакколлитов подверглись деформациям. В Предкавказье поднятию Ергеней соответствует меридиональное Ставропольское поднятие с поверхностью, представленной пластами известняков и песчаников сарматского возраста, приподнятой до высоты свыше 600 м.

Крым. На территории Горного Крыма в триасе-лейасе отлагались флишевые осадки таврической серии. В байосе, в связи с субдукцией океанической коры под окраину Скифской плиты, на юг Крыма начала надвигаться вулканическая дуга, свидетельством которой являются лакколлиты (крупнейший из них Аюдаг) и сложный туфолоавовый вулкан Карадаг. Дальнейшее продвижение дуги на север привело к созданию складчатой структуры киммерид Крыма, с крутым, вплоть до вертикального, падением пластов известняков оксфорда-киммериджа, слагающих Главную грядку. Как отмечает Благоволин [32], к северу от этой гряды, по глубокому разлому, причленяется

моноклиналь на фундаменте герцинского возраста, слагающие которую известняки, начиная от тортона-берриаса до эоцена и миоцена, залегают с пологим падением на север, с углами, уменьшающимися от 10–12° у Внутренней куэстовой гряды до 3–5° у Внешней.

По данным Благоволина [33], в раннем мелу на месте Главной гряды сформировалась поверхность выравнивания, которая на северном склоне гряды переходит в поверхность, сложенную породами нижнего мела. Эта поверхность вплоть до миоцена и первой половины плиоцена увенчивала невысокую платообразную возвышенность, и ее современное высотное положение (800–1000 м над у.м.) обусловлено поднятием, произошедшим в конце плиоцена – начале плейстоцена. Характер этого поднятия показан на нашей карте по данным Благоволина [33] и Неотектонической карты Крыма, составленной Бабаком [2].

Заключение. Ю.А. Мещеряков [10] считал, что широтное поднятие как Северных Увалов, так и расположенного южнее пояса, представленного Бугульмино-Белебеевской, Среднерусской и Волыно-Подольской возвышенностями, сформировалось еще в мезозое, а на альпийском этапе возникли меридиональные структуры, в результате чего была создана современная решетчатая система валлообразных деформаций.

На самом деле субмеридиональная и меридиональная ориентация наметилась еще в юрское и меловое время, когда возникли Приволжская, Окско-Донская и Днепровско-Донецкая синеклизы, причем обособление в рельефе Украинского щита и Среднерусской антеклизы было вызвано не их поднятием, а унаследованным прогибанием разделяющих их депрессий.

Современная полоса широтного поднятия, охватывающая Южный Урал, Бугульмино-Белебеевскую возвышенность, Приволжскую, Среднерусскую антеклизы, Украинский щит и Волыно-Подольское плато, возникла под влиянием альпийского цикла тектогенеза. Достоверным свидетельством этого служит то обстоятельство, что Приволжская антеклиза возникла на месте меридионального прогиба, в котором с начала мезозоя и вплоть до палеогена отлагались преимущественно морские осадки, а наиболее приподнятая западная (Подольская) часть Украинского щита образовалась на месте Предкарпатского краевого прогиба, затоплявшегося еще водами тортонского и сарматского морей. Сравнение современного положения позднеюрско-раннемеловой поверхности выравнивания Русской платформы с уровнем мелового океана, который был не менее чем на 250–300 м выше современного, показывает, что на всей этой территории, за исключением сводового поднятия Южного Урала, она располагается сейчас ниже этого уровня.

На северных низменностях как раннемеловая поверхность выравнивания, так и аккумулятивная поверхность морской меловой равнины располагаются сейчас на высоте, лишь местами более 150 м над у.м., что свидетельствует о том, что она опущена не менее чем на 100 м по сравнению с ее первоначальным положением.

На Украинском щите и Среднерусской антеклизе раннемеловые долины наблюдаются на отметках до 170 м над у.м., а раннемеловая поверхность выравнивания – до абсолютных отметок 200–250 м, что также указывает на ее опускание по сравнению с исходным положением в меловое время на 50–70 м. На платформах могут происходить местные поднятия и прогибы, но в целом платформы находятся в изостатическом равновесии. Поэтому причину общего опускания Восточно-Европейской платформы можно объяснить только нагрузкой покрывавших ее ледниковых щитов, причем, как и на Кольском полуострове, это опускание еще не компенсировано последующим изостатическим всплыванием.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Hag B.I., Handerbol I., Vail P.R. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic // Science. 1987. V. 235. № 4793. P. 1156–1166.
2. Бабак В.И. Методика построения палеотектонических карт для изучения истории новейших тектонических движений на примере Крыма // Неотектоника СССР. Рига: Изд-во АН ЛатССР, 1961. С. 71–78.

3. *Бондарчук В.Г., Заморий П.К., Соколовский И.Л.* Новейшие тектонические движения на территории Украинской ССР и Молдавской ССР // Неотектоника СССР. Рига, 1961. С. 139–143.
4. *Иданс А.П., Ковалевский М.И., Спрингис Е.Н.* Неотектонические движения на примере территории Латвии // Неотектонические движения в Прибалтике. Таллин: Изд-во АН ЭССР, 1960. С. 96–105.
5. *Бронгулаев В.Вад., Бронгулаев В.В.* Карта усредненного рельефа Русской равнины // Геоморфология. 1987. № 1. С. 22–29.
6. *Савко А.Д., Додатко А.Д.* Коры выветривания в геологической истории Европейской платформы. Воронеж: Изд-во Воронеж. ун-та, 1991. 230 с.
7. *Веклич М.Ф.* Палеогеография области Украинского щита. Киев: Наук. думка, 1966. 120 с.
8. *Николаев Н.И.* Неотектоника и ее выражение в структуре и рельефе территории СССР. М.: Гостеолтехиздат, 1962. 392 с.
9. *Рослый И.М.* Поверхности выравнивания Донецкой возвышенности // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1968. № 2. С. 23–32.
10. *Мещераков Ю.А.* Структурная геоморфология равнинных стран. М.: Наука, 1965. 390 с.
11. *Волков Н.Г.* Локальные морфоструктуры Днепровско-Донецкой впадины. Киев: Наук. думка, 1977. 154 с.
12. *Раскатов Г.И.* Геоморфология и неотектоника территории Воронежской антеклизы. Воронеж: Изд-во Воронеж. ун-та, 1969. 164 с.
13. *Горелов С.К.* Поверхности выравнивания Волго-Уральской области и Северного Предкавказья как показатели новейшего тектонического формирования платформенных структур // Проблемы поверхностей выравнивания. М.: Наука, 1964. С. 93–107.
14. *Вахрушев Г.В.* Проблемы неотектоники Южного Урала и Предуралья // Геоморфология и новейшая тектоника Волго-Уральской области и Урала. Уфа: 1960. С. 9–23.
15. *Рождественский А.П.* Новейшая тектоника и развитие рельефа южного Приуралья. М.: Наука, 1971. 303 с.
16. *Яхимович В.Л.* К вопросу о возрасте высоких речных террас и поверхностей денудации, развитых в Башкирском Предуралье // Вопросы геол. вост. окраины Русск. платформы и Южного Урала. 1960. Вып. 5. С. 195–201.
17. *Борисевич Д.В.* Геоморфология, мезозойские и кайнозойские отложения и новейшая тектоника Урала. М.: ВИНТИ, 1990. 401 с.
18. *Проничева М.В.* Поверхности выравнивания Подуральского плато и значение их изучения для целей нефтепоисковых работ // Проблемы поверхностей выравнивания. М.: Наука, 1964. С. 209–216.
19. *Матвеев А.В.* История формирования рельефа Белоруссии. Минск: 1990. 144 с.
20. *Орвику К.К.* Основные черты геологического развития Эстонской ССР в антропогеновом периоде // Изв. АН Эстонской ССР. 1955. Т. IV. № 2. С. 233–243.
21. *Спиридонов А.Н.* Геоморфология Европейской части СССР. М.: Изд-во МГУ, 1978. 335 с.
22. *Исаченко В.А.* О дочетвертичных поверхностях выравнивания в бассейне Верхнего Дона // Проблемы поверхностей выравнивания. М.: Наука, 1964. С. 119–124.
23. *Борисевич Д.В.* Основные проблемы геоморфологии Урала в связи с поисками россыпных месторождений полезных ископаемых. М.: 1960. 28 с.
24. Поверхности выравнивания и коры выветривания на территории СССР. М.: Недра, 1974. С. 93–100.
25. *Soderman G., Kejonen A.* The riddlof the tors and Lauhavuori. Western Finland // Fennia, 1983. V. 161. № 1. P. 91–144.
26. *Борисевич Д.В.* Поверхности выравнивания Европы // Изд. ВИНТИ. Итоги науки и техники. Геоморфология. Т. 3. 1973. С. 15–76.
27. *Зоненцийн Л.П., Ле-Пишон К.* Глубоководные впадины Черного и Каспийского морей – остатки мезозойских тыловых бассейнов // История океана Тетис. М.: 1987. С. 74–93.
28. *Думитрашко Н.В., Милановский Е.Е., Хаин В.Е.* Новейшая тектоника Кавказа // Неотектоника СССР. Рига, 1961. С. 237–250.
29. *Танрывердиев Х.К., Сафаров А.С.* Основные эпохи и этапы развития рельефа Куринской впадины в пределах Азербайджана // Геоморфология, 1995. № 1. С. 88–98.
30. *Маруацвили Л.И.* Поверхности выравнивания. Геоморфология Грузии. Тбилиси, 1971. 609 с.
31. *Сафронов Н.И.* Геоморфология Северного Кавказа. Ставрополь, 1969. 217 с.
32. *Благоволин Н.С.* Гетерогенность морфоструктуры Крымско-Кавказской горной страны и роль неотектонических движений в ее формировании // Землеведение. 1976. Новая серия. Т. XI (LI). С. 114–121.
33. *Благоволин Н.С.* Возраст морфоструктуры Горного Крыма // Изв. АН СССР. Сер. географ. 1965. № 2. С. 83–89.

D.V. BORISEVICH

S u m m a r y

A map of neotectonics of Eastern Europe has been compiled; when calculating the surface deformations the difference in the World Ocean level has been taken into account: during the Oligocene and the Miocene it was 100 m above that of today. Amplitudes of uplifts and subsidences were calculated from changes in elevations of the planation surfaces dated to the Mesozoic and Paleogene.

УДК 551.435.749 (5173)

© 1997 г. Д.А. ТИМОФЕЕВ, В.П. ЧИЧАГОВ

АРИДНЫЙ ЦИКЛ В ПУСТЫНЕ ГОБИ

(к 90-летию теории аридного географического цикла)

90 лет тому назад в 1905 г. В.М. Дэвис опубликовал статью "Географический цикл в аридном климате" [1]. Авторы предлагаемой статьи, много лет работавшие в аридных и семиаридных районах Монголии и считающие себя последователями Дэвиса, делают попытку на основе своих монгольских наблюдений оценить истинность и обоснованность (или надуманность) схемы аридного географического (геоморфологического) цикла В.М. Дэвиса. В этом смысл данной статьи, содержание которой складывается из трех частей. 1) Изложение схемы В.М. Дэвиса о стадиях аридного цикла как климатического варианта цикла эрозии. Это изложение дано в основном по статье Дэвиса 1905 г., но использована и более поздняя статья 1930 г. [2]. Обе статьи вошли в избранные труды Дэвиса, изданные у нас в 1962 г. [3]. 2) Краткий очерк геоморфологии монгольской части пустыни Гоби. 3) Критический анализ дедуктивной схемы Дэвиса на основе представлений авторов о строении и истории развития рельефа Гоби. Главная задача авторов статьи – показать на конкретном региональном материале правомочность схемы дэвисовского аридного цикла, предложенной 90 лет тому назад.

Аридный цикл по В.М. Дэвису

Как и нормальный (гумидный) цикл эрозии, аридный цикл начинается с тектонической деформации поверхности и образования первично-тектонического рельефа – гор и прилегающих к ним различно наклоненных и ориентированных равнин. Дэвис рассматривает фазы (стадии) преобразования первично-тектонического рельефа комплексом экзогенных процессов, среди которых в аридных условиях, по его мнению, главную роль играют водная эрозия, аккумуляция и ветер.

На начальной стадии преобладает консеквентный сток, и вновь образующиеся русла пролагают себе путь согласно местным уклонам поверхности. Образуется множество местных базисов эрозии – днищ первичных впадин, к которым привязываются сети центростремительных временных водотоков. Единой системы стока нет.

На стадии юности глубина первично-тектонического расчленения постепенно уменьшается за счет удаления материала временными консеквентными потоками с возвышенностей и отложения наносов во впадинах и на склонах возвышенностей. Во