К. К. Марков

ОСНОВНЫЕ ПРОБЛЕМЫ ГЕОМОРФОЛОГИИ

Очерк теории. 1948

МОСКОВСКИЙ ОРДЕНА ЛЕНИНА
ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ им. М. В. ЛОМОНОСОВА
Научно-исследовательский институт географии

Ленинская библиотека

Проф. К. К. МАРКОВ

ОСНОВНЫЕ ПРОБЛЕМЫ ГЕОМОРФОЛОГИИ

53774

Под редакцией заслуженного деятеля науки
проф. *Я. С. ЭДЕЛЬШТЕЙНА*

ОГИЗ
ГОСУДАРСТВЕННОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО ГЕОГРАФИЧЕСКОЙ ЛИТЕРАТУРЫ
МОСКВА 1948

Институт географических наук АН СССР Библиотека

«Когда и главные величайшие тела мира, планеты и самые неподвижные звезды изменяются, теряются в небе, показываются вновь, то в рассуждении оных, малого нашего шара земного малейшие частицы, т. е. горы (ужасные в глазах наших громады), могут ли от перемен быть свободны?

...По сим основаниям не обинуясь заключать и рассуждать можем о состоянии земной поверхности, о ее фигуре... кои, каковы ныне, не были так от сложения мира, но приняли со временем иной образ. Сие рассмотрение не тщетно и не одним только любопытством увеселять будет мечтательные размышления; но ясно покажет состояние и строение общего нашего дому, где живем и движемся; даст наставление и покажет краткой путь и сведение, где искать избыточествующих в нем сокровищ» (*М. В. Ломоносов. «О слоях земных», 1763*).

ПРЕДИСЛОВИЕ

Тезисы предлагаемой вниманию читателя книги следующие:

1. Геоморфология, как и всякая истинная наука, развивалась в тесной связи с общей эволюцией политических и хозяйственных форм развития народов и стран. Основные этапы мировой истории, как-то: эпоха Возрождения, Французская буржуазная революция, хозяйственное освоение территории США, кризисы и обострения противоречий между капиталистическими странами в конце XIX—начале XX вв., Великая Октябрьская социалистическая революция, — наложили отчетливый отпечаток на формирование геоморфологической науки (см. часть I книги).

2. Рамки геоморфологии искусственно сужены. Геоморфология есть наука не только о малых, но и о больших формах поверхности Земли: формах Земли как целого (планетарная геоморфология), формах материков и океанов как целого, основных формах поверхности отдельных материков и океанов.

Освещение указанных вопросов составляет содержание общей геоморфологии, и оно возможно только на базе вооружения геоморфологии данными астрофизики, геофизики, геохимии и геотектоники.

Развитию этого тезиса посвящена часть II книги.

3. Основной метод геоморфологии должен состоять в изучении *геоморфологических уровней*. Изучение геоморфологических уровней представляет собой путь к исследованию взаимодействия эндогенных и экзогенных сил, создающих формы поверхности Земли, что составляет основное содержание геоморфологической науки. В книге определяется понятие «геоморфологический уровень» и характеризуются четыре главных геоморфологических уровня (см. часть III книги).

4. Формы поверхности Земли познаются только в их развитии. Изучение развития рельефа поверхности Земли требует уточнения таких понятий, как возраст рельефа и разви-

тие рельефа, уточнения методов изучения возраста рельефа, а также изучения самих закономерностей развития рельефа Земли (см. часть IV книги).

5. Разработка теоретических основ современной геоморфологии должна существенно способствовать разрешению крупнейших народнохозяйственных задач, как-то: изучение сырьевой базы тяжелой промышленности, изучение энергетических ресурсов, рационализация методов сохранения наших земельных фондов, картографирование территории Советского Союза (см. часть V книги).

6. Обе господствующие зарубежные геоморфологические концепции — В. М. Девиса и В. Пенка — не отвечают уровню задач, стоящих перед современной геоморфологией. Советские исследования накопили достаточный материал для создания такой концепции. Соображения автора по этому вопросу излагаются в VI, заключительной, части книги.

Таковы главные положения настоящей работы. Она, следовательно, составлена не в плане сводки, а в плане исследования. Читатель найдет в ней только освещение вопросов, составляющих содержание *основных проблем геоморфологии,* как их понимает автор. Весь материал подчинен указанной идее, так же как и библиографические данные. При просмотре последних читатель еще раз убедится в огромном вкладе в теоретическую геоморфологию советских ученых.

Книга, посвященная проблемам геоморфологии, выходит впервые и несомненно вызовет ряд замечаний. Автор будет рад получить критические указания и отзывы по адресу: Москва, 9, Моховая, 11, Московский ордена Ленина Государственный университет им. М. В. Ломоносова, Научно-исследовательский институт географии.

Автор выражает глубокую благодарность заслуженному деятелю науки проф. Я. С. Эдельштейну, взявшему на себя труд просмотреть рукопись книги и давшему весьма ценные указания, проф. Н. И. Николаеву также за весьма ценные указания и В. С. Волынской за редактирование книги.

Москва, февраль 1947 г.

Часть I. ВВОДНЫЕ ЗАМЕЧАНИЯ

Глава I. ВВЕДЕНИЕ

В основу этой книги положено содержание лекций, прочитанных мною весной 1945 г. и осенью 1946 г. студентам и аспирантам Географического факультета Московского ордена Ленина Государственного университета им. М. В. Ломоносова.

Я предполагаю кратко остановиться на основных вопросах геоморфологии и насущных ее теоретических и методологических задачах.

Существуют мотивы, которые, на мой взгляд, настоятельно требуют такой постановки вопроса. И прежде всего этого требует успех будущей работы молодых геоморфологов нашей страны.

Когда я приступал к своим лекциям, только что была напечатана предсмертная, как вскоре оказалось, статья академика В. И. Вернадского. В этой статье творец отвлеченных теоретических концепций — В. И. Вернадский — рассказал, как великие потрясения, пережитые нашей Родиной, изменяли его научное миросозерцание, направление его научной работы. Первая мировая война и вызванный ею острый недостаток минерального сырья, необходимого для военного производства, привлекли В. И. Вернадского к разрешению этой острейшей практической задачи. Им была образована и возглавлялась Комиссия по изучению естественных производительных сил России при Академии наук.

Мы также должны задать вопрос, что может дать геоморфология нашей родине действительно ценного в теоретическом и практическом отношениях.

Из первого вопроса вытекает второй: что же дала геоморфология во время Великой Отечественной войны?

С одной стороны, мы знаем, что геоморфология в системе наук геологических во время Великой Отечественной войны достигла важных для народного хозяйства результатов, особенно на Урале, благодаря исследованиям, широко организованным проф. Я. С. Эдельштейном, а также во многих других местах.

С другой стороны, геоморфология, как наука географическая, за время войны стала даже терять почву под ногами; это нашло попытку теоретического выражения: геоморфология оказалась исключенной из числа *ведущих* географических дисциплин. Да и на географических факультетах в некоторых вузах, известных ранее, главным образом, своим геоморфологическим направлением, приходилось порой доказывать необходимость развития этой науки. Эти колебания должны были вызвать тревогу среди геоморфологов географического толка, и это второй мотив, который требует от нас внимания к положению геоморфологии.

Посмотрим, как развивалась геоморфология в Советском Союзе за продолжительный довоенный период, т. е. почти за четверть века. Мы можем констатировать бурное развитие этой отрасли знания, почти захлестнувшей собой физическую географию; множество статей по разным, более или менее частным, вопросам заполняло страницы наших научных географических журналов; возникло множество оттенков во взглядах. И в то же время — малочисленность крупных общетеоретических и систематических работ, за исключением известных учебников Я. С. Эдельштейна и И. С. Щукина, имеющих и большое общее культурное значение. За четверть века, в сущности, делалось мало попыток разностороннего анализа сути нашей науки, ее общетеоретического значения. Положение геоморфологии у нас менее четкое, чем положение близкой к ней дисциплины — четвертичной геологии (или, я бы сказал, палеогеографии четвертичного периода).

Таков третий мотив, который вынуждает нас заняться этой проблемой. Мы имеем перед глазами прекрасные образцы в смежной с нашей научной дисциплине — в геологии и можем взять лозунгом слова великого Ломоносова, поставленные эпиграфом к книге.

К сказанному выше хотелось бы прибавить еще следующее замечание. Ближайшие годы ознаменуются большим недостатком в географах-исследователях и, по моему глубокому убеждению, в исследователях-геоморфологах. В обстановке научной работы ближайших лет даже начинающим исследователям придется разрешать самостоятельно крупные научные задачи. А решать их — значит их понимать. Теперь, и именно в Советском Союзе, более чем когда-либо и более чем где-либо, применимы слова Девиса: «старый совет юным студентам — иди и *думай*».

Содержание геоморфологии. Что хотим мы сказать, называя эту книгу «Основные проблемы геоморфологии»? Что понимать под наукой *геоморфологией* и в чем заключается *основные проблемы* этой науки?

Характеристику геоморфологии как науки можно найти в трудах крупнейших геоморфологов как советских, так и за-

рубежных. Я. С. Эдельштейн пишет по этому поводу: «Геоморфологией называется наука, занимающаяся изучением и описанием форм земной поверхности. Под ней обычно разумеют учение о формах поверхности суши в широком смысле этого слова, включая острова, внутриконтинентальные водные бассейны (моря-озера и озера), а также береговые зоны океанов и морей» (1938, стр. 9).

По определению И. С. Щукина, «под общей геоморфологией... подразумевается учение о формах земной поверхности вообще, не приуроченных к какому-либо определенному участку» (1934, стр. 11).

Крупнейший зарубежный геоморфолог Альбрехт Пенк считал, что геоморфология — учение о «возникновении», «прошлой истории» и «происхождении форм земной поверхности», или, еще проще, — «учение о происхождении форм земной поверхности». А. Геттнер понимает под нашей наукой «учение о поверхности твердой земной коры», А. Филиппсон — «учение о твердой земной поверхности». Наконец, Девис писал, что геоморфология — это объяснительное описание форм земной поверхности, автор же новейшей [1] (1943) американской «геоморфологии» Норман Е. А. Хайндс определяет геоморфологию как «анализ свойств и эволюции современного рельефа Земли и ландшафтов».

Из приведенных выше шести определений содержания геоморфологии можно вывести заключение, что она понимается довольно идентично—как наука, изучающая формы земной поверхности, включая, конечно, их происхождение.

В ряде определений геоморфология понимается, однако, более узко. Поле ее деятельности ограничивается сушей, материками. Мы вправе усомниться в законности подобного определения. Черта, отделяющая материки и океаны, не связана с образованием форм поверхности твердой оболочки или связана с их образованием только частично. Генетически «суша» продолжается под уровень океана, в область шельфа, а вероятно, и глубже, как мы увидим в дальнейшем. Таким образом, ограничивать рамки геоморфологии материками (в географическом смысле этого слова) — искусственно. Подобное ограничение нас удовлетворить не может.

Критическое отношение к установившемуся пониманию геоморфологии следует, однако, углубить. Я имею в виду *фактическое* понимание содержания геоморфологии, которое выражается в содержании соответствующих сочинений, а не в общем определении задач этой науки.

Если мы откроем крупные сочинения по геоморфологии, то увидим, что авторы ограничиваются изучением определенной группы форм земной поверхности, а не всей совокупности

[1] По году издания, но не по духу.

этих форм. Это справедливо и по отношению к тем авторам, которые понимают содержание геоморфологии наиболее широко. Так, например, А. Пенк, в своей «Морфологии земной поверхности», сообщает ряд сведений (хотя и очень кратких) о форме Земли. В. Девис, напротив, ограничивается анализом частных форм земной поверхности. Справедливость требует сказать, что в советской литературе подчеркивали значение «больших форм» в географии и геоморфологии М. А. Боголепов, а затем А. А. Григорьев и А. Н. Мазарович.

Малые формы рельефа, которые чаще других привлекали и привлекают внимание ученых-геоморфологов, я назову условно формами рельефа второго порядка.

Очевидно, что это определение нуждается в разъяснении.

Геоморфология, понимаемая как наука о развитии форм земной поверхности, должна изучать различные категории форм земного рельефа.

1. Форму Земли как целого — *планетарная геоморфология.*

2. Основные неровности материков и океанов, которые возникают под влиянием взаимодействия двух *главных* сил: эндогенных (горообразовательных) и экзогенных — *общая геоморфология.*

3. Формы поверхности Земли, отражающие, главным образом, разнообразие экзогенных процессов — эрозия и аккумуляция, речная и ледниковая, морская абразия и аккумуляция, деятельность ветра и т. д. — *частная геоморфология.*

Вспомним старое деление форм земной поверхности на три категории — макро-, мезо- и микрорельеф. Правильнее всего было бы применять эти названия к указанным выше трем категориям форм рельефа.

В первом разделе нас должны интересовать формы Земли как сфероида и геоида; во втором разделе — основные черты горизонтального расчленения земной поверхности — материковые и океанические области и, как мы увидим дальше, платформенные и геосинклинальные области внутри материков и океанов. Здесь нам придется коснуться основных вопросов геотектоники, как-то: расширения и сжатия Земли, горизонтального движения участков литосферы, особенностей гипсографической кривой и т. д. И, наконец, третий раздел геоморфологии — анализ тех частных особенностей форм земной поверхности, которые создаются различием экзогенных сил, их географической (климатической) спецификой.

Существует ли различие между изложенным мной пониманием содержания геоморфологии и содержанием существующих сводок и руководств?

Легко убедиться, что подобное различие существует. Для этого достаточно ознакомиться с оглавлением изданных сводок и руководств. Различие заключается в том, что первые два раздела геоморфологии не трактуются вовсе или трактуют-

ся весьма схематично и неполно. Излагается же, главным образом, частная геоморфология, как мы ее определили выше.

На установившемся до последнего времени ограничении рамок геоморфологии отразились объективные причины. Понимание основных форм поверхности Земли опирается на данные астрономии, сейсмологии, гравиметрии, геохимии, геотектоники. Геоморфология «больших форм» может развиваться только параллельно развитию указанных выше наук. Поэтому-то за последние годы и возникла возможность расширения рамок геоморфологии.

Первые попытки в этом отношении появились и в советской географической и геологической литературе. В качестве примеров можно указать на книгу В. А. Варсанофьевой (см. список литературы), на выступления А. В. Хабакова и В. Г. Бондарчука (формы поверхности Земли в связи с изменением скорости ее вращения) и Д. Г. Панова (космические влияния на поверхность Земли).

Однако в области собственно геоморфологии едва ли сделаны в этом направлении даже первые шаги. Если и есть отдельные попытки, то они носят еще довольно беспомощный характер. Чтобы не быть голословным, я укажу на одну из последних книг по геоморфологии американца Энгельна (1942). Он также упоминает «особенность рельефа первого порядка» и даже ссылается на Салисбери, вводившего это понятие еще в 1919 г. Однако далее нескольких общих замечаний Энгельн не идет (антиподальное расположение материков и океанов, сужение материков к югу, старая тетраэдральная гипотеза Грина и т. д.). Так же бегло касается указанных проблем новейшая (1943) американская геоморфология Хайндса.

После изложенных выше замечаний читателю станет ясным, что я называю основными проблемами геоморфологии. Книга, имеющая указанный заголовок, должна была бы заключать в себе три раздела, которые я назвал: 1) планетарной геоморфологией, 2) общей геоморфологией и 3) частной геоморфологией.

Наименее разработанными являются первые два раздела геоморфологии. Им посвящены несколько глав в части II настоящей книги. Эти вопросы входят в понятие «основных проблем геоморфологии» и потому, что трактуют общие закономерности образования земного рельефа, и потому, что они пока почти выпадают из поля зрения геоморфологии.

Но настоящая книга не может ограничиться рассмотрением больших форм как единственным критерием, определяющим ее содержание. Ведь дальше необходимо охарактеризовать и те главнейшие экзогенные процессы — морскую абразию и речную эрозию, которые формируют рельеф «сверху». Этим процессам посвящена часть III. В ней форму-

лируется новое понятие о геоморфологических уровнях, позволяющее нам изучать взаимодействие основных геоморфологических процессов — эндогенных и экзогенных.

Затем возникает вопрос о принципах изучения эволюции рельефа. Вопрос этот сложный и распадается на ряд тем, как-то: методы фиксации поверхности древнего рельефа, методы определения возраста рельефа, анализ отдельных характерных примеров, критическое рассмотрение идеи о перманентности материков и океанов, общее направление эволюции рельефа Земли. Совокупность этих тем входит в состав части IV — Развитие рельефа.

Изучение предыдущих вопросов сталкивает нас с задачей прикладного значения основных теоретических проблем геоморфологии. Некоторые соображения в связи с этим излагаются в части V.

Заключительные страницы книги посвящены критическому анализу и оценке теоретических воззрений В. Девиса и В. Пенка. В русской литературе это делается впервые.

Наконец, излагаются некоторые общие соображения автора. Эти страницы составляют последнюю — VI — часть книги.

Прибавляю, что эта книга рассчитана на внимание географов. Отсюда вытекает, что анализ развития форм Земли направлен к тому, чтобы объяснить образование *современного* рельефа Земли.

География изучает современные ландшафты Земли, геоморфология же изучает один из компонентов географического ландшафта — рельеф земной поверхности.

Существует и другая — геологическая — трактовка задач геоморфологии. Но мы в дальнейшем изложении будем иметь в виду задачи географической науки. Различие путей геоморфологии определяет различия целеустремленности географии и геологии. География изучает современный вид земной поверхности, геология — наука о прошлом Земли, ее истории.

Мы можем повторить слова В. Девиса: «Весьма существенно, что изложение прежде протекавших процессов делается таким образом, что внимание слушателя направляется на современные формы поверхности более, чем на преобразования, испытанные ими в ходе времени... Когда приводят различные факты, поясняющие геологическое строение, эрозионные процессы и формы поверхности в их исторической последовательности, — получают геологическое описание; те же факты, изложенные как средство к лучшему пониманию современного ландшафта, приводят к подлинному географическому описанию...» [1].

---

[1] W. Davis. Die erklârende Beschreibung der Landformen. Изд. 2-е, предисловие, стр. VII, 1924.

Мы увидим впоследствии, как усилия к пониманию современного «лика Земли» за рубежом одновременно предприняты были двумя современниками, крупными представителями геологической и географической наук — Э. Зюссом и В. Девисом; как в возникшем между ними споре победителем оказался владевший географическим методом В. Девис. Однако геологические данные и гипотезы, понимаемые в самом широком смысле — завоевания геотектоники, геофизики, геохимии, должны лежать в основе геоморфологических представлений. На этих данных и на этих гипотезах основаны, главным образом, глава V и несколько следующих глав настоящей книги. В главах II и III будет указано, как много дали отдельные геологические школы для создания геоморфологической науки. Это особенно относится к русским геологам и к старой американской геологической школе Поуэля—Джильберта.

Среди крупнейших создателей русской дореволюционной геоморфологии, анализу творчества которых посвящена глава III, одни (Мушкетов, Карпинский, Никитин, Павлов) были геологами, другие (Семенов-Тян-Шанский, Докучаев, Кропоткин) — географами.

Итак, содружество географической и геологической наук обеспечивает успехи геоморфологии. Целеустремленность же её может быть различной.

Глава II. РАЗВИТИЕ ГЕОМОРФОЛОГИИ ЗА РУБЕЖОМ[1]

История геоморфологии в зарубежной литературе. На протяжении последних лет неоднократно в различных наших научных журналах появлялись обзоры состояния геоморфологии за рубежом.

Это избавляет меня от необходимости касаться множества сравнительно частных вопросов и значительно облегчает мою задачу. Я остановлюсь только на поучительной общей тенденции развития зарубежной геоморфологии: ее подъеме и ее упадке.

Геоморфология начала окончательно складываться за рубежом в середине прошлого столетия. Термин «морфология земной поверхности» встречается впервые в учебнике геогнозии Карла Фридриха Науманна, выходившем в свет в Лейпциге в 1850 — 1854 гг. Смысл и значение понимания генезиса форм земной поверхности для изучения земной коры был указан еще ранее — в 1802 г., когда появилось сочинение Струве, озаглавленное следующим образом: «Опыт физиогномии Земли, или искусство заключать по поверхности Земли о

[1] Впервые напечатано в Известиях Географического общества Союза ССР, 1946 г., № 2. Здесь печатается с изменениями.

ее внутреннем строении». Мы видим, что задача поставлена так, как она была выражена 120 лет спустя в «Морфологическом анализе» В. Пенка.

В середине прошлого века геоморфология вступила было на генетический путь своего развития, обеспеченный ей в то время тесным соприкосновением с геологией. В известных тектонических воззрениях Эли де Бомона (1852) морфологический метод играет существенную роль, рельеф представляется созданием тектонических процессов. «Разломы, образовавшиеся во внешней коре земного шара, определяли поднятие и дислокацию слоев, слагающих эту кору; гребни разбитых и изогнутых слоев образуют гребни неровностей поверхности земного шара, которые мы назовем горными хребтами», — пишет Эли де Бомон.

В таких чертах рисуют рождение геоморфологии существующие обзоры. Но я вынужден оговориться: шаг за шагом излагать историю геоморфологии здесь невозможно. Это весьма кропотливая задача, так как книги по истории геоморфологии, подобной, скажем, известной французской монографии по истории геологии Делоне («La science geologique»), не имеется. В лучшем случае можно найти (как, например, в «Геоморфологии» Мауля) хронологический перечень геоморфологических работ с краткой характеристикой последних. Нет анализа материальных причин, под влиянием которых складывалась эта дисциплина.

Поэтому, не задаваясь целью излагать здесь историю геоморфологии, для чего я не располагаю ни местом, ни временем, я позволю себе высказать несколько предположений, могущих объяснить нам некоторые главные пути ее в прошлом и настоящем. Будем иметь в виду геоморфологию в США, во Франции, в Германии.

Геоморфология в США. В США геоморфология развивалась на первых порах под влиянием, главным образом, необходимости хозяйственного освоения «неизведанных» западных пространств страны. Напомним, что вплоть до 70-х годов прошлого столетия промышленное развитие США отставало от промышленного развития передовых европейских стран. США представляли собой в ту пору еще преимущественно аграрную страну. В 1879 г. была учреждена научно-исследовательская организация, которая должна была принять на себя основные функции по изучению богатейших пространств преимущественно на западе страны. Этой организацией явилась Геологическая служба США. Последняя занялась далеко не одной только геологией. Со времени своего учреждения и вплоть до настоящего времени направление работ Геологической службы США — комплексное. Уже из первых годовых отчетов ее директора и корифея американской геоморфологической науки Поуэля мы узнаем, что в

этот комплекс входили, наравне с геологией, планомерная топографическая съемка, изучение водных ресурсов и даже лесных богатств США. В составе Геологической службы США имелись геологи, топографы и географы. Такой же характер сохранила работа Геологической службы США и на протяжении всего длительного периода своего развития вплоть до настоящего времени. Геологическая служба США содержит отделы геологии, топографии, водных ресурсов и общественных земель (Чернобаев).

Для геоморфологии подобное сочетание отдельных дисциплин создавало, можно сказать, благоприятные условия развития. И мы видим, что уже первые монографии, изданные Геологической службой США и даже ранее, были именно геоморфологические монографии. Таковы сочинения Поуэля о бассейне р. Колорадо (1875), Джильберта — о геоморфологии гор Генри (1877) и истории оз. Бонневиль (1890).

Следует упомянуть еще два обстоятельства, объясняющие нам, почему геоморфология делала в США первоначально столь большие успехи.

Во-первых, это сами природные особенности Запада США: пустынные, почти лишенные растительного покрова ландшафты. Под редким растительным покровом прекрасно вырисовывается геологическое строение, которое во всех деталях можно читать в глубоких эрозионных врезах р. Колорадо и ее притоков; сравнительная (с Альпами) простота геологических структур и, вследствие этого, — простота их отражения в рельефе.

В своей речи, произнесенной в Берлинском университете 4 ноября 1908 г., Вильям Моррис Девис говорил:

«Там, где нагорья, высокие пространства и равнины оставались еще сорок лет назад почти неизвестными, геологи, даже сами того не желая, становились географами, так как обнаженная поверхность подчеркивает отношение структуры к форме, являющейся внешним выражением первой, и к эрозионным процессам, при помощи которых они (формы) образовались».

«В этой своеобразной стране Поуэль в 1870 г. предпринял свое смелое путешествие по каньону р. Колорадо. Поуэль был истинно американским геологом своего времени, так как первоначальные познания были в научном отношении очень ограничены и он совершенствовал свое дальнейшее образование собственными исследованиями нашего неизведанного Запада».

Таковы замечательные природные особенности американского Запада, столь благоприятные для развития геоморфологических методов и геоморфологических знаний.

Другая причина, можно думать, заключалась в потребности быстрого хозяйственного освоения Запада. И вот, в качестве метода, ускорившего общий темп геологической съемки, выдвигается геоморфологический метод: в голой степи по формам рельефа легко читать геологическое строение.

И геоморфологический метод становится спутником геологических методов исследования в Геологической службе США.

Таким образом, с полной ясностью вырисовываются те материальные и природные причины, которые создали особый стиль американской геоморфологии XIX века — ее трехчленную формулу: «структура, процесс, стадия», ее наклонность к обобщениям, ее генетическое направление. Американскому геоморфологу — предшественнику Девиса — некогда было заниматься кропотливой морфографической работой. Ему приходилось торопиться, и ему надобно было по формам рельефа читать геологическое строение, т. е. объяснять. Так родилось «объяснительное описание рельефа» — метод Девиса.

Геоморфология в странах Центральной Европы. Совсем иные условия направляли развитие геоморфологии на континенте Европы. Прежде всего необходимо отметить, что некоторые дисциплины, смежные с геоморфологией и определяющие ее развитие, достигли в Европе высокого уровня еще за несколько столетий до того, как они стали развиваться в Америке. Если возраст геоморфологии в США определен в 70 лет, то в Европе он превышает 300 лет.

Геоморфология на Западе родилась из недр гидротехники, начатки которой относятся к Средним векам, до эпохи Возрождения, а пышный расцвет — ко второй половине Средних веков, начиная с эпохи Возрождения. Гидротехника послужила базой для развития учения об эрозионных процессах. В эту эпоху главной машиной был водяной двигатель. Водяные машины были распространены еще до начала нашей эры и развились, в свою очередь, из водоподъемных машин, игравших большую роль в оросительных системах древности, возникших в долинах великих рек. Все возраставшее, в течение Средних веков, использование водяной силы рек оказало огромное влияние на развитие теории — породило гидротехнику и связанные с нею науки. Сюда следует отнести исследования по гидравлике великих ученых эпохи Возрождения и среди них Галилея (1564 — 1642). Создается понятие о профиле равновесия реки, которое лежит в основании всей «эрозионной» геоморфологии. Именно Галилей свыше трехсот лет тому назад дал определение профиля равновесия реки как кривой, обеспечивающей соответствие между «силой и сопротивлением» в работе реки. Этого определения придерживается и современная геоморфология.

В это время, и позднее, главнейшее внимание привлекали альпийские реки и соответственно этому наиболее энергично шло изучение эрозионных процессов в тех европейских странах, которые географически группировались вокруг Альп, т. е. в Германии, Франции, Австрии и Италии.

Не меньшее значение, по тем же причинам, что изучение рек, должно было приобрести изучение ледников, питающих

альпийские реки и определяющих изменение их режима. И, в действительности, мы видим, как уже в конце XVIII в. (Соссюр, 1779 — 1796) в Альпах развивается наука о ледниках — гляциология.

Вместе с тем Европа — страна старых топографических съемок. Территория Европы имела сносные топографические карты уже в те годы, когда топографические съемки в США еще только развертывались. Таковы были: французская карта м. 1 : 800 000, начатая съемкой в 1818 г. и законченная выпуском в 1882 г., шведская карта м. 1 : 100 000 (1836—1865), карта Великобритании м. 1 : 63 360 (1791—1870) и т. д. (см. Салищев).

Методическое развертывание топографических съемок исподволь подготовило материал для морфометрической их обработки, для развития морфометрии как отрасли знания, занимающей промежуточное положение между геоморфологией и науками геодезическими. И вот мы видим, что крупные геоморфологические сочинения обобщающего характера, появляющиеся на Западе преимущественно в десятилетие между 1885 и 1895 гг., имеют в довольно существенной своей части морфометрический характер. Таково содержание всего второго тома «Морфологии земной поверхности» Альбрехта Пенка, вышедшей в свет в 1894 г. Это направление, как мы видели, было совершенно чуждо генетической американской геоморфологии последней четверти прошлого столетия.

Мы отметили большой размах топографических работ в Европе на протяжении всего XIX столетия. Главным стимулом развития этих работ были военные соображения. Поэтому в континентальных странах Европы, развивавшихся в обстановке постоянных военных конфликтов, топография тесно срослась с военной наукой и культивировалась военными ведомствами. Вместе с тем и геоморфология сравнительно близко соприкасалась с военной наукой. Совсем иной была ситуация в США, изолированных с обеих сторон обширными океанами. В США, как мы уже видели, топографические работы стимулировались не соображениями военной угрозы, а необходимостью хозяйственного освоения новых земель.

Геоморфология во Франции. Нигде геоморфология не стояла так близко к военным учреждениям, как во Франции; именно геоморфология, т. е. наука генетическая, а не только топография — наука полезная в войне в самом прямом смысле слова. Это любопытный местный штрих в развитии геоморфологии, о котором нельзя не сказать несколько слов.

Во Франции, благодаря Великой французской революции, на рубеже XVIII и XIX столетий создана была народная армия. Военная каста была разрушена. Над созданием этой армии трудились и военные и гражданские деятели. Участие

крупных ученых в разработке различных отраслей военной науки во Франции характерно для упомянутой эпохи. Эта плодотворная традиция отчасти сохранилась и в дальнейшем, в области наук военно-географических. Во Франции вышло в свет два крупных геоморфологических сочинения, принадлежащих перу военных географов (военных топографов-геоморфологов), генералов французской армии, возглавлявших военно-географическую службу Франции. Это «Формы поверхности» де-ля-Ноэ (и Эмм. Маржери) (1888) и «Топология» Берто (1909—1910). Обе эти книги представляют собой сочинения по генетической геоморфологии.

Таковы были благоприятные последствия совместной научной работы гражданских и военных специалистов Франции. Отзвуки ее мы находим в том внимании, которое уделяется топографии в «Физической географии» Мартонна.

Таким образом, и в Западной Европе к концу прошлого столетия достигли наиболее высокого уровня развития те отрасли геоморфологии, в которых было заинтересовано народно-хозяйственное и военное развитие стран Европы (морфометрическое, эрозионное, гляциальное направления).

Замечательно, что умение читать по формам земной поверхности особенности геологических структур не получило в Европе того развития, как в США. В сочинениях А. Пенка, даже в его альпийской монографии 1909 г., обходится молчанием морфологическое значение движений земной коры. Думается, что главной причиной этого «небрежения» является исключительная сложность альпийских структур, «патологический» характер европейской тектоники, как выразился Бубнов.

Эти структуры, как известно, объясняют горизонтальными движениями — шарьяжами, а такие движения улавливаются гораздо труднее, на основании геоморфологических признаков, чем вертикальные перемещения земной коры.

Упадок геоморфологии во второй четверти нашего столетия за рубежом. Наиболее высокого уровня развития достигла геоморфология за рубежом в последней четверти прошлого столетия.

Этот период дал науке ряд крупных, принципиального значения, региональных работ и ряд сводок — «библий» геоморфологии. Среди них, несомненно, наибольшее значение имеет «Морфология земной поверхности» А. Пенка — собственно говоря, первый ее том, посвященный генетической геоморфологии.

Успехи геоморфологии связаны были с успехами геологии; из них достаточно упомянуть знаменитое сочинение Э. Зюсса «Лик Земли», первый том которого вышел в свет в 1888 году.

Наконец, в те же годы появляются и первые статьи Девиса. Учение Девиса имело вначале плодотворное влияние на

развитие геоморфологии. После Девиса еще только один раз сделано было усилие сказать новое слово в геоморфологии. Эта попытка принадлежит сыну А. Пенка — В. Пенку.

Работы В. Пенка вышли в свет в двадцатых годах. Вокруг них создалась обширная литература. Но с тех пор прошло уже двадцать пять лет.

Вышедшие перед самой войной и во время войны многочисленные «геоморфологии» различных авторов — американцев Лобека, Энгельна, Хайндса, англичан Вульдриджа и Моргана, новозеландца Коттона, немца Мауля и ряда других, оставляют, в общем, унылое впечатление.

Нельзя не отказать ни одному из указанных авторов в эрудиции и знании материала, но новых идей нет. Имеются ортодоксы, повторяющие (с некоторыми только «усовершенствованиями») Девиса. Остальные — просто компиляторы, выразители «реферативно-критического направления», как, к сожалению, без всяких признаков иронии, назвал это «направление» Мауль.

Точно такое же впечатление оставляет и специальный том, излагающий результаты дискуссии по проблемам геоморфологии, опубликованной перед войной американской ассоциацией географов. На страницах этого тома развертываются бои между приверженцами Девиса и В. Пенка — и только.

Характерной фигурой являлся сам «Нестор» зарубежной геоморфологии — А. Пенк [1]. Кривая его творчества — это кривая подъема и падения теоретической геоморфологии за рубежом. Более пятидесяти лет тому назад А. Пенк опубликовал «Морфологию земной поверхности» и около сорока лет тому назад — трехтомное исследование о ледниковом периоде в Альпах. Оба сочинения — вершины научного творчества А. Пенка. Они приходятся на то время, когда теоретическая геоморфология развивалась наиболее успешно всеми ее представителями за границей. Эта синхронность не нарушается и в дальнейшем. Творчество А. Пенка и всех его соратников не достигает уже уровня пройденных ранее высот. Только в двадцатых годах появляются некоторые новые идеи о движениях земной коры, навеянные, вероятно, его сыном, но выраженные с меньшей силой, чем у последнего. С тех пор — множество работ, не составляющих чего-либо принципиально нового, не говоря уже о тех, которые бросают тень на «доброе» имя автора (ряд статей геополитического толка).

Современных крупнейших геоморфологов за рубежом можно отнести к двум направлениям. «Генетическое» направление (происходящее от Девиса) — Лобек, Коттон, Мартонн, Энгельн, Хайндс,— характеризующееся живым изложением материала при поверхностности и устарелости трактовок, и

[1] Умер в 1945 г. в возрасте 87 лет.

направление «реферативно-критическое», представленное безидейными компиляторами типа Мауля, Пассарге, Махачека (немецкое направление). Оба направления в настоящее время перестали быть прогрессивными.

Геоморфология за рубежом за последние годы не только не расширяет, но, напротив, суживает свой кругозор, превращаясь до известной степени в науку о *малых формах* земной поверхности, исключая из сферы своего рассмотрения крупные черты поверхности Земли; зарубежная геоморфология не использует главнейшие достижения геотектоники, геофизики, геохимии, гидрологии, почвоведения. В течение долгого времени она не дает новых теоретических идей. Налицо — глубокий паралич живой геоморфологической мысли за рубежом нашей страны.

Глава III. РУССКАЯ ГЕОМОРФОЛОГИЯ

Общие условия развития. Наш долг — обратиться теперь к русской геоморфологической науке. Совершенно естественно деление ее на два периода, разграниченные историческим рубежом Великой Октябрьской социалистической революции. Мы видели в предыдущей главе, как чутко отзывались геоморфологические идеи на общественно-политическую и хозяйственную обстановку за рубежом. Само собой разумеется, что Великая Октябрьская революция совершенно изменила и направление и темпы развития нашей отечественной геоморфологии.

Задачей настоящей главы является в основном характеристика главных черт первого периода. Задачей всех последующих глав является показать современное состояние геоморфологии, выделив и подчеркнув заслуги геоморфологии в Советском Союзе.

Нельзя не отметить исключительных трудностей, возникающих при характеристике русских геоморфологических идей. Анализ путей и перепутий зарубежной геоморфологии производился много раз, и остается только критически рассмотреть и переоценить уже высказанные точки зрения. Идеи русской геоморфологии не оценивались или оценка их производилась давно (например, Г. И. Танфильевым), когда сами критерии были иными, чем они должны быть в настоящее время. Таким образом, здесь предстоит, собственно, большая первичная работа. Я ограничиваю свою задачу анализом наследства восьми крупнейших исследователей. Деятельность семи из них охватывает семидесятилетие, начиная с 50-х годов прошлого века. Эти крупные русские ученые, трудившиеся в области геоморфологии, связали свои исследования с различными районами России,— обстоятельство для нас так-

же не маловажное,— это создает широкий общий круг геоморфологических идей, на которых мы остановим наше внимание.

Как мы уже видели в предыдущей главе, важным фактором, непосредственно влиявшим на уровень геоморфологии, является состояние топографической и геологической изученности страны, а также связь обеих дисциплин. Чтобы уяснить себе состояние упомянутых факторов в дореволюционной России, мы должны отметить несколько дат. Планомерные инструментальные съемки начаты у нас были в 1717 г. крайне ограниченными силами в губерниях Московской, Воронежской и Астраханской (Салищев). Но первые карты с изображением рельефа, притом захватывающие большие территории, появились позднее: Атлас Российской Академии наук вышел в свет в 1745 г. и содержал перспективное изображение рельефа. Для Европейской России масштаб составлял в нем 35 верст в дюйме. Эйлер считал, что с выпуском этого атласа русская география «приведена гораздо в исправнейшее состояние, нежели география немецкой земли». Лучшие карты имелись только во Франции. Из этих карт мог черпать некоторые сведения о поверхности нашей страны великий Ломоносов. Первая государственная многолистная карта (на 114 листах) в масштабе 20 верст в дюйме была составлена в 1801—1804 гг., и рельеф был изображен на ней штриховкой в полуперспективе. В 1822 г. основывается корпус военных топографов, трудами которого была подготовлена «десятиверстка» (1871 г., 152 листа) и «трехверстка» (435 листов к 1863 г.) с рельефом, изображенным штрихами[1]. Азиатская Россия имела карту в масштабе лишь 100 верст в дюйме, выпущенную к 1884 г.

Таким образом, мы видим, какими картами располагали русские геоморфологи второй половины прошлого столетия.

Но если топографические карты отличались мелкомасштабностью и весьма приближенным изображением рельефа, то еще меньше продвинулось геологическое картирование. Последнее планомерно развивается лишь с 1882 г. (дата организации Геологического комитета). Ни Семенов, ни Докучаев, ни Кропоткин не располагали геологической основой в своих геоморфологических исследованиях, а Мушкетов и Никитин создавали ее сами в процессе изучения рельефа.

Отрицательным фактором был тот, что топографические и картографические работы корпуса военных топографов были закрыты для участия больших научных географических и геологических сил. Даже такое крупное создание русской дореволюционной картографии, как гипсометрическая карта Тилло, ограничивалось поэтому механической рисовкой горизон-

[1] Так называемая карта Менде.

талей. С. Н. Никитин, отдавая должное достоинствам этой карты, вынужден был, однако, в 1903 г. заявить, что на карте Тилло не выражены такие важные типы рельефа, как моренный, платообразный; теряется главный моренный пояс; неверно показан правый высокий берег Волги. «Новая гипсометрическая карта,— говорил Никитин,— должна быть составлена *не на одном только сопоставлении высотных цифр и связи их с линиями и красками, а на началах геологического и физико-географического изучения рельефа и его происхождения...*» [1] (стр. 626). Как видим, условие это не выполнялось.

Итак, общая отсталость нашей страны отрицательно отражалась на состоянии тех материалов, от которых в сильной степени зависит успех, или, во всяком случае, облегчение трудностей геоморфологического исследования. Об организации этого специального вида научных работ не могло быть и речи. Геоморфологические наблюдения создавались инициативой одиночек географов и геологов, их разносторонней любознательностью. П. П. Семенов и П. А. Кропоткин произвели в этом отношении первые рекогносцировки природных условий наших окраин. Но еще на сто лет ранее выдвигается гигантская фигура Ломоносова. Деятельность И. В. Мушкетова в большой степени стимулировалась энергичной колонизаторской деятельностью русского правительства в Средней Азии. Изучение долин Европейской России создано личной инициативой В. В. Докучаева. Тема же возраста рельефа возникла у Докучаева на фоне интереса к возрасту почв — работы над монографией «Русский чернозем». В этой отдаленной связи поддерживалась она Вольным Экономическим обществом. И только появившиеся позднее на научной арене С. Н. Никитин и А. П. Карпинский выступили как представители государственного научного учреждения — Геологического комитета. Немудрено, что изучение рельефа выступает в трудах указанных исследователей еще как полусамостоятельная тема, иногда поглощаясь и затушевываясь другой научной тематикой.

Что же касается термина «геоморфология», то, поскольку нам это известно, он введен в русскую научную терминологию Ласкаревым в 1916 г.

М. В. Ломоносов. Правы ли были мы, находя истоки современных геоморфологических идей в сочинениях ученых эпохи Возрождения? Эта связь несомненно имеет место по одному из основных вопросов геоморфологии — законам речной эрозии.

Ломоносов установил такие положения, которые мы и в настоящее время считаем основными положениями современной геоморфологии. Эти положения имеют действительно

[1] Курсив мой. — *К. М.*

общее значение для нашей науки, а не касаются только какой-либо одной геоморфологической проблемы, как это было у основателя учения о профиле равновесия реки — Галилея. Поэтому гораздо справедливее считать основоположником геоморфологии великого русского естествоиспытателя — М. В. Ломоносова.

Идеи, положенные Ломоносовым в основу современной геоморфологии, действительно основные идеи нашей науки. Эти идеи изложены в написанном Ломоносовым в 1763 г. сочинении «О слоях земных» («прибавление второе к первым основаниям металлургии или рудных дел»). Они заключаются в следующем:

1) формы поверхности Земли создаются в результате борьбы и столкновения сил внутренних и сил внешних;

2) взаимодействие этих сил объясняет нам образование форм Земли не только малых, но и больших;

3) формы земной поверхности надлежит познавать в их развитии;

4) формы земной поверхности познаются в связи с изучением полезных ископаемых, заключенных в земных недрах.

Все перечисленные только что идеи Ломоносова лежат в основе и этой, предлагаемой вниманию читателя, книги.

Первая глава сочинения Ломоносова названа им «О земной поверхности». В ней Ломоносов пишет, что формы поверхности Земли неразрывно связаны с их внутренним строением; что изучающему формы поверхности, может быть, и нет нужды изучать Землю как планету, но что изучение крупнейших черт поверхности Земли необходимо.

«Начиная по порядку сие дело,— пишет Ломоносов, — за необходимость почитаю описать кратко... самый верхний слой, как покрышку всех протчих, т. е. самую земную наружность. Ибо она есть часть нижних и по смежеству много от них заимствует, уделяя им и от себя взаимно, что в следующих явно откроется».

«Рассматривая оную, первое дело должно взять в рассуждение земную фигуру, второе внутренние свойства и качества... Наше намерение простирается к неровностям земной поверхности, что называются горами и долинами».

«Таковы возвышения весьма много между собой отменны величиной, и по ней в розные роды разделяются. Таковы суть бугры, сопки, холмы, пригорки, горы. Самые большие горы представляют целые части света: ибо превеликие кряжи гор Рифейских, Кавказских, Лунных, Атлантских, Альпийских, Кордилиеров и других в рассуждении оных высоты и обширности ничто иное суть, как бугры, холмы и пригорки. Сего права, у оных частей света, что они горы, никто оспорить не может... дно морское из числа земной поверхности подобно выключить не можем, как вершины гор превысоких...»

«Четыре известных части света представляют пять гор главных, то есть целая Азия, Африка, Европа, южная, северная Америка».

«Видав верхний слой шара земного, или оного наружность, состоящего по фигуре из гор главных, кряжей и хребтов великих, из гор обыкновенных, из пригорков, бугров и холмов; из долин, из мест ровных и покатых, гладких и шероховатых, из утесов, пропастей пещер и

расселин... следует поступить далее в земную внутренность, которое путешествие продолжим до пределов, достигнутых рачением», — заканчивает первую главу своего сочинения М. В. Ломоносов.

Идея этой главы, таким образом, следующая: изучение земной поверхности распространяется на формы не только малые, но и большие; те и другие познаются изучением «земной внутренности».

Вторая глава сочинения «О слоях земных» содержит в себе перечисление той практической пользы, которая достигается изучением как их самих, так и земной поверхности. Напомним, что это произведение дано Ломоносовым в качестве приложения к «Первым основаниям металлургии или рудных дел».

Третья глава выявляет следующий важнейший принцип современной геоморфологии: формы земной поверхности возникают от взаимодействия сил внутренних с силами внешними.

«Двумя образы обнажает натура нутро земное: иное усилением тел, вне оного обращающихся, иное движением самых его внутренностей. Внешние действия суть сильные ветры, дожди, течение рек, волны морские, льды, пожары в лесах, потопы; внутреннее — одно землетрясение».

«Обитатели по берегам больших рек тому свидетели, коль великие перемены в берегах и стрежах их, течение воды наипаче внешнее, причиняет... Оторванные части горы размывает вода, что может; твердые камни остаются по берегам, подвержены зрению и испытанию. Много подземных тайностей открывает сим образом натура!».

Но, с другой стороны, земную поверхность преобразуют и внутренние силы Земли. Последние — землетрясения. Они часто выражаются как медленные колебательные движения:

«Великую перемену причиняют на земной поверхности знатные наводнения и потопы, кои, коль многократно случалось, гласят разные слои земные... Действие сих почти всегда соединено с земным трясением или с нечувствительным и долговременным земной поверхности понижением и повышением... Чем возвышены великие хребты Кавказские, Таврийские, Кордильерские, Пиренейские и другие, и самые главные горы, то есть части света? Конечно, не ветром, не дождями, кои еще с них землю смывают; конечно, не реками, кои из них же протекают... Есть в сердце земном иное неизмеримое могущество, которое по временам заставляет себя чувствовать на поверхности, и коего следы повсюду явствуют, где дно морское на горах, на дне морском горы видим...».

И, наконец, идея развития земной поверхности особенно ярко выражена Ломоносовым в главе четвертой:

«И, во-первых, твердо помнить должно, что видимые телесные на Земле вещи и весь мир не в таком состоянии были с начала от создания, как ныне находим; но великие происходили в нем перемены, что показывает История и древняя География, с нынешнею снесенная, и случающиеся в наши веки перемены земной поверхности. Когда и главные величайшие тела мира, планеты и самые неподвижные звезды изменяются, теряются в небе, показываются вновь, то в рассуждении оных, малого нашего шара земного малейшие частицы, то есть горы (ужасные в глазах наших громады), могут ли от перемен быть свободны?

...По сим основаниям не обинуясь заключать и рассуждать можем о состоянии земной поверхности, о ее фигуре... кои, каковы ныне, не были так от сложения мира, но приняли со временем иной образ. Сие рассмотрение не тщетно и не одним только любопытством увеселять будет мечтательные размышления; но ясно покажет состояние и строение общего нашего дому, где живем и движемся; даст наставление и покажет краткой путь и сведение, где искать избыточествующих в нем сокровищ...»

Приведенных цитат вполне достаточно для того, чтобы иметь возможность утверждать, что Ломоносов — создатель концепции, которая может быть положена в основу современной геоморфологии.

Ломоносовым высказаны взгляды, которые и поныне образуют стержень геоморфологической науки. Ломоносовым, за сто лет, предвосхищены взгляды американской геоморфологической школы. Но научное наследие Ломоносова не было оценено и использовано ни за рубежом, ни соотечественниками — русскими геоморфологами.

П. П. Семенов-Тян-Шанский. Знаменитый П. П. Семенов-Тян-Шанский открыл русской географии и геоморфологии загадочный Тянь-шань. Об этой интереснейшей стране, до путешествий П. П. Семенова, состоявшихся в 1856—1857 гг., неизвестно было почти ничего. Говоря же словами самого Петра Петровича — «факты были скудны и недостаточны; они записаны случайно и отрывочно людьми, проезжавшими через эти страны не с научными целями и даже совершенно чуждыми науке, как, например, китайскими путешественниками, преимущественно из миссионеров буддизма IV—VII вв. и объездных чиновников новейших времен, и русско-татарскими купцами...» Представления виднейших западноевропейских ученых относительно природы Тянь-шаня были фантастическими. А. Гумбольдт, например, считал, что Тянь-шань — область современного вулканизма. П. П. Семенов, готовясь к своему тяньшанскому путешествию, совершает поэтому многочисленные восхождения на склоны Везувия, но впоследствии убеждается в ошибочности взгляда на вулканическую природу Тянь-шаня. Он ведет также плодотворную полемику с Гумбольдтом по вопросу о высоте снеговой границы в Тянь-шане.

Еще важнее для нас представления Петра Петровича относительно общего геоморфологического плана расчленения Тянь-шаня, происхождения долин, его наблюдения высоких ровных пространств гор.

Он доказывает, что Тянь-шань образуется из системы более или менее параллельных и прямолинейных хребтов, что существенно отлично от взглядов Рихтгофена (система пересекающихся хребтов) и Гумбольдта (меридиональное поднятие). Это представление впоследствии развивается И. В. Мушкетовым. Оно находилось в наилучшем соответствии с

господствовавшими в течение второй половины прошлого века воззрениями контракционной теории.

Как представляет себе Петр Петрович долины Тянь-шаня и почему вопрос этот имеет для нас принципиальный интерес? Дело в том, что в середине прошлого столетия долины считали тектоническими трещинами и только в конце шестидесятых годов их стали признавать за создание эрозионной работы рек. П. П. Семенов дал яркое описание долин следующих рек Тянь-шаня: Чилика, Чарына, Сары-джаса, Боомского ущелья и т. д., и всюду он отмечает роль речного размыва в образовании долин:

«Три речки Мерке, текущие через плоскогорье (Джаланаш в Кунгей-Алатау.— *К. М.),* а также Каркара и Кеген при своем слиянии в Чарын, образующийся из этого слияния, прорыли себе столь глубокие русла, что долины этих речек врезались в главные плоскогорья на глубину до 200 метров... Соединенные речки прорвали также и скрытый под наносами на дне долины Чарына каменный кряж, который образует в глубоком ущелье, при впадении речек Мерке в Чарын, прекрасные и живописные пороги и шумное течение, известное под именем Ак-Тогой, т. е. белого потока, оттого, что вся вода Чарына превращается здесь в серебристую пену и водяную пыль».

Таких описаний речной деятельности у П. П. Семенова много, и в сумме своей они оставляют убеждение относительно эрозионных воззрений его на образование долин.

Наконец, П. П. Семенов оценил значение высоких ровных пространств в морфологии Тянь-шаня. Впоследствии этим поверхностям было дано генетическое объяснение, и оценена их роль в истолковании происхождения морфологического облика горных стран. Подобной генетической оценки у Петра Петровича мы не находим, но тот факт, что им постоянно отмечаются выравненные высокие пространства, позволяет предполагать, что он придавал им большое значение. Он описывает их на стр. 102, 110, 111, 118, 175, 186 своего «Путешествия».

«За Чиликом мы направились к юго-востоку через довольно гладкое степное плоскогорье, очень медленно, но постепенно поднимавшееся в направлении нашего пути... Киргизы называют это плоскогорье Уч-Мерке (три Мерке), по названию трех речек Мерке, прорывающих себе неимоверно глубокие долины в высоком плоскогорье».

Здесь речь идет о выровненной поверхности, находящейся на северном склоне хребта Кунгей-Алатау, по правому берегу р. Чилик.

С хребта Терскей-Алатау П. П. Семенов-Тян-Шанский наблюдал выровненные пространства верховьев р. Нарына, описывая их следующими красочными словами:

«Перед путешественниками расстилалось обширное плоскогорье — сырт, по которому разбросаны были небольшие полузамерзшие озера, расположенные между относительно уже невысокими горами, однако же покрытыми на вершинах вечным снегом, а на скатах роскошной зеленью

альпийских лугов. С вершины одной из таких гор путешественники видели очень отчетливо текущие из расстилавшихся у их ног сыртовых озер верховья притоков Нарына, главный исток которого находился к ВЮВ отсюда. Таким образом, впервые были достигнуты европейскими путешественниками истоки обширной речной системы Яксарта» («История полувековой деятельности Русского Географического общества»).

П. А. Кропоткин. В плеяде русских дореволюционных ученых, так много способствовавших успеху геоморфологии, на одном из первых мест стоит П. А. Кропоткин. Расцвет его географической деятельности приходится на 60-е и 70-е годы прошлого века. Следуя хронологическому порядку изложения, мы должны отметить ее непосредственно после разбора «Путешествия» П. П. Семенова-Тян-Шанского. Главные геоморфологические достижения П. А. Кропоткина заключаются в результатах его исследований Восточной Сибири (1864—1875) и в его «Исследовании о ледниковом периоде» (1876).

Для Восточной Сибири Кропоткин устанавливает наличие особого типа рельефа — *плоскогорья*. Плоскогорье противопоставляется горной стране. В отличие от последней, плоскогорья отличаются малыми контрастами рельефа. Плоскогорья более распространены в Азии, чем горные страны. Кропоткин красочно описывает рельеф плоскогорья. Вот один из примеров его описания[1]:

«Совершенно иной тип проявляется в стране, лежащей к югу от Муи. Миновавши высокий окраинный хребет, мы вскоре вступаем на плоскогорье. Резкие контрасты: гипсометрические, форм и очертаний, даже геотектоники, наконец, контрасты в органическом мире сперва ослабевают, скоро исчезают, а еще южнее местность принимает даже степной характер... На протяжении трех градусов широты, от долины Нины до Станового водораздела, все высоты колеблются в пределах от 850 до 1 450 м. Здесь же, между Ниною и Яблоновым водоразделом, однообразие ландшафта поразительно... Те же убегающие вдаль бесформенные склоны окрестных долин, хвойные леса с большими прогалинами, те же волнистые очертания преследуют вас всюду...».

Таким образом, закладывается представление относительно обширных, высоких, но ровных пространств, столь развитых в Азии. А в это же время другой наш крупнейший исследователь — И. В. Мушкетов (см. ниже), вслед за П. П. Семеновым, развивает взгляд о линейных чертах орографии Тянь-шаня. Мы увидим в дальнейшем, что оба эти представления затем продолжают развиваться двумя зарубежными геолого-геоморфологическими школами — американской Поуэлля, Джильберта и Девиса, с одной стороны, школой Зюсса и Гейма в западноевропейских странах — с другой.

И каждый из указанных типов рельефа станет излюбленным для двух различных генетических концепций.

---

[1] При составлении характеристики научной деятельности П. А. Кропоткина я использовал также рукопись Н. Н. Соколова «П. А. Кропоткин как географ».

Представления П. А. Кропоткина не были описательно-орографическими. Как раз напротив, он набрасывает широкую картину *развития* рельефа Восточной Сибири. И это — при почти полном еще отсутствии геологических данных. Таким образом, метод Кропоткина близок к методу его современников — американских геоморфологов. Рельеф для него — ключ к пониманию истории поверхности страны.

Заметим, что в тех же своих восточносибирских работах Кропоткин много внимания уделяет долинам, рассматривая их как эрозионные образования. А такая постановка вопроса была в 70-х годах новой, на что мы имели уже случай указывать выше.

Гораздо большей известностью, чем сибирские работы, пользуются исследования Кропоткина о ледниковом периоде. Кропоткин высказывает мысль о материковой природе оледенения Восточной Сибири уже в 1873 г., а затем развивает ее в своем знаменитом «Исследовании о ледниковом периоде» (1876), основанном, главным образом, на материалах финляндских наблюдений.

П. А. Кропоткин был не первый, выдвинувший мысль о материковом характере древнего оледенения. Эти мысли высказывали Шарпантье и Агассиц еще в 30-х годах XIX столетия в Швейцарии, а позднее — в Англии и США. Но они не «сделали погоды». Коренной перелом во взглядах и переход большинства геоморфологов и гляциологов на позицию материкового оледенения относится к 70-м годам и обязан одновременно вышедшим работам трех ученых — русских П. А. Кропоткина и Ф. Шмидта и шведа Торреля.

Исследования П. А. Кропоткина о ледниковом периоде оказали, таким образом, решающее влияние на его современников. Особенно это относится, конечно, к русским ученым, окончательно перешедшим на твердую почву материкового оледенения. Однако влияние это не ограничивалось кругом вопросов, связанных с оледенением. Идеи Кропоткина, относящиеся к распространению ледниковых вод, оказали прямое воздействие на развитие представлений Докучаева относительно происхождения речных долин Европейской России.

В. В. Докучаев. Знаменитый географ и почвовед В. В. Докучаев может рассматриваться также в качестве одного из основоположников русской геоморфологии.

Связь Докучаева с геоморфологией выражается, главным образом, в двух больших вопросах, каковы — возраст рельефа и законы речной эрозии.

Первый вопрос В. В. Докучаев освещает в связи с определением возраста почв. Говоря о взаимоотношениях почв (чернозема) с рельефом, он отмечает отсутствие связи с абсолютной высотой местности. Существует связь с *типом* рельефа. Примеры тому — почвы правобережья Десны и т. д. Поскольк-

ку же меняется тип рельефа, меняется и характер почв. Поэтому, изучая почвенный покров, изучают и эволюцию рельефа. Это иллюстрируют почвы террас, например, террас Волги. Однако в каком направлении происходит эволюция рельефа— этого автор «Русского чернозема» не касается.

В другой работе, посвященной вопросу о соотношениях между возрастом, высотой местности и характером почв, Докучаев высказывает такие мысли. Он констатирует, во-первых, многообразие связей, объединяющих тип почв с возрастом рельефа: «Судить о соотношениях между высотой и возрастом местности, с одной стороны, и характером черноземных почв, с другой, можно по мощности, содержанию в них гумуса, содержанию легко растворимых солей, содержанию азота в гумусе, по цвету почвы».

Словом, почва понимается здесь в «докучаевском» смысле слова, как «самостоятельное естественно-историческое тело» и устанавливаются связи между этим сложным, комплексным пониманием почвы и возрастом рельефа.

Эти мысли Докучаева напечатаны в 1891 г. и стоят бесконечно выше примитивных соображений его зарубежных современников о соотношении между возрастом рельефа и механическим составом «почвы», понимаемой ими просто как механический нанос.

Вторая мысль Докучаева, которая для нас также чрезвычайно важна, заключается в том, что резко подчеркивается различие между возрастом отложений и возрастом почвы, или, как говорит Докучаев, «геологический возраст той или иной горной породы — одно, а косвенный возраст материнских пород (подпочвы) — другое» (стр. 114). Как пишет Докучаев — возраст самых молодых отложений (ледниковых, дельта Нила) исчисляется десятками и сотнями тысяч лет, а возраст почв России — всего сотнями и тысячами лет: «На силурийских известняках Староладожской крепости в течение 77 лет образовался слой серой почвы в 4 — 5 дюймов мощностью» (стр. 155). Для нас это противопоставление возраста отложений (геологического) и возраста почв важно в следующем отношении: когда бы ни образовались те или иные отложения, возраст рельефа есть нечто иное, определяемое и субаэральным его развитием, протекающим при участии денудации. С этой фазой развития рельефа связано и развитие почв, и поэтому-то по возрасту почв и можно заключать о возрасте рельефа. Это второе соображение Докучаева нам придется использовать в дальнейшем.

Развитие идей Докучаева о возрасте почв и возрасте рельефа мы находим в дальнейшем у наших геоморфологов-почвоведов — С. С. Неуструева, Б. Б. Полынова, Н. Н. Соколова.

Еще значительнее заслуги Докучаева как одного из создателей учения о речной эрозии. Нужно сказать, что научная

деятельность Докучаева именно и началась с наблюдений над речными долинами, над речной эрозией. Первая работа его, где рассматриваются указанные вопросы, относится к 1872 г. В ней описано строение долины р. Качны в Смоленской губернии. В 1878 г. появляется в свет большая работа «Способы образования речных долин Европейской России». Какие идеи высказываются в указанных сочинениях и каково их место в зарождающейся геоморфологической науке?

Годы, непосредственно предшествовавшие появлению сочинений Докучаева, характеризовались появлением работ, в которых образование долин объясняется *катастрофическими* процессами и такими явлениями, которые имеют только косвенное отношение к работе речной воды. Современного представления о медленной работе реки еще не было.

В сочинениях додокучаевского периода мы можем прочитать пространные и отвлеченно построенные сочинения о поднятиях и опусканиях страны и быстром стоке морских вод с ее поверхности. В этих представлениях отражалась еще библейская легенда о всемирном потопе. Огромным, катастрофическим массам воды приписывали и разнос «дилювия» с валунами и прорытие речных долин.

Описанные представления восходят к идеям Бюффона, Вернера, Кювье. Но у нас в России они повторялись еще в 60-х и даже 70-х годах Головкинским, Леваковским и другими. Как далеки эти представления от привычного, особенно для нас, жителей Русской равнины, взгляда на медленную и постепенную работу реки, прорезывающую речную долину!..

Вот несколько, нам кажется, достаточно красочных цитат. Известный геолог Куторга в 1858 г. объясняет образование речной долины следующими словами:

«Вместилища для пресных вод были готовы прежде явления воды... для рек — глубокие трещины земной коры с крутыми каменными стенами».

Академик Гельмерсен рисует следующую картину:

«Когда вследствие поднятия почвы сбыли дилювиальные воды, то прежде всего осушилась средняя полоса России. На ее осушившейся поверхности падающая на нее атмосферная вода образовала реки, которые приняли различное направление, заранее подготовленное руслами, *образовавшимися вследствие стока дилювиальных вод*[1], и зависящее в некоторых случаях от направления той волнистой поверхности, которая образовалась вследствие перемежающихся углублений и повышений почвы, особенными геологическими причинами».

Слова Гельмерсена относятся к 60-м годам, за 15 лет до появления работ Докучаева. Мы видим, что один из авторов в эрозионных образованиях видит трещины, другой — русла гипотетических «дилювиальных вод». Оба они находятся еще в доисторическом периоде учения о работах рек. Число по-

[1] Курсив мой.— *К. М.*

добных цитат можно, конечно, увеличить во много раз. Читатель найдет их в книге Докучаева в изобилии.

Когда же произошел перелом во взглядах? Каковы заслуги Докучаева в этом отношении?

Перелом подготовлен был Ляйеллем, создавшим учение о постепенности геологических явлений. О деятельности рек первым заговорил другим языком швейцарский исследователь Рютимейер. Книга его, озаглавленная «О происхождении долин и озер», вышла в Базеле в 1869 г., всего за три года до появления статьи Докучаева о р. Качне. Рютимейер первый последовательно проводит мысль, что речные долины созданы деятельностью рек. И вот лишь несколькими годами позднее и совершенно самостоятельно сходные мысли высказывает Докучаев.

В своей книге «Способы образования речных долин Европейской России» эти мысли изложены с большой полнотой.

Докучаев критикует в ней прежние воззрения о происхождении речных долин и затем излагает свои личные взгляды. Он разбирает различные случаи, чаще же всего обращается к преобразованию озерных котловин в речные долины. Это совершенно понятно, так как Докучаев располагал, главным образом, наблюдениями, собранными в северо-западной части Русской равнины. В этой области и в самом деле озеровидные (а в прошлом — озерные) расширения — обычная черта в рельефе долин.

В специальной главе он рассматривает образование оврагов, их превращение в балки и затем в речные долины, борьбу речных систем за водоразделы и т. д.

Кроме постановки и решения вопроса в общей форме, Докучаев совершенно правильно отмечает и выделяет как типические такие эрозионные черты долин, как несоответствие их ширины с шириной русла реки и наличие речных террас.

Книга Докучаева, совершенно так же, как и книга Рютимейера, отмечает собой зарю современного учения о речной эрозии. Докучаев — один из создателей этого учения. Обе эти работы предваряют собою расцвет эрозионной теории, который начинается несколькими годами позднее и связан в Австрии с именем А. Пенка и в Северной Америке — с именами Поуэля и других предшественников Девиса.

Но в то время, как имена Рютимейера и его последователей вошли в историю геоморфологии, оказав влияние на развитие не только зарубежной, но и русской географической и геологической науки, роль Докучаева, как одного из основателей современной геоморфологической школы, не была достаточно оценена.

И. В. Мушкетов. И. В. Мушкетов, по широте своих геоморфологических интересов, представлял собою фигуру совершенно исключительную, не только на фоне предшествен-

ников и современников, но и на фоне его продолжателей. И. В. Мушкетов не только изучал формы земной поверхности в различных и разнообразных районах России, в Туркестане прежде всего; особенное внимание он уделял динамике геоморфологических явлений, методике исследований этих явлений, специальному разрешению отдельных, тематически важных задач.

Из вопросов геоморфологических, или близко стоящих к геоморфологии, излюбленными для него были следующие: тектонические и сейсмические явления, их геоморфологическое выражение; новейшие (четвертичные) отложения; ледниковые явления; движения песков; изучение дельт; оползни. По большинству занимавших его вопросов им написаны и изданы инструкции и методические указания.

Обширные свои познания И. В. Мушкетов суммировал в «Физической геологии», представлявшей подлинную энциклопедию наших знаний не только в области геологии, но и в области геоморфологии того времени. Мы остановимся на некоторых идеях Мушкетова, находящихся в ближайшем отношении к содержанию настоящей книги.

Уже в первой своей работе, посвященной геологии и геоморфологии Туркестана, Мушкетов выступает как глубокий исследователь-теоретик. А ведь работа эта издана была в 1877 г., когда автору ее исполнилось всего 27 лет и он только дважды успел посетить горы Тянь-шаня.

В этой работе затронут большой круг вопросов, относящихся к области геоморфологии или соприкасающихся с геоморфологией; дана подробная характеристика четвертичных отложений, ледников, обстоятельно разобрано неверное представление Гумбольдта — Риттера о наличии якобы действующих вулканов в Средней Азии и т. д. Но особенно интересны для нас общие взгляды Мушкетова на принципы изучения геоморфологии страны. Мысль Мушкетова состоит в следующем. Предшественники его создали несколько противоречащих друг другу схем орографии. Все дело в том, что эти схемы не имели серьезной генетической основы, а потому субъективны. Исследователь рельефа должен поступать иначе:

«Прежде всего нужно проследить состав различных хребтов, изучить в связи с этим их контуры, проследить современное распространение и, по возможности, выяснить то влияние, какое имели поднятия последующего периода на предыдущие; затем проследить, где прерываемость хребтов только видимая, где она действительно существует и пр. и пр.,— словом, держаться того общенаучного метода, что всякое современное явление может быть вполне выяснено и понято только изучением его исторической жизни, которая одна откроет нам причины, объясняющие современные результаты» (стр. 135—136).

Так пишет молодой исследователь, предлагая современникам поставить на место орографического метода геоморфологический, т. е. морфолого-генетический метод исследования.

На последующих страницах своей статьи он сам подает пример применения этого метода к анализу рельефа Тянь-шаня и набрасывает картину развития последнего.

Второй, также крупнейший, вопрос геоморфологии для того времени — утверждение роли речной эрозии в создании речных долин. До 70-х годов XIX столетия речные долины обычно рассматривались как тектонические трещины (см. выше). К эрозионному объяснению долин, как мы уже указывали, впервые определенно склонялся швейцарец Рютимейер (1869), а в России — Семенов, Докучаев (см. выше) и Мушкетов. Мушкетову чуждо трещинно-тектоническое толкование долин Тянь-шаня. Он связывает их образование с деятельностью озерной и речной.

Мушкетов, точно так же как и Семенов, делит долины на поперечные и продольные. Последние, как говорил еще Федченко, «составляют одну из самых характерных черт Тянь-шаня, и их необходимо отличить особым термином от обыкновенной речной долины». Это широкие высокогорные продольные понижения, переходящие книзу в ущелья. Примерами таких долин могут служить долины Алая, Чаткала, Сусамыра, Каракола, Кегеня. Они заполнены конгломератами и представляли собой ранее озера.

«Впоследствии водоемы эти высохли благодаря тому, что накопленная в них вода постепенно размывала соседние горы и, наконец, проложила себе путь через какой-нибудь из соседних хребтов, который менее других противостоял ее разрушающей силе, — результатом этого получились огромные долины» (1877, стр. 145—146).

Более всего занимали И. В. Мушкетова тектонические процессы. Эта область геологии наиболее существенная для понимания форм поверхности. Поэтому мы скажем несколько слов о мыслях И. В. Мушкетова, имеющих непосредственное преломление в современных геоморфологических представлениях. Они имеют прямое отношение и к тем основным проблемам геоморфологии, которые освещаются в настоящей книге.

Мушкетов по своим тектоническим воззрениям примыкал к Э. Зюссу, его современнику. Мушкетов признавал основные положения контракционной теории. Тангенциальные движения для него — основной фактор складкообразования и горообразования. Ниже будет доказано (глава V), что тектонические взгляды Зюсса дали меньше отправных точек для современных представлений относительно образования гор, чем идея вертикальных колебательных движений, зарождение которой относится к более раннему периоду. В «Туркестане» и в «Физической геологии» И. В. Мушкетова мы находим тщательное изложение взглядов Гейма, Зюсса и других представителей теории сжатия — складкообразования. Но напрасно будем мы искать даже беглого изложения сути геоморфоло-

гических воззрений американцев — Джильберта, Девиса и др. В главе «Физической геологии», озаглавленной «Пластика земной поверхности и зависимость ее от дислокаций», речь идет о зависимости форм поверхности от эндогенных процессов, в чем наилучших результатов достигли тогда именно представители американской, а не зюссовской школы.

Эти критические замечания относятся к влиянию определенной школы на геоморфологические идеи И. В. Мушкетова.

Обращаясь к результатам его личных исследований, мы находим выводы, которые являются весьма ценными для наших современников.

И. В. Мушкетову принадлежит орографическая схема горного Туркестана, составленная на генетической базе. Следовательно, это геоморфологическая схема. И. В. Мушкетов не соглашается со схемами Рихтгофена, придававшего чрезмерное значение пересечению двух направлений орографических линий. Также он отрицает гипотезу меридиональных поднятий гор Центральной Азии, выдвинутую А. Гумбольдтом.

«Вся обширная горная система Тянь-шаня от самых восточных пределов Баши-дао у г. Баркуля до Памира и Гиндукуша включительно, вместе с системой Каратау, представляет совокупность многочисленных, разнообразных по величине, но однообразных по направлению, дугообразных складок, выпуклых к югу и вогнутых к северу» (Туркестан, т. I, стр. 34).

«...От Тарбагатая до Памира можно проследить целый ряд дугообразных складчатых хребтов, различающихся, главным образом, длиной и высотой, но замечательно однообразных по направлению, характеру склонов и геологическому составу. Все они легко могут быть разделены на три группы: 1) Северная или Тарбагатайская, куда принадлежат и горы Арало-Иртышского водораздела; 2) Средняя или Тяньшанская, самая обширная группа...; 3) Южная или Памиро-Алайская, хотя короче предыдущей, но выше ее...».

Эти строки написаны более полувека тому назад. А между тем они удивительно отвечают и нашим современным представлениям относительно геоморфологического характера гор Средней Азии, причем представления И. В. Мушкетова были основаны на огромном фактическом материале, обобщенном в свете идей контракционной гипотезы.

Через несколько лет после того, как были написаны эти строки, горы Средней Азии посетил В. Девис.

В то время как Мушкетов, рисуя нам «пластику земной коры» в Средней Азии, обращал главное внимание на черты *горизонтального* расчленения (простирание хребтов, как оно выглядит в плане), Девис подчеркивает другую характерную черту рельефа, находящуюся в связи с *вертикальным* расчленением — выровненные поверхности, сырты. Отсюда возникло и столь характерное различие во взглядах на силы, создающие рельеф гор: горизонтальное давление — так считал Зюсс (а с ним — Мушкетов) и вертикальное поднятие — вывод Девиса.

Может быть, поэтому выровненные поверхности гор Средней Азии сравнительно слабо очерчены в описаниях Мушкетова.

А. П. Карпинский. Великому русскому геологу А. П. Карпинскому наука обязана постановкой некоторых основных геоморфологических проблем и решением их в том духе и направлении, в котором в дальнейшем работала мысль целой плеяды ученых.

Главнейшие, с геоморфологической точки зрения, идеи А. П. Карпинский высказал в сравнительно ранний период научной деятельности — в 80-х и 90-х годах прошлого века, хотя он и дополнял их в первой четверти этого столетия. Таким образом, А. П. Карпинский способствовал развитию основных геоморфологических идей в то самое время, которое и в зарубежной геоморфологии явилось самым существенным. Это годы появления работ Поуэля, Джильберта, Девиса, Пенка, Рихтгофена, Зюсса.

Большое значение имеют попытки А. П. Карпинского подметить общие географические закономерности земной поверхности и формулировка основных процессов, создающих рельеф Земли, среди которых им выделяются колебательные движения, играющие столь существенную роль в современных геоморфологических воззрениях.

Первому вопросу была посвящена статья, опубликованная в 1888 г. под названием «О правильности в очертаниях, распределении и строении континентов».

А. П. Карпинский отмечает, что «при рассмотрении континентов в известном направлении они обнаруживают: 1) одинаковое распределение, 2) сходные очертания, 3) сходные орогенические отношения и 4) аналогичное геологическое строение, — одним словом обнаруживают известное совпадение всех главных элементов материков». Он конкретизирует свои мысли следующим образом:

Бросается в глаза удивительное сходство Северной Америки с комплексом материков, состоящих из Евразии, Австралии и Африки вместе взятых, в то время как Южная Америка напоминает собой Антарктику. Сходство очертаний этих материков и комплексов материков не является чисто внешним, так как дополняется сходством геологического строения. Среди последнего сходства должно быть отмечено расположение древних остовов материков справа от горных цепей (на чертеже Карпинского). Эти сходные черты материков дополняются рядом других (стр. 44 — 45); все главные материки имеют треугольную форму, «все главные континенты в орогеническом отношении являются аналогичными, хотя горные системы являются тем сложнее, чем больше континент...» и т. д. Я не буду перечислять здесь всех отмеченных А. П. Карпинским закономерностей, тем более, что он не дает полного

анализа происхождения указанных им самим внешних закономерностей. В отношении последних им делаются лишь общие замечания, из которых видно, что А. П. стремится найти общие, планетарные причины, чтобы объяснить подмеченную им стройность внешнего облика Земли. Он сравнивает землю с Марсом и отмечает, что хотя «астрономические причины» должны учитываться, когда мы рассматриваем такие общие закономерности облика планет, но все же главными являются «внутренние силы Земли». Последняя мысль, как показала, например, дискуссия вокруг теории Вегенера, является, по моему мнению, глубоко здравой и правильной. У А. П. Карпинского эта мысль сформулирована, может быть, даже чересчур резко. Он пишет:

«Кроме того, насколько о том можно судить в настоящее время, при образовании континентов и горных кряжей преобладают внутренние процессы Земли, результаты которых совершенно заменяют влияние, которое, быть может, оказывает на это образование вращательное движение Земли или внешние астрономические причины» (стр. 46).

Эта работа Карпинского имеет для нас большой принципиальный интерес, особенно как пример попытки схватить «главное» в рельефе Земли и это «главное» объяснить. Ведь именно эта область геоморфологии менее всего привлекает к себе внимание работников нашей науки.

А. П. Карпинский вслед за М. В. Ломоносовым является создателем идеи о колебательных движениях земной коры, которым в настоящее время геоморфология уделяет столь большую и даже решающую роль. Соответствующие взгляды А. П. Карпинский высказывал, начиная с 1887 г., т. е. несколько ранее, чем (в 1890) сходные воззрения были изложены Джильбертом, которого обычно и рассматривают как творца идеи эпейрогенических (колебательных) движений. В 1894 г. Карпинский выделяет «спокойные» площади земной коры, где мы можем проследить колебательные движения в наиболее незатемненном виде, и эти площади он противопоставляет площадям дислоцированным — «дизъюнктивным» и «пликативным».

Однако в этих спокойных площадях, как их называет американский географ Davis, земная кора не представляется неподвижной. При внимательном изучении подобных областей можно убедиться, что сокращения земного шара отражаются в них главнейше образованием пологих синклинальных и антиклинальных изогнутостей, которые при размерах области, составляющей значительные части шаровой поверхности, проявляются, по крайней мере, по двум пересекающимся направлениям» (1894, стр. 119).

Эти движения «спокойных» областей Карпинский называет колебательными (стр. 120). Характер указанных движений определяется последовательным распределением морей на данной территории (Европейской России). Колебательные движения непосредственно отражаются в рельефе, создают его

повышения и понижения (стр. 122). Конечно, коррективом служат и экзогенные процессы — денудация и абразия. Последней А. П. Карпинский придавал большое значение и, думается, с известным основанием: «Эта абразия может отодвинуть береговую линию далеко внутрь материка, уничтожив такие его поверхностные толщи, которые при данных размерах понижения не могли бы опуститься ниже морского уровня» (стр. 122).

Итак, колебательные движения устанавливаются по изменениям очертаний морских бассейнов, их трансгрессиям и регрессиям. Следовательно, движения морской оболочки отражают колебательные движения земной коры. Эта мысль далеко не общепринятая и, тем не менее, весьма существенная и правильная. Одновременно с Карпинским она высказывалась еще двумя крупнейшими русскими геологами: Ф. Ю. Левинсоном-Лессингом (в 1894 г., см. часть IV) и А. П. Павловым (начиная с 1896 г.). Известный французский геолог Э. Ог позднее присоединился к этому представлению русских ученых.

Весьма существенны высказывания Карпинского относительно исторических корней рельефа:

«И в настоящее время продолжают существовать еще следы... меридиональной впадины, которая простирается теперь до окрестностей Саратова и сохранение которой связано, быть может, с образованием общего широтного понижения юга России и повышения ее севера».

Конечно, совокупность геоморфологических идей А. П. Карпинского не исчерпывается сделанными выше краткими замечаниями. Достаточно упомянуть о вкладе, внесенном им в геологию и геоморфологию Урала и, в частности, в прикладную геоморфологию (россыпи).

Однако, соответственно задачам настоящей книги, я вынужден ограничиваться изложением того материала, который непосредственно связан лишь с определенной группой геоморфологических вопросов, с нашей точки зрения — главнейших.

С. Н. Никитин. Главная заслуга С. Н. Никитина состоит в том, что он занялся вопросами эволюции рельефа, причем высказал взгляды, которые и поныне разделяются географами-геоморфологами всего мира.

Никитин считал, что основные черты современной поверхности Европейской России весьма древние; он признавал постепенность действия тех сил, которые создавали современный рельеф Русской равнины.

«В какую бы сторону ни направлялась деятельность геолога—к определению ли степени участия и развития эрозионных и дислокационных сил, к вопросам ли географического распространения тех или иных геологических отложений, генезиса многих, особенно поверхностных, образований, к решению ли множества задач прикладного характера — геолог неминуемо и прежде всего обращается к изучению рельефа страны».

Вот как решает С. Н. Никитин вопрос о возрасте рельефа в своем классическом геологическом описании 57-го листа общей геологической карты России.

Он выясняет, что рельеф Московской области древний. Рельеф был близок к современному уже в доюрское время, а затем — в доледниковое время. Возраст рельефа определяется геологическим путем. Он моложе тех отложений (каменноугольных), поверхность которых изборождена эрозионным размывом, и он старше отложений (юрских), которые эту поверхность перекрывают. Налицо исключительно ясный метод. Идея о древности рельефа Русской равнины разрешается геоморфологами и теперь, полвека спустя после выхода в свет «московской» монографии Никитина. Те же мотивы мы находим и в ряде других его работ. Исследуя истоки Днепра и описывая расчлененную поверхность каменноугольных пород, С. Н. Никитин отмечает (1894 г.):

«Поверхность эту мы должны себе представить в значительной мере бугристой, с холмами и котловинами, долинами, обусловленными... мощными эрозионными процессами, имевшими место весь тот огромный период, который протек со времени отступления каменноугольного моря до отложения четвертичных (ледниковых и др.) осадков, более или менее выполнивших и сгладивших с поверхности эти древние долины и котловины» (стр. 57).

Наконец, в своем «Бассейне р. Волги» Никитин доказывает, что Валдайская возвышенность — образование древнее, связанное с высоко залегающей, расчлененной эрозией, поверхностью коренных палеозойских пород. Ледниковые явления имели сравнительно второстепенное значение в образовании основных особенностей рельефа.

«Вся параллельная система наслоений коренных пород с правильным северо-восточным простиранием вполне соответствует здесь таковому же простиранию главных основных линий рельефа... Полосы моренного ландшафта обыкновенно сопровождаются разрозненными и более или менее разрушенными выходами древних коренных пород, преимущественно характеризуя собой ту ступенчатую границу между геологическими системами и их отдельными ярусами, о которой говорено было выше».

Это заключение впоследствии вполне подтвердили новейшие исследования.

С. Н. Никитин перенес на среднерусскую почву теорию древнего материкового оледенения, разработанную П. А. Кропоткиным, главным образом, на финляндских примерах. Последнего он глубоко чтил. «Все, что можно было положить в основу ледниковой гипотезы, сделано в этом труде, основанном, что всего драгоценнее, на знакомстве с массой фактов и на строго научном приложении точных физических законов», — пишет он об авторе «Исследования о ледниковом периоде». С. Н. Никитин удивительно верно восстановил положение границы материкового оледенения на Русской равнине. Он нарисовал ту картину, которую все позднейшие исследования могли лишь уточнить: Днепровский и Донской языки ве-

ликого оледенения, глубокое «междуязычье», уход границ оледенения на северо-восток, за Волгу и в бассейн Камы. Он же впервые попытался нарисовать положение границы льдов, двигавшихся с Урала.

Интерес С. Н. Никитина к древним ледниковым явлениям не ослабевал. «К истории этого еще не законченного и доныне продолжающегося периода земной жизни, истории, обусловившей по преимуществу выработку пластики современной земной поверхности, географ обращается чаще и прежде всего», — справедливо отмечает он в одной из своих последующих работ.

В своих работах С. Н. Никитин касается таких животрепещущих вопросов ледниковой истории равнин, как проблемы множественности оледенения и способы ее доказательства, ландшафтные признаки границы последнего оледенения, механизм движения и отступания ледникового покрова, генезис различных типов четвертичных отложений. Эти вопросы он разбирает в нескольких статьях общего характера и возвращается к ним в многочисленных работах регионального характера. Приведем некоторые из взглядов С. Н. Никитина, которые интересно сопоставить с ныне существующими воззрениями.

Много занимается С. Н. Никитин вопросом о числе ледниковых периодов Русской равнины и северо-запада Европы. С. Н. Никитин не был моногляциалистом, но настаивал на необходимости строго научного обоснования множественности оледенения (что, к сожалению, мы далеко не всегда видим и в настоящее время). Для решения проблемы численности оледенений нужны тонко продуманные методы. Ледниковые отложения «едва ли не самые сложные» в генетическом отношении и по местным изменениям. «Главный светоч геолога — палеонтология — является в большинстве случаев бессильным... при изучении и сравнении этих отложений» (стр. 137). «Если признать каждое... слоистое отложение за след межледниковой эпохи, то для Пруссии нужно было бы признать местами от 8 до 15 межледниковых эпох», — справедливо заключает он. Межледниковые отложения известны, хотя находки их не часты. Следовательно, в принципе, вопрос решается в пользу полигляциализма.

Другой вопрос, которому уделял много внимания С. Н. Никитин, — это морфологические признаки границы последнего оледенения. При проведении последней часто не принимается во внимание смена ландшафта моренного эрозионным, столь характерная для Русской равнины. Очевидно, что эта резкая морфологическая граница отражает собой различие истории оледенения страны по обе стороны от указанной границы и что только к северу и северо-западу от нее располагался последний ледниковый покров, следы которого в

рельефе еще сравнительно свежи. Так именно и думал С. Н. Никитин.

«Моренный ландшафт, столь характерный для рассматриваемых областей Витебской и Псковской губ., при вступлении в Смоленскую губернию исчезает совершенно, — пишет он. — Но эта граница в то же время и граница распространения верхней морены, проходящей восточнее г. Себеж — на ст. Замостье, т. е. граница последнего оледенения» (стр. 327, 321).

С. Н. Никитину первому принадлежит идея о возникновении в конце ледниковых периодов обширных пространств мертвого льда. Лишь много лет спустя это представление развито американскими учеными. Но ту же мысль совершенно отчетливо формулировал и С. Н. Современные ледники гор, писал он, отступают преимущественно в своем нижнем конце, образуя валы конечных морен, так как конец ледника лежит гораздо ниже снеговой линии и, следовательно, должен иметь тенденцию сокращаться быстро.

«Пределы же материкового льда на громадных площадях равнин наверное значительно менее отклонялись от положения снеговой линии; в случае стремления этой последней к повышению... ледник обширных равнин Германии и России отступал не у своей южной предельной линии только, как это имеет место у горных ледников, но должен был распасться на множество отдельных ледяных полей, разделенных уже освобожденными ото льда промежутками».

А. П. Павлов. А. П. Павлов начал свою научную деятельность задолго до Великой Октябрьской социалистической революции и продолжал ее в течение свыше десяти лет после революции. Если первая работа А. П. Павлова, непосредственно касающаяся интересующей нас темы, напечатана в 1898 г., то его последние работы относятся к двадцатым годам нашего столетия. Учитывая хронологию его более ранних работ, преемственность, существующую между ними и более поздними работами Алексея Петровича, а также огромное значение научного творчества этого крупнейшего русского ученого для развития геоморфологии, мы должны уделить ему здесь хотя бы несколько страниц.

Некоторые основные идеи А. П. Павлова, которые представляют для нас здесь непосредственный интерес, родственны идеям А. П. Карпинского, высказанным несколько ранее. Последние, весьма важные, работы А. П. Павлова вышли значительно позднее последних работ С. Н. Никитина. На этом основании, т. е. придерживаясь хронологии научных идей, а не следуя собственно биографическим датам, мы касаемся роли А. П. Павлова в геоморфологии в самом конце нашего очерка деятельности основоположников русской геоморфологии в первом периоде ее развития.

Из многих геоморфологических вопросов, затронутых и

разрешенных А. П. Павловым, я остановлюсь только на тех, которые являются основными геоморфологическими вопросами, как они понимаются в данной книге.

В этой области А. П. Павлову принадлежала исключительная роль. Он освещает следующие крупнейшие вопросы геоморфологии: происхождение основных форм поверхности Земли; механизм движений уровня океана; образование пологих изгибов земной коры, которым геоморфологи придают в настоящее время столь большую роль; классификация основных форм рельефа.

Вопросу о происхождении основных форм рельефа земной поверхности Алексей Петрович посвятил одну из последних своих работ, напечатанную в 1922 г. в Бюллетенях Московского общества испытателей природы. В этой статье высказываются следующие мысли. Основные формы поверхности нашей планеты возникают в результате расхождения между формой сфероида и геоида, а также в процессе охлаждения и уменьшения поверхности сфероида, когда радиус кривизны земной поверхности, последовательно уменьшаясь, создает в коре напряжения поднятия в средней части кристаллических щитов и оседания и расколы в периферической части последних. Эти мысли изложены бегло, а более подробно А. П. Павлов останавливается на принципах образования тех двух ступеней земного рельефа, которые являются крупнейшей особенностью последнего (см. дальше, часть IV). Эти ступени — уровень океанического дна и уровень материковых платформ — разделены высотным промежутком, превышающим 4000 м. А. П. Павлов пытается выяснить их происхождение на основании аналогий, подмеченных им в рельефе Луны. Рельеф Луны, так же как земной рельеф, имеет две ступени. Более низкая ступень лунного рельефа — это лунные «моря», более высокая — лунные материки, усеянные лунными кратерами. А. П. связывает образование этих ступеней с магматическими процессами. «Море» — области более тонкой коры, через которую легче прорываются газы, заключенные в магме, вследствие чего кора становилась тяжелее и осела. Континенты характеризуются более толстой корой, приподнимаемой магматическими батолитами и газами. Следы выхода последних на поверхность еще видны в виде лунных кратеров. Таким образом, А. П. Павлов приписывает магматическим процессам большую созидательную геоморфологическую роль, как это вообще делают современные геоморфологи.

«На Луне довольно определенно различаются две области развития ее поверхности: светлые области — зе́мли, или материки, и темные—так называемые моря, конечно сухие, так как на Луне ни воды, ни атмосферы не имеется. Поверхность материков густо усеяна конусовыми горами или цирками, по большей части огромных размеров — десятки верст в поперечнике...».

Изучение этой характерной поверхности приводит к заключению, что после образования первой тонкой коры глубинная, насыщенная горячими газами магма, прорывала эту кору то в том, то в другом месте... Вследствие невозможности для этих газов почти в любом месте найти себе выход все возрастало напряжение в пересыщенной газами магме, и дело кончалось расплавлением участка коры не в десятки, а в сотни верст в поперечнике. Возникали лавовые моря, выбрасывавшие горячие газовые струи, магма охлаждалась на большой поверхности, освобождалась от избытка газов, сокращение объема небесного тела шло ускоренным темпом, так что уровень лавы морей оказался теперь ниже средней высоты материков в некоторых случаях на 4—5 тысяч метров (стр. 19).

Так образовалась поверхность нижней ступени — лунных «морей», аналогичной поверхности дна Мирового океана Земли. «В этот период эволюции на поверхности Луны обособились две области: усеянные конусовыми горами материки и лавовые моря» (стр. 20). В магматических процессах, отразившихся в создании указанных ступеней, участвовали экзотермические химические реакции и процесс радиоактивного распада. Павлов придерживается теории контракции и остывания Земли, но признает этот процесс весьма медленным, вследствие борьбы с ним встречных процессов, связанных с выделением тепла в толще земной коры. Это также одна из прогрессивных идей современной геотектоники. Очень жаль, что изложенные идеи А. П. Павлова не получили отклика у русских геоморфологов. Последний факт отмечает В. А. Варсанофьева: «В русской литературе работа А. П. Павлова пока не получила отклика, — пишет она. — Это удел многих интересных гипотез» (стр. 195).

Второй вопрос, который был мной упомянут выше,— механизм океанических трансгрессий. Он представляет собой также один из основных вопросов геоморфологии. Ниже будет указано, что морская абразия и аккумуляция являются важными геоморфологическими факторами, и, следовательно, мы должны стремиться распознать те силы, которые заставляют море то надвигаться на материки, то отступать обратно... В таких попытках не было недостатка, и одна из главнейших принадлежала Э. Зюссу, который считал, что регрессия океана вызывается оседанием дна океанических впадин, а трансгрессия целым рядом причин, из числа которых Зюсс исключал тектоническое поднятие дна океанов. Таким образом, роль тектонических процессов в движениях океанического уровня понималась им односторонне, в свете теории сжатия — сокращения Земли. Зюсс выделял действительные движения океанического уровня под названием эвстатических, различая их от кажущихся движений уровня океана (например, опускание участка берега создает иллюзию морской трансгрессии).

Однако причины эвстатических движений уровня, согласно Зюссу, совершенно разнородны (заполнение океанических впадин наносом, изменение скорости вращения Земли и т. д.), так что указанная группа генетически расплывчата.

Гораздо более четкой является мысль А. П. Павлова. Во-первых, он признает за движениями земной коры более значительную роль, как за фактором, вызывающим колебания уровня океана. Тектонические процессы вызывают не только регрессию (Зюсс), но и трансгрессию моря. Во-вторых, он предлагает очень четкое разделение колебаний уровня океана на две группы, в зависимости от их генезиса. Это *геократические* и *гидрократические* движения уровня океана [1]. Первые отражают тектонические процессы, вторые — процессы собственно самой водной оболочки (например, изменение количества воды в океане). Что касается роли тектонических процессов в трансгрессиях и регрессиях моря, то ее А. П. установил, изучая историю мезозойских морей Русской равнины. Он высказывается по этому поводу положительно уже в 1903 г., а затем в 1909 г. Во второй из этих статей мы читаем:

«Несколько лет тому назад, по просьбе покойного де Ляпparанна мной были составлены карты распространения моря и суши в России в разные века юрского и мелового периода для его «Traité de Geologie». Размеры и очертания этого бассейна... в каждый век мезозоя были иные. Только для нижнекелловейского и, быть может, для верхненеокомского века эти изменения береговых линий можно приписать, по крайней мере отчасти, общему подъему океанического уровня в северном полушарии. В остальные века изменения в очертаниях морских берегов не сопровождались заметным общим разлитием морей, и *причину этих изменений мы должны искать в местных движениях — в слабых подъемах и прогибах земной коры*» [2].

Эти «местные движения» создают «значительно удлиненные, но широкие и пологие прогибы континентальных областей земной коры, которые существенно отличаются и от синклинальных складок и от геосинклиналей и еще не имеют в науке особого наименования. Я предложил назвать их *«синеклизами»* (там же).

Понятие о синеклизах введено А. П. Павловым в 1898 и 1909 гг. Н. С. Шатский отмечает его родственность с понятием *больших складок* Абенданона (и В. Пенка), геодепрессий (Хаарман) и т. д. Ниже мы увидим, что геоморфологическая роль подобных образований, согласно современным воззрениям, огромна. «Большие складки» — одно из краеугольных понятий современной геоморфологии. Его приписывают Абенданону и относят к 1912 г. Но, как мы видим, истинным

---

[1] Эти термины введены А. П. Павловым в 1896 г. в статье, напечатанной в Quarterly Iournal of the Geological Society of London, v. 52.

[2] Курсив мой. — *К. М.*

автором этого понятия явился А. П. Павлов, предвосхитивший мысль своих зарубежных коллег.

Этот факт прошел мимо советских геоморфологов. Десятки из них упоминают имя В. Пенка, но никто не сослался на имя нашего соотечественника — А. П. Павлова! Эти идеи А. П. Павлова весьма близки к идеям А. П. Карпинского. Такова третья проблема, выдвинутая А. П. Павловым.

Наконец, упомянем мысли А. П. Павлова по поводу разделения основных типов рельефа. Они изложены в его известной статье, посвященной происхождению рельефа равнин (1898). А. П. Павлов выделяет в ней рельеф эрозионный, рельеф аккумулятивный и особенно много внимания уделяет рельефу тектоническому. Эти три типа рельефа, с моей точки зрения и с точки зрения многих крупных геоморфологов, должны быть положены в основу генетической классификации форм рельефа, и я буду придерживаться этих основ классификации в дальнейшем. Также совершенно справедливо мнение А. П. Павлова относительно того, что основные типы рельефа Земли—горный и равнинный. Такое разделение основательно не только в орографическом, но и в тектонико-генетическом отношении. Оно нами принимается в дальнейшем, потому что прав А. П. Павлов, писавший: «Прежде всего и резче всего различаются два орографических типа: *равнины*— широко расстилающиеся, ровные или холмистые, пересеченные невысокими увалами области, и *горные цепи* с их островерхими гребнями, с их продольными и поперечными долинами. Различие между ними стоит в связи с геологическими причинами» (1898, стр. 95).

Мы видим, сколь огромен вклад А. П. Павлова в области теоретической геоморфологии. Он является одним из созидателей этой науки. Я не могу здесь останавливаться на других идеях А. П. Павлова, также относящихся к области геоморфологии, но затрагивающих те вопросы, которых я в этой книге не касаюсь. Достаточно сказать, например, что А. П. Павлов ввел в науку понятие о делювиальных процессах, о суффозии, всю жизнь занимался явлениями ледникового периода и т. п.

Заключение. Критический разбор русского геоморфологического идейного наследства никем до настоящего времени не предпринимался. Работа эта должна была бы заключаться в изучении огромного числа источников — географических, геологических и т. п. Цели ее выходят за рамки задач настоящей вводной главы. Мы ограничились поэтому кратким анализом геоморфологических воззрений восьми наиболее крупных наших ученых.

Из этого анализа вытекают некоторые общие заключения. Во-первых, можно отметить, что русские ученые много думали и много работали над такими основными вопросами гео-

морфологии, как-то: планетарная геоморфология; типы рельефа в их зависимости от воздействия внутренних сил Земли; законы образования речных долин; эволюция рельефа и методы ее определения; рельеф и древнее оледенение и т. д. Множество других геоморфологических явлений, отчасти упомянутых в предыдущем изложении, расширяет и дополняет только что приведенный перечень.

Совокупность этих вопросов, глубина и оригинальность трактовки геоморфологических проблем, позволяют нам с полным основанием считать, что геоморфология, как весьма разработанная отрасль науки, существовала в России уже во второй половине прошлого века. Она начала окончательно складываться и в России и за рубежом, примерно, в одно и то же время и под влиянием одних и тех же прогрессивных идей, как-то: эволюционные идеи Дарвина и актуалистические воззрения Ляйелля, а ранее идеи Ломоносова.

Вот почему мы ограничились в нашем экскурсе в историю русской геоморфологии, главным образом, рубежом середины прошлого столетия. Русские геоморфологи того времени в центре своего внимания имели некоторые основные вопросы, сохранившие свое значение в настоящее время.

Затем нельзя не констатировать и того, что у наших первых ученых-геоморфологов имела место преемственность во взглядах и влияние предшественников на последователей. Семенов, Кропоткин, Докучаев, Мушкетов, Никитин, Карпинский, Павлов — не просто одиночки-ученые, а представители научного *течения* — геоморфологии.

Многие взгляды Семенова относительно рельефа гор развивает затем Мушкетов; гипотеза древнего оледенения Кропоткина лежит в основе представлений Никитина; Павлов идейно связан с Карпинским и т. д., и т. п.

Третья не менее важная черта русской дореволюционной геоморфологии состоит в несомненном ее влиянии на геоморфологические идеи за рубежом. Семенов и Мушкетов открыли в мировой науке геоморфологию Средней Азии в ее истинном свете. Таково же было значение сибирских работ Кропоткина.

Эрудиция молодого Семенова в области географии Средней Азии была так велика, что маститый Карл Риттер, еще до поездки Семенова в Среднюю Азию, ставил его познания выше своих собственных.

Риттер, «познакомившись со мной, чрезвычайно полюбил меня, как своего переводчика и комментатора, и отсылал ко мне всех интересовавшихся географией застенной Китайской империи и вообще Центральной Азии, говоря им, что с настоящим положением географических сведений об этих частях Азии я знаком ближе, чем он сам», — писал впоследствии П. П. Семенов.

Труды всех упомянутых русских ученых много издавались в зарубежной научной печати, что также способствовало распространению идей первых русских геоморфологов.

И все же русская дореволюционная геоморфология характеризовалась некоторой робостью, недостаточно выраженным сознанием своих собственных заслуг, чрезмерной оглядкой на «заграницу». И преемственность в идеях между отдельными русскими геоморфологами и тем более оценка их заслуг за рубежом были далеко не достаточными.

И. В. Мушкетов в своей «Физической геологии» нигде не отмечает заслуг Докучаева, как одного из создателей учения о речной эрозии; тем более зарубежные геоморфологи не оценили полностью заслуг названных крупнейших русских ученых в области геоморфологии. Их имена должны быть поставлены во главе нашей науки, что наши ученые, без сомнения, заслужили.

Я ограничился характеристиками самых крупных имен. Следует прибавить, что такие ученые, как А. П. Карпинский, А. П. Павлов, В. А. Обручев и многие другие, работали в области геоморфологии и до и после Октября.

В советское время возникли геоморфологические школы Московского и Ленинградского университетов, созданные профессорами А. А. Борзовым, И. С. Щукиным и Я. С. Эдельштейном. Множество советских ученых-исследователей, работающих в области географии, геологии, гидрологии и прочих научных дисциплин, являются подлинными создателями советской геоморфологии. Идеи советских геоморфологов излагаются на протяжении всех дальнейших глав по мере освещения отдельных проблем современной геоморфологии. Эти главы пытаются дать набросок геоморфологии сегодняшнего дня и оценить тот огромный вклад, который внесли в нее советские геоморфологи.

Часть II. ЭНДОГЕННЫЙ ФАКТОР В ОБРАЗОВАНИИ РЕЛЬЕФА

Глава IV. НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ПЛАНЕТАРНОЙ ГЕОМОРФОЛОГИИ

З е м л я — с ф е р о и д. Представления относительно формы Земли, как планеты, прошли несколько стадий эволюции. Гомер в IX в. до начала нашей эры в поэтической форме описывал Землю как плоский диск. За несколько столетий до нашей эры в науку проникает представление о Земле-шаре (Аристотель, 384—322 гг. до н. э.; Эратосфен, 272—199 гг. до н. э.).

Однако еще Колумбу возражали по поводу идеи его путешествия с той точки зрения, что сферическая форма Земли не является доказанной. Только кругосветное путешествие Магеллана (1519—1522) сломило этот скептицизм. Земля была признана имеющей форму шара.

Современные научные представления рассматривают Землю как *сфероид вращения*. Это представление мы уточняем, когда говорим, что Земля — геоид. Земля-шар, Земля-сфероид, Земля-геоид — понятия, представляющие три последовательные стадии приближения к истиной или физической поверхности Земли.

Земной сфероид представляет собою фигуру вращения Земли вокруг оси, характеризующуюся сжатием у полюсов.

Численная характеристика земного сфероида такова:

Длина экваториального радиуса . . 6378,388 км
„ полярного радиуса . . . . . 6356,312 „

Величина сжатия—21,534 км, или $\frac{1}{297}$ (отношение разности длины экваториального и полярного радиусов к длине полярного радиуса).

Площадь поверхности . . . . . 510.000 900 км²
Объем . . . . . 1,083 млрд. км³

Приведенные цифры даны были в 1910 г. Хейфордом. Советский геодезист Ф. Н. Красовский отмечает, что эти цифры продиктованы, главным образом, американскими материа-

лами; советские геодезические работы видоизменяют приведенные цифры. По Ф. Н. Красовскому длина большой полуоси Земли несколько меньше (6378,245 км), и Земля менее сплюснута (1 : 298,6).

Нас должен интересовать характер тех сил, которые придали Земле форму сфероида; изменчивость этой формы под влиянием изменений основных сил; наконец, вопрос о том, как изменения формы земного сфероида отражаются на формах второго порядка; и, наоборот: как изменения форм второго порядка отражаются на форме первого порядка — форме земного сфероида.

Многие из этих вопросов возникали и разрешались уже в начальных стадиях развития представлений о земном сфероиде.

Идеи Ньютона и Гюйгенса. История вопроса начинается в эпоху Ньютона (1643—1727). В 1672 г. французский астроном Рише устанавливает, что в Кайенне (т. е. вблизи экватора) [1] астрономические часы с маятником, выверенные в Париже, стали отставать на 2½ минуты в сутки. Ньютон объяснил это явление уменьшением силы тяжести на экваторе ввиду того, что «Земля на экваторе немного выше».

Мысли Ньютона представляют для нас непосредственный интерес. Ньютон принял, что Земля — сфероид, и вычислил сжатие Земли $a = {}^1/_{230}$. Таким образом, сжатие Земли, по вычислениям Ньютона, больше, чем его принимают, согласно позднейшим расчетам (${}^1/_{298}$). В чем причина погрешности его вычислений—показали расчеты, сделанные Гюйгенсом (1629—1695). Гюйгенс тоже вычислил сжатие сфероида, но получил цифру гораздо меньшую, чем цифра Ньютона, а именно ${}^1/_{576}$.

Почему Ньютон и Гюйгенс разошлись в своих расчетах? Ньютон принимал Землю за тело однородное и считал, что каждая точка внутри Земли испытывает притяжение не только к центру, но и со стороны других точек Земли. В таком случае эллипсоид будет сравнительно сильно вытянутым, сила тяжести с глубиной будет нарастать только до известной глубины, а поэтому центробежная сила окажется относительно велика. Гюйгенс принял противоположную точку зрения. Он допустил, что притяжение всюду направлено к центру, где сосредоточена вся масса Земли, остальные же части ее имеют нулевую плотность. В таком случае форма сфероида должна быть ближе к форме шара, так как значение центробежной силы сравнительно мало.

Теперь нам должно быть ясно, что: 1) форма земного сфероида зависит не только от скорости вращения Земли, но и от степени однородности строения Земли; 2) истинная величи-

---

[1] Широта Кайенны — 40°56′ с. ш.

на сжатия Земли находится между величинами, полученными Ньютоном и Гюйгенсом. Действительно:

$$^1/_{230} > {}^1/_{298} > {}^1/_{576}.$$

Гельмерт принимал, например, что сила тяжести возрастает до определенного предела углубления внутрь Земли, равного 1 000 км. Глубже 1 000 км сила тяжести опять убывает. На поверхности Земли сила тяжести на 5% меньше, чем на глубине 1 000 км.

Но раз на любую точку внутри Земли действует притяжение и внутренних и внешних «сфер» земного тела, то совершенно не безразлично их строение, т. е. распределение вещества на разных глубинах.

Вот почему, когда мы сопоставляем величину сжатия планет солнечной системы со скоростью их вращения, мы не видим достаточно ясно выраженной связи обеих величин. Картина запутана, так как влияет второй фактор — различная степень однородности строения той или другой планеты (см. таблицу).

Таблица

Сжатие некоторых тел солнечной системы

Название	Время обращения около оси	Средняя плотность	Сжатие
Земля	23 ч. 56 м.	5 · 5	1:298
Марс	24 „ 37 „	4 · 0	1:192
Юпитер	9 „ 50 „	1 · 3	1:15
Сатурн	10 „ 14 „	0 · 7	1:10
Уран	10 „ 42 „	1 · 3	1:14
Солнце	25 суток	1 · 4	—

Например, сжатие Марса значительно больше сжатия Земли ($^1/_{192}$ и $^1/_{298}$), а вращение Марса даже несколько медленнее (Земля — 23 ч. 56 м., Марс — 24 ч. 37 м.).

Итак, фигура Земли зависит и от ее внутреннего строения.

Но, конечно, фигура Земли-сфероида зависит от скорости вращения вокруг оси: сжатие Сатурна, Урана и Юпитера очень велико ($^1/_{10}$ — $^1/_{15}$), скорость вращения также велика (9 ч. 59 м.— 10 ч. 42 м.) по сравнению с соответствующими данными для Земли.

Скорость вращения и рельеф Земли. Не менее важны для объяснения форм основных неровностей поверхности Земли и расчеты прочности Земли *при различных*

скоростях вращения. Эти расчеты приводят к следующему итогу: центробежная сила на экваторе (где она больше всего) составляет $^1/_{289}$ силы земного притяжения. Центробежная сила возрастает пропорционально квадрату угловой скорости вращения. Если угловая скорость возрастает в 17 раз, то центробежная сила увеличится в 17^2 (289) раз, т. е. тела на экваторе потеряют свою тяжесть, и произойдет отрыв части вещества Земли. В действительности катастрофа наступила бы и еще раньше, так как, по мере ускорения вращения, земной эллипсоид становился бы все более и более выпуклым, а поэтому скорость вращения на экваторе еще увеличилась бы.

Разрыв наступил бы при длине суток более $\frac{24}{17}$ часа, или 1 ч. 25 м., и длине экваториальной оси в 2,7 раза более полярной оси Земли. Эти расчеты также имеют для нас известное, хотя и косвенное, значение. Вопрос сводится к отрыву от Земли ее спутника — Луны, а с этой катастрофой многие ученые связывали образование одной из основных особенностей земной поверхности — впадины Тихого океана. Так думал, например, наш крупнейший геохимик, академик В. И. Вернадский.

Мы можем считать, что в настоящее время Земля обладает огромным — более чем пятнадцатикратным — «запасом прочности», а Солнце, вращение которого вокруг оси еще гораздо медленнее, имеет даже 200-кратный запас прочности. Напротив, масса Сатурна с его быстрым вращением и сплюснутостью у полюсов очень неустойчива. Запас прочности у Сатурна всего 1½-кратный. Однажды в истории планеты этот запас уже был израсходован, и последовал отрыв колец Сатурна.

Итак, Земля — сфероид, вращающийся вокруг своей малой оси; это вращение создает форму сфероида, которая, однако, выражена не столь уже резко вследствие уплотнения вещества Земли с приближением к ее центру. Скорость вращения Земли может измениться, и если она увеличится до некоторой критической величины — от земного экватора оторвется большая «капля», часть массы Земли. Таким образом образовалась Луна. С тех пор скорость вращения Земли замедлилась, и она должна увеличиться не менее чем в 17 раз, чтобы подобного рода катастрофа могла вновь повториться.

Какие же изменения земного рельефа могут вызвать изменения в условиях вращения Земли? Существуют ли предположения подобного рода? Прежде всего скажем о скорости вращения, как причине изменения формы поверхности Земли. Из многих гипотез, связывающих оба явления, несомненно, наибольший интерес к себе вызвала гипотеза А. Вегенера.

Вегенер объяснял вращением Земли два явления: пере-

движения материков в сторону экватора («бегство от полюса») и передвижение материков в западном направлении.

Движение материков к экватору Вегенер объяснил действием центробежной силы. Ход его рассуждения следующий.

Материковые, сравнительно легкие, глыбы (сиаль=силиций+алюминий) плавают в сравнительно тяжелом слое симы (силиций+магний).

Земля — эллипсоид, состоящий из концентрических оболочек, и поверхности оболочек не параллельны друг другу. Поверхность симы менее эллипсоидальна, чем поверхность сиаля, т. е. дневная поверхность Земли. Иначе говоря, слой сиаля увеличивается в мощности с приближением к экватору. Представим себе сиалическую глыбу, плавающую в симе. На эту глыбу действуют две встречные силы. Сила тяжести направлена перпендикулярно к поверхности Земли (верхней поверхности сиаля) — вниз; Архимедова сила плавучести выталкивает глыбу из симы и направлена вверх — перпендикулярно к поверхности симы. Ввиду непараллельности обеих поверхностей перпендикулярные им силы, направленные встречно, образуют некоторый угол друг с другом. Можно построить параллелограм сил с результирующей силой, которая окажется направленной в сторону экватора. Это есть та сила, которая, по Вегенеру, вызывает бегство материков от полюсов и стремится столкнуть их на экваторе. Геолог Р. Штауб, развивавший, хотя и с некоторыми изменениями, те же идеи, яркими красками пытался рисовать «бегство» материков и возвращение их в исходное положение.

«Ведущая роль в этом великом общем механизме горообразования принадлежит центробежным силам, — пишет Штауб; — от них исходит первичный толчок, возбуждающий вечно повторяющуюся и закономерно чередующуюся игру подкоровых течений, и в них заключается великий направляющий момент в этой игре, которая в процессе величественной смены — движения от полюсов — полярного дрейфа материков — неизменно обусловливает повторное горообразование на Земле» (стр. 261).

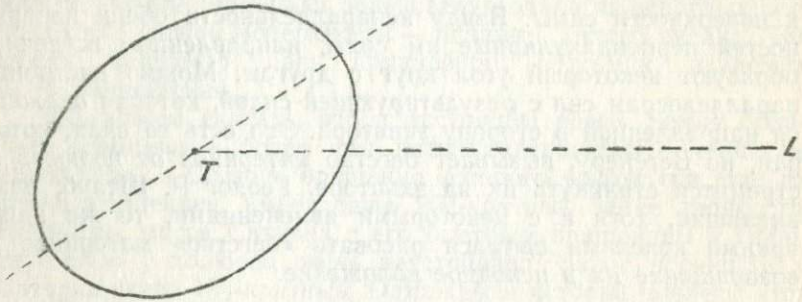
В таких патетических выражениях описывал Штауб роль центробежной силы в образовании рельефа Земли. Однако величина ее недостаточна. Один американский автор иллюстрировал действие этой силы в средних широтах следующим образом: ее можно сравнить с усилиями 500 теплоходов типа «Кьюин Элизабет», приложенным к территории, равной территории Манхэттена (центральная часть Нью-Йорка). Однако этой силы все же в несколько тысяч раз недостаточно, чтобы обусловить скольжение материков к экватору (даже при условии, если сиалический слой действительно может скользить по симе).

Мы еще вернемся к гипотезе Вегенера и увидим, что по ряду причин она не может дать нам разгадки современного лика Земли.

Сейчас же нам важно только заметить, что форму Земли как целого и форму главных ее отдельных черт связывают с большими или меньшими вращением Земли и возникающей при вращении центробежной силой.

Но вращение Земли, после отрыва от нее Луны, стало замедляться под влиянием приливов, порожденных Луной. Механизм приливного торможения легко представить себе при помощи простого чертежа (фиг. 1).

Пусть Луна L вызывает приливную волну на поверхности Земли, центр которой находится в точке T. В момент образования приливной волны Земля представит собой эллипсоид, вытянутый в направлении Луны T— Форма земного эллипсоида будет даже подчеркнута образованием приливной волны на двух противоположных частях поверхности Земли. Но последняя, вращаясь против часовой стрелки, увлечет за собой вследствие вязкости воды и приливную волну, которая



Фиг. 1. Механизм приливного торможения вращения Земли.

примет положение, показанное на чертеже. Большая ось эллипсоида образует угол с направлением T—L. Выступ эллипсоида с приливной волной будет оттягиваться Луной в направлении, обратном вращению Земли. Вращение Земли станет тормозиться и замедляться.

Описанный процесс притяжения Луной приливной волны и привел к тому, что скорость вращения Земли замедлялась со времени действия этого механизма, примерно, в 6 раз.

С образованием Луны связана крупнейшая геоморфологическая проблема — проблема происхождения так называемой дисимметрии Земли.

Вопрос заключается в следующем. Легкий сиалический слой Земли в области океанов сравнительно тонок, и, как думают многие крупные ученые, он там и вовсе отсутствует. Особенно часто предполагают разрыв сиалической оболочки в области самого большого океана — Тихого. Отсутствие сиалического слоя создает дисимметрию Земли.

Вот как представлял себе эту особенность строения и рельефа Земли В. И. Вернадский.

«Основное явление,— писал Вернадский,— что в строении Земли существует разрыв сплошности — цельности геологических оболочек, начиная с биосферы».

В частности разорвана гранитная оболочка — сиаль. Ее нет под водами Тихого океана. «Под иламц Тихого океана должна лежать подгранитная тяжелая оболочка. Здесь кончается та область дисимметрии, которая так ярко выявляется для планеты, захватывая ряд оболочек». Почему же гранитная оболочка в области Тихого океана отсутствует? «Мне кажется,— заключает Вернадский,— геологи должны считаться с выводами астрономов по отношению к Луне» (стр. 259, 262).

Вернадский имеет в виду отрыв Луны от Земли, который должен был произойти в области Тихого океана. Гранитная оболочка Земли здесь была вырвана, а вместе с ней и часть более тяжелой подгранитной оболочки. Эту гипотезу выдвинул еще Дж. Дарвин, затем ее развивали многие и почти исключительно зарубежные геологи и геофизики. Назовем такие имена, как Пикеринг, Вегенер, Штауб, Борн. Вегенер считал, что отрыв Луны именно и вызвал расползание материков, которые стремились заполнить образовавшийся «шрам». Поэтому-то ныне сиалическая оболочка и разорвана. Правда, объем Луны в три раза больше емкости тихоокеанской впадины. Но последняя могла постепенно «затянуться». Ссылаются также на удельный вес Луны. Он равен 3,28. Это больше удельного веса сиалического слоя Земли (2,7—2,8), но расхождение может быть объяснено просто: вырванным оказался отчасти и подсиалический более тяжелый слой — оливиновый (удельный вес оливина соответствует удельному весу Луны).

Нужно, однако, сказать, что Хаарман место отрыва Луны от Земли ищет в горах Центральной Азии, а большинство советских ученых отрицательно относится к этой гипотезе. Да и само явление дисимметричного строения поверхностных оболочек Земли сильно преувеличено В. И. Вернадским.

Однако как же относиться к изложенной гипотезе? Она существует. И она связывает происхождение Тихого океана — геоморфологическую проблему — с жизнью нашей планеты как целого.

Так или иначе, влияние лунных приливов — факт общепризнанный. Но количественное его выражение зависит от некоторых деталей рельефа Земли. И эти детали земного рельефа уже сами определяют изменение величины приливного трения в течение геологических эпох, замедление вращения Земли. Последнее должно бы происходить неравномерно. Так частное в рельефе Земли зависит от общего, но и общее определяется частным.

Дело в том, что приливная волна распространяется на незначительную глубину и трение ее о морское дно выражено в мелких морях.

Тэйлор и Джефрейс в 1920 г. подсчитали влияние приливного трения на замедление вращения Земли в различных морях. Влияние каждого моря было выражено в зависимости от энергии, которая рассеивается при трении приливных волн. Их подсчеты охватили европейские, азиатские и североамериканские воды и привели к такому выводу: рассеяние энергии в Беринговом море составляет около двух третей общего рассеяния энергии всех морей, а именно: $11{\cdot}1{\cdot}10^{18}$ эрг/сек и $7{,}5{\cdot}10^{18}$ эрг/сек.

Правда, Берингово море глубже, чем принималось этими исследователями, и его приливный эффект меньше. Но все же роль Берингова моря в замедлении вращения Земли сейчас исключительно велика.

За всю геологическую историю Земли площадь, занятая мелкими морями, много раз изменялась. Как правило, в тектонически неспокойные эпохи рельеф Земли был сильно расчлененным, мелкие моря занимали малые площади. Напротив, в эпохи тектонически спокойные площадь мелких (эпиконтинентальных) морей должна была возрастать. Из этого можно вывести предположение, что приливное трение действовало хотя и непрерывно, но с различной силой. Вращение Земли замедлялось скачкообразно — резко в тектонически спокойные, слабее в тектонически бурные времена.

Интересно, что и в настоящее время скорость вращения Земли изменяется скачкообразно: такие скачки имели место в 1667, 1758, 1784, 1864 и 1887 гг. Причины этих изменений, как показал анализ П. П. Парийского, можно объяснить небольшими (5,6 м) изменениями радиуса Земли.

Мы исходили до сих пор из того предположения, что ось вращения Земли занимает неизменное положение в теле Земли и что, следовательно, и положение полюсов неизменно. Однако это допущение неверно. Положение земной оси, а следовательно и полюсов, подвержено изменениям. Эти изменения зависят от сравнительно очень небольших изменений земного рельефа. Они сами влияют на рельеф Земли. Прежде всего заметим, что полюсы испытывают и в настоящее время перемещения. Известна связь между перемещениями полюсов и землетрясениями и сезонными географическими изменениями некоторых элементов на поверхности Земли.

Положение оси вращения и рельеф Земли. Когда мы говорим о перемещении полюса, мы должны иметь в виду логическую возможность различного толкования этого процесса.

1. Некоторые авторы представляют себе перемещение по-

люса в качестве результата скольжения поверхностной сиалической оболочки Земли по симатической оболочке. Такое перемещение полюса можно назвать *относительным*, так как положение полюса по отношению к основной массе Земли (от поверхности симы и глубже) изменяться не будет. О таком перемещении полюса (скольжение сиалической оболочки) писал незадолго до войны (в 1934 г.) югославский геофизик Миланкович. Он представлял себе, что вследствие скольжения сиалического слоя по симе полюс передвинулся из района Тихого океана (начиная с палеозоя) к современному его положению и дальше имеет тенденцию двигаться в том же направлении, т. е. в сторону Евразии.

Разновидностью этого взгляда является взгляд Вегенера, по мнению которого сиалический слой перемещается не в целом, а отдельными частями, которые отвечают материкам.

Гипотеза больших горизонтальных передвижений сиаля по симе, т. е. гипотеза относительного передвижения полюса, неприемлема по геофизическим основаниям, о которых нам придется говорить ниже.

2. Абсолютным перемещением полюсов можно назвать перемещения, связанные с изменением в положении оси вращения в теле Земли. Это перемещение можно сравнить с тем, которое произойдет с осью вращения мяча, положенного на пол и вращавшегося некоторое время вокруг своей оси, один из полюсов которого проходит через точку соприкосновения мяча с полом. Если мы мяч перевернем, сохраняя его вращение, и точка опоры мяча соответственно переместится, то внутри мяча произойдет перемещение оси вращения. Мы в дальнейшем будем иметь в виду *абсолютное* перемещение полюсов Земли.

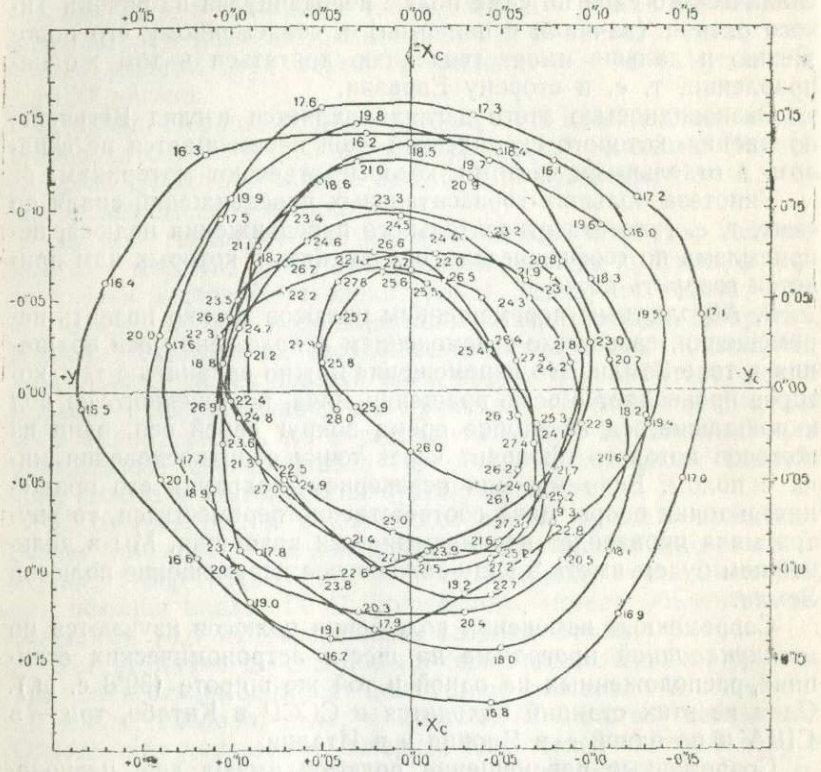
Современные изменения положения полюсов изучаются по международной программе на шести астрономических станциях, расположенных на одной и той же широте (39°8 с. ш.). Одна из этих станций находится в СССР в Китабе, три — в США и по одной — в Японии и в Италии.

Современные перемещения полюсов имеют два периода, примерно в 14 месяцев и в 1 год. Наибольшие отклонения от среднего положения не превышают $^3/_4$ секунды, или 20 м (1^{II} по широте составляет 31 м).

Читатель может видеть характер движения Северного полюса за 1915—1928 гг. на фиг. 2 (по А. Я. Орлову).

Причины годичного передвижения полюсов чисто географические: годичный ход изменения атмосферного давления, а также изменение массы континентов в связи с образованием снегового покрова в зимнюю половину года. Эту взаимосвязь явлений нам очень важно отметить. Мы видим, что *общий* характер движения Земли меняется и в зависимости от изменений *местных*, географических.

Еще сильнее должны отразиться на земной поверхности крупные отклонения в положении земной оси. Нужно, однако, нам оговориться, что очень крупных изменений положения полюсов, измеряемых, скажем, десятками географических градусов, сейчас нет оснований предполагать. В частности, предположения относительно крупных миграций полюсов противоречат фактам и неправдоподобны. Кеппен и Вегенер помещают северный полюс в начале четвертичного периода под



Фиг. 2. Современное перемещение полюса. (По А. Я. Орлову.)

70° с. ш. и 60° в. д. и затем рисуют длинный путь, пройденный им от берегов Аляски до современного положения. Однако особенности распространения древнего оледенения в северном полушарии только тогда будут понятны, если полюс не передвигался или передвигался весьма мало. Дело в том, что черты древнего оледенения находятся в соответствии с особенностями современного климатического режима, т. е. современного положения полюсов широт и долгот.

Таким образом, мы будем исходить из более узких изменений в положениях полюсов.

Высчитано, что поднятие уровня Средиземного моря на 1 м вызовет перемещение полюсов также на 1 м. Древнее оледенение Северной Америки и Европы должно было вызвать изменение в положении полюсов на 8 км. Поднятие и опускание гор также отражаются на положении полюсов. Например, если предположить, что Азия выровнена эрозией до уровня океана, то северный полюс передвинулся бы на 40 км, т. е. на $^1/_3°$. Само собой разумеется, что не только географические изменения влияют на положение полюсов, но и небольшие изменения в положении последнего вызовут значительную перестройку в рельефе земной поверхности. Это легко вывести из соотношения приведенных выше величин.

Все приведенные численные зависимости гипотетичны. Но дело не в числах, а в сути явления. Она сводится к тому, что рельеф Земли реагирует на изменения скорости вращения Земли вокруг оси и на положение последней, и, наоборот, изменения в рельефе, связанные с расположением масс на земной поверхности — даже такие незначительные, как накопление снегового покрова — неизменно отражаются на положении земной оси и полюсов.

Вот эта-то связь целого и его частей и создает для геоморфолога необходимость изучения основных особенностей поверхности нашей планеты.

З е м л я — г е о и д. До сих под мы имели дело с морфологией земного сфероида. Мы рассматривали изменение его морфологии, проистекающее из изменения скорости вращения и положения оси вращения Земли.

Следующим приближением к действительной морфологии земной поверхности будет форма *геоида*.

Геоид — форма поверхности Земли, определяемая величиной и направлением силы тяжести. Данными для определения фигуры геоида соответственно сказанному служат: 1) гравиметрические определения аномалий силы тяжести и 2) направление линий отвеса. Имея те и другие данные, мы получаем возможность построить фигуру геоида.

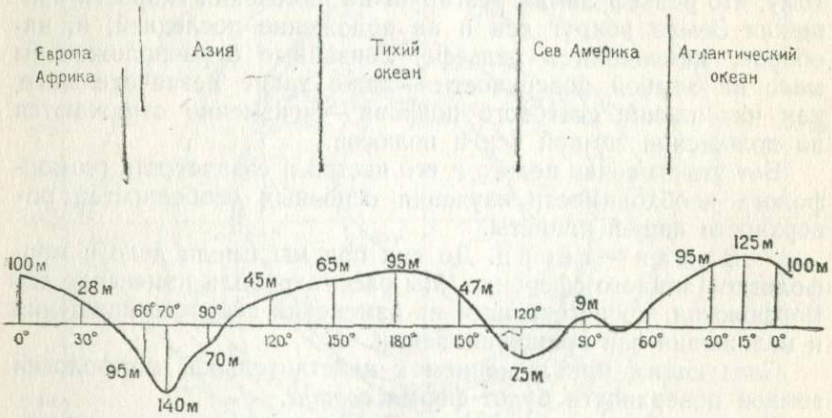
Понятие геоида введено в науку в 70-х годах прошлого века Листингом. Листинг считал, что отступления геоида от сфероида определяются только внешним рельефом Земли и достигают 500 м. Мы увидим, что эти представления в количественном отношении и по существу нуждаются в коренных поправках.

Геоид, как мы уже видели, образован уровенной поверхностью, которая в любой своей точке перпендикулярна направлению силы тяжести. Следовательно, поверхность геоида передает в главных чертах, как распределены те массы, которые влияют на направление силы тяжести.

Можно сказать, что поверхность геоида — это обобщенная поверхность материков и океанов, с учетом того

материала, из которого они построены. Понятие о форме Земли, как о шаре, затем сфероиде и, наконец, геоиде — это постепенное приближение к истинной картине поверхности Земли, но и понятие геоида приближенное, так что рельеф геоида можно также назвать интегральным рельефом Земли. Иногда считают, что геоид должен быть выше в области материков, вследствие притяжения материковых масс, и что он должен понижаться в области океанических впадин. Однако действительная картина сложнее. В общих чертах она такова.

По Хирвонену самые высокие волны геоида находятся в Атлантическом (125 м) и в Тихом океане (100 м). Следовательно, в области океанов геоид выше сфероидов. В пределах материков картина следующая: в Западной Европе высота



Фиг. 3. Экваториальный профиль геоида по данным Хирвонена. (По П. М. Горшкову, 1946 г.)

геоида положительная, но к востоку ее величина убывает, и, начиная с меридиана Москвы, геоид лежит ниже сфероида. На 70-м меридиане находится наибольшее погружение поверхности геоида — на 140 м. Лишь начиная с Иркутска поверхность геоида вновь поднимается над поверхностью сфероида и остается лежать выше нее и в области Тихого океана. Но у западных берегов Америки опять геоид погружается ниже сфероида (до —75 м). В Америке — малые отрицательные и малые положительные волны геоида.

Эту картину хорошо иллюстрирует широтный профиль геоида, приведенный к экватору (фиг. 3).

Можно видеть, что отклонения геоида от сфероида гораздо менее значительны, чем предполагал Листинг; далее, что эти отклонения не представляют просто обобщенной поверхности действительного рельефа Земли. Как раз наоборот: поверхность геоида скорее зеркальна по отношению к действитель-

ной поверхности Земли. Из сопоставления обеих поверхностей можно заключить, что материки, и в частности горы, «легче», чем дно океанов. Это и есть главное обстоятельство, определяющее расположение и величину положительных и отрицательных волн геоида. Оно создает картину, обратную той, которую предполагал Листинг.

Конечно, форма геоида подвержена изменениям, так же как и форма сфероида. Форма геоида должна изменяться в связи с перемещениями вещества в теле Земли. Эти перемещения вызываются процессом тектогенеза, понимаемым в самом широком смысле слова. Приведу следующие соображения Ф. Н. Красовского относительно некоторых общих причин, вызывающих изменение форм геоида.

Те волны геоида, о которых говорилось выше, улавливаются широтным профилем, их пересекающим. Следовательно, это меридиональные волны. Кроме того, можно предполагать и наличие широтных волн геоида. На это, возможно, указывает преобладание положительных аномалий силы тяжести в высоких широтах и отрицательных аномалий — в низких широтах:

Широты		Аномалии в миллигалах[1]
от	до	
+30°	+40°	+28,2
+20	+30	+ 9,3
+10	+20	— 2,3
0	+10	— 0,9
0	—10	—25,7
—10	—20	—14,4
—20	—30	+ 1,7
—30	—40	+ 9,9

Толкование этой таблицы может быть следующим: скорость вращения Земли уменьшается в результате приливного трения; вследствие этого сплющенность эллипсоида у полюсов также становится меньше, и должна происходить перегруппировка масс от экватора к полюсам. Происходит процесс постепенного насыщения приполярных пространств притекаю-

[1] Гал — единица измерения силы тяжести, названная в честь Галилея. Один гал $= \frac{1 \text{ см}}{1 \text{ сек}^2}$, т. е. силе, способной в 1 сек. придать телу ускорение, равное 1 см. Миллигал = 0,001 гала.

щим веществом. Меньшая величина аномалии силы тяжести у южного полюса, возможно, указывает на большую длину полярной полуоси в южном, чем в северном полушарии.

Если действительно форма геоида перестраивается соответственно уменьшающейся скорости вращения Земли, то можно также предположить следующее:

«За громадные периоды времени длина полярной оси Земли должна увеличиваться, а длина экваториальной оси уменьшаться. Конечно, это должно сопровождаться соответствующими перемещениями масс в земной коре и в подкоровом слое. Вероятно, что в приэкваториальной области и вблизи полюсов при этом господствуют вертикальные перемещения глыб земной коры, в области же приблизительно между параллелями 20 и 50° — тангециальное перемещение таких глыб» (Красовский, стр. 238).

Далее Красовский уточняет зону, наиболее благоприятную для горизонтального перемещения масс земной коры. Она должна находиться около 35°30′ широты, что соответствует широтному поясу гор Евразии — «поясу разлома» земной коры многих авторов.

Итак, изучение формы геоида может пролить свет на образование некоторых основных черт физической поверхности Земли [1].

Глава V. ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ РЕЛЬЕФА ЗЕМЛИ

Основные черты рельефа Земли явственно разделяются на две категории. Мы должны, во-первых, различать низкие пространства океанического дна и высокие пространства поверхности материков. «Океан» и «материк» вполне объективно противопоставляют один другому. Это разделение подчеркивает гипсографическая кривая. Во-первых, мы должны рассмотреть основные неровности рельефа самих материков (или, что почти одно и то же, дна океанов).

Соответственно указанному разделению эта глава распадается на два больших раздела.

1. Материки и океаны [2]

Мы переходим к главному вопросу, интересующему нас в этой главе: где же те формы первого порядка, о которых мы писали в первой главе книги? Нам необходимо их выделить и объяснить их образование.

---

[1] Обобщенной поверхностью геоида является так называемый трехосный эллипсоид. Разницу длины его экваториальных полуосей Хирвонен принимает равной 139+22. Трехосный эллипсоид — понятие мало выразительное. Во всяком случае он не имеет отношения к вращению Земли. Форма его определяется теми же силами, что и форма геоида.

[2] Для простоты я буду употреблять слово «океан» вместо «дно океана», «рельеф поверхности дна океана» и т. д.

Наше внимание невольно привлекают два главных подразделения, так ярко выступающих на любой физической карте мира. Эти подразделения — материки и океаны.

Просто рисует картину мира физическая карта: материки и океаны — две наиболее контрастные черты лика Земли.

Но картина далеко не так проста в геоморфологическом отношении. Дно океана образует та же твердая поверхность литосферы, что и поверхность материков. Геоморфолога интересует именно эта поверхность. Все время следует представлять себе, что океан удален и дно океанических впадин обнажено. Но, «удалив» воды океанов, мы уничтожим и ту отчетливую географическую границу, которую видим на физико-географической карте. Нам представится поверхность Земли как сравнительно однотонная картина, на которой нерезко проступают возвышенности и понижения. Как известно, крайние колебания высот составляют всего 19 675 м (высшая точка +8 882 м, низшая —10 793 м) или 0,003 радиуса Земли.

Энгельн изобразил рельеф дна Атлантического океана так, как мы обыкновенно привыкли изображать рельеф поверхности материков (фиг. 4). При взгляде на его схему сразу же исчезает представление о существенном отличии рельефа дна Атлантического океана и рельефа поверхности материков.

Но если таким образом стирается различие в рельефе *дна* океанов и поверхности материков, то еще больше оснований развенчать береговую линию океана — нулевую изогипсу, как границу, имеющую геоморфологическое значение. Эта граница временная, а главное — ее положение изменяется под воздействием разных причин как связанных с развитием поверхности твердой земной коры (геократических — по А. П. Павлову), так с ней и не связанных (или гидрократических причин). Даже если допускать, что объем воды Мирового океана не изменялся (так думал В. И. Вернадский), уровень его должен был колебаться под влиянием изменения емкости Мирового океана, а последнюю образует рельеф, который формируется движениями земной коры. Уровень Мирового океана должен понижаться в эпоху резко расчлененного рельефа — геократических фаз развития поверхности, так как в эти эпохи глубина впадин увеличивалась, а следовательно, возрастала и их емкость. И наоборот: в те эпохи, когда поверхность Земли носила относительно выровненный характер, глубина и емкость океанических впадин уменьшалась. Соответственно с этими изменениями береговая черта Мирового океана поднималась и опускалась, граница материков и океанов испытывала непрерывные изменения. Итак, уже поэтому современная физическая карта не может дать нам правильного представления о распределении «высокого» и «низкого», материков и океанов, как двух основных категорий рельефа.

В геоморфологической литературе это простое обстоятельство изложено сбивчиво. В качестве примера приведу высказывания Альбрехта Пенка в его «Морфологии земной поверхности» (т. I, стр. 95, 167, 190).

Сравнивая материки и океаны, Пенк сначала ничего не говорит относительно их структурных, т. е. морфолого-генетических, различий. Он упоминает лишь, что между ними наблюдаются большие «противоположности в отношении частностей» (? — *К. М.*). Но ему уже известно, что «под поверхностью моря должны, без сомнения, предполагаться более тяжелые массы, чем под поверхностью континентов». «Основные черты поверхности Земли находятся во внутренней зависимости от плотности находящейся под нею земной коры», — правильно замечает он в другом месте.

Из этого правильного заключения Пенк делает, однако, неверный вывод о перманентности (постоянстве) материков и океанов, начиная с палеозоя.

Итак, существуют ли материки и океаны как две основные геоморфологические категории? Иначе говоря, существует ли высокая и низкая ступень как основная морфолого-генетическая (геоморфологическая) противоположность?

Вопрос этот можно расчленить на два: 1) материки и океаны Земли в морфометрическом (гипсометрическом) отношении; 2) материки и океаны как геоморфологические категории.

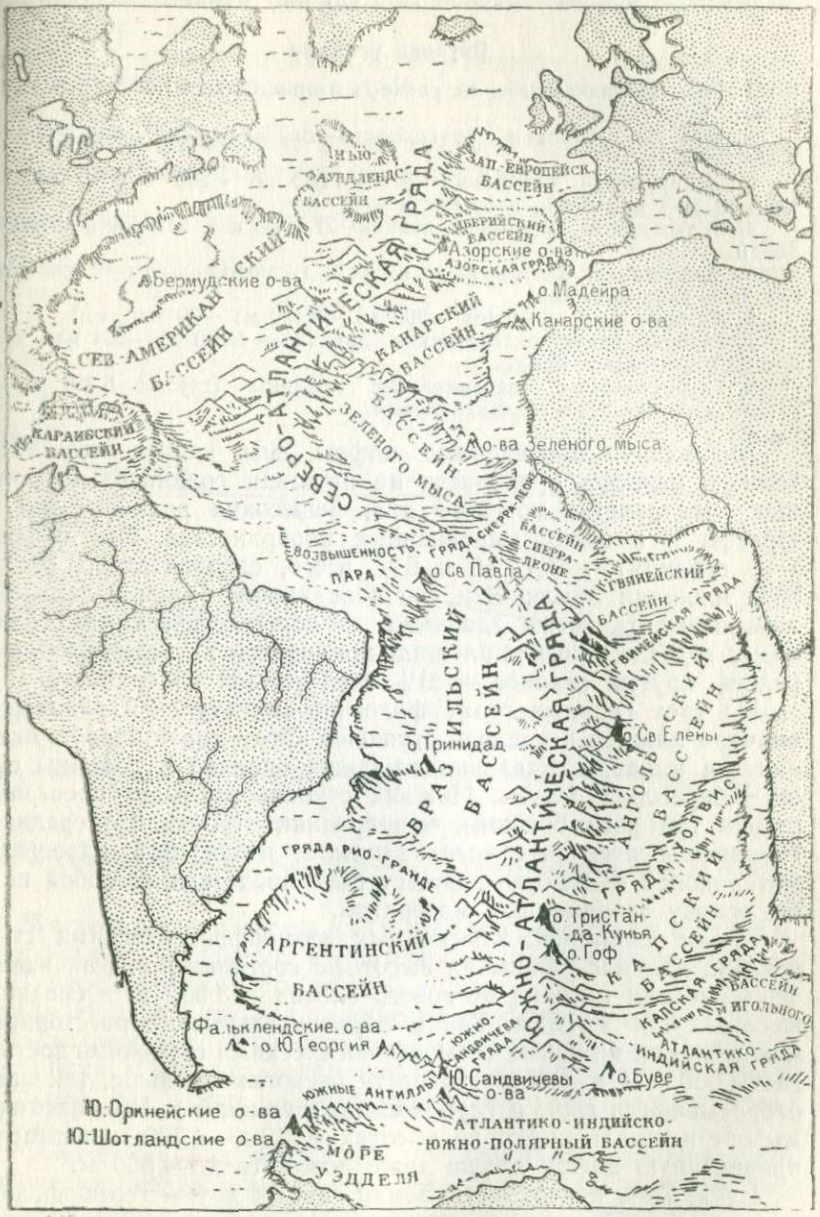
Материки и океаны в морфометрическом отношении. Материки и океаны — два основных типа поверхности Земли. Чтобы дать их морфометрическую характеристику, всю земную поверхность необходимо характеризовать в морфометрическом отношении.

Такие характеристики состоят в том, что подсчитываются площади, расположенные на различных высотных ступенях, после чего строится гипсографическая кривая. Новейшие подсчеты принадлежат Э. Коссина.

У него мы заимствуем следующие данные:

Общая площадь поверхности Земли	510,10 млн. км²
Площадь Мирового океана	361,16 млн. км², или 70,8% площади Земли
Площадь суши	148,94 млн. км², или 29,2% площади Земли
Отношение площади суши к площади Мирового океана	1:2,43

Приведенные цифры характеризуют, однако, физическую географию, а не геоморфологию поверхности Земли. В частности, последняя цифра характеризует лишь «сегодняшний день». Она имеет лишь косвенное историко-геоморфологическое и палеографическое значения, так как отражает



Фиг. 4. Рельеф дна Атлантического океана. (По Энгельну.)

результат прошлой истории поверхности Земли. Это отношение колебалось в определенных пределах.

Высоты рельефа располагаются, как показывает таблица:

Ступени рельефа

1. Горы (независимо от их рельефа и принимая от 1 000 м и выше)—42 млн. км².
2. Высокие плоские поверхности—ок. 30 млн. км², или 6% площади Земли.
3. Материковая платформа (от +1 000 до —200 м абс. выс.)—137 млн. км², или 26,3% площади Земли.
4. В том числе береговая отмель—27 млн. км², или 5,4% площади Земли.
5. Материковая платформа за вычетом горного рельефа—95 млн. км², или 19% площади Земли.
6. Материковый склон (от —200 до —2 430 м) —39 млн. км².
7. Глубоководное океаническое дно (до — 5 750 м) — 284 млн. км², или 55,7% площади Земли.
8. Глубоководные океанические впадины (глубже 6 750 м) — 11 млн. км², или 2,2% площади Земли.

Анализируя приведенные цифры, мы видим, что 80% земного рельефа приходится на площади сравнительно ровных пространств: морского дна, невысоких равнин суши и шельфа и высоких выровненных поверхностей. Эти цифры (см. таблицу) — 55,7, 19 и 6%, всего, следовательно, около 80% площади Земли. Эти три поверхности будем в дальнейшем называть *тремя главными геоморфологическими ступенями;* гораздо меньшие площади приходятся на равнины суши; рельеф крутых склонов — 20% всей земной поверхности.

Из трех главных геоморфологических ступеней займемся сначала нижней и средней ступенью. Это—дно Мирового океана (за вычетом отдельных глубоких впадин) и равнины суши + береговая отмель. Нижняя ступень занимает пространство в три раза большее, чем средняя ступень. Но средняя геоморфологическая ступень занимает почти 64% площади материковой платформы. Эта ступень представляет собой как бы основу современных материков.

Кроме *площадей,* занимаемых геоморфологическими ступенями, для нас важны их *высотные соотношения.* Как известно, средняя глубина Мирового океана — 3 800 м, а средняя высота суши +875 м. Таким образом, высотное расстояние между двумя нижними геоморфологическими ступенями достигает 4 600 м (в действительности несколько меньше, так как отбрасываются горы и глубоководные впадины). Но максимумы обе площади имеют на высотах +100 и—4 700 м; поэтому приведенную цифру лучше даже повысить до 4 800 м.

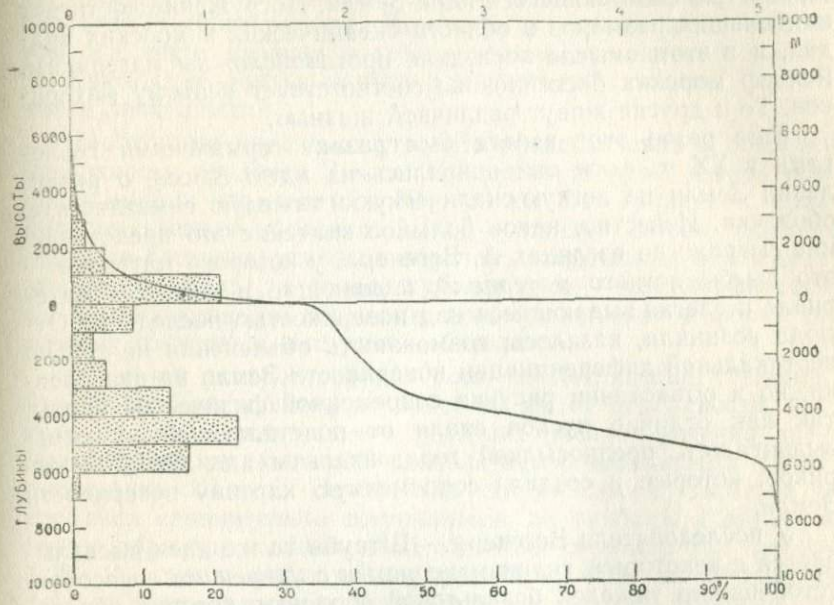
Итак, 75% поверхности Земли заняты двумя геоморфологическими ступенями, разделенными высотным интервалом в 4 800 м. Нижняя из этих ступеней отвечает дну Мирового океана, более высокая — поверхности материков, к которым

мы прибавляем площадь береговой отмели и от которой пока отнимаем площадь высоких пространств суши.

Эти соотношения наглядно обобщает гипсографическая кривая (фиг. 5).

Итак, в морфологическом, или — точнее — в гипсометрическом отношении понятие «материк» и «океан» вполне обосновано.

Имеет ли разделение обеих ступеней также генетическое основание, геоморфологическое содержание?



Фиг. 5. Гипсографическая кривая. (По Коссина.)

Цифры по верхней рамке—площадь земной поверхности в сотнях млн. кв. км; по нижней—проценты. Слева даны площади гипсометрических и батиметрических ступеней с интервалом в 1 000 м.

Материки и океаны в геоморфологическом отношении. «Океан» и «материк»— главная гипсометрическая противоположность земной коры: 55,7 и 19% площади Земли образуют эти две нижние геоморфологические ступени, разделенные высотным интервалом в 4 800 м. В чем же заключается морфолого-генетическая противоположность обеих ступеней, так резко разделенных в гипсометрическом отношении?

Существует ряд воззрений, пытающихся объяснить образование океана и материка с самых крайних позиций. Это позиция ортодоксов, которые видят только различия, не замечая сходства. Эта позиция подчеркивает и глубокую противоположность в структуре океана и материка и противо-

положный ход их эволюции. Она приводит, в виде логического вывода к представлению о «перманентности» — постоянстве материков и океанов, противостоящих друг другу как два качественно различных начала.

Эти представления есть уже у Э. Зюсса, который однако не занимал самой крайней позиции в интересующем нас вопросе. Но и Зюсс противопоставлял материки и океаны.

«Земной шар сжимается (sinkt ein); море следует за ним», — писал Зюсс. Земная кора погружается, следуя за поверхностью сжимающегося ядра Земли. Погружение достигает наибольших размеров в области океанических и морских впадин, и в этом смысле последние противоположны материкам. Рельеф морских бассейнов не соответствует рельефу материков. Те и другие живут различной жизнью.

Еще резче этот взгляд был развит германскими геологами в XX в., хотя они опирались на идею Зюсса, о разделении Земли на легкую сиалическую и тяжелую симатическую оболочки. Известно, какое большое значение это представление сыграло во взглядах А. Вегенера, у которого материки — это глыбы легкого материала, плавающие в тяжелом материале и слегка выдающиеся над поверхностью последнего. Отсюда возникла, казалось, возможность объяснения не только вертикальной диференциации поверхности Земли на два уровня, но и объяснения рисунка современной физической карты, так как отличие кусков сиаля от подстилающей их симы выдвигалось предпосылкой горизонтальных движений материков. которые и создали современную картину поверхности Земли.

У последователя Вегенера — Штауба та же идея высказывается с некоторым видоизменением и с ударением на особую устойчивость тяжелой базальтовой оболочки, которая образует дно Тихого океана. Жесткость дна Тихоокеанской впадины приводит, по мнению Штауба, к тому, что широтные горные возвышенности Земли вынуждены отклоняться в меридиональном направлении, облекая с двух сторон края Тихоокеанской глыбы. Так образуются гигантские цепи Кордильер и западное горное обрамление Тихоокеанской глыбы. Их положение подчеркивает края этой глыбы, оно «заранее задано» положением краев глыбы. Когда же образовалась противоположность океана и материка, «низкого» и «высокого»? Она подготовлена диференциацией вещества Земли в процессе остывания, но морфологически проявилась только после того, как сиалическая оболочка перестала быть сплошной, так что на дневную поверхность во многих местах могла выступить поверхность подстилающей ее базальтовой оболочки. Для этого потребовался толчок, оторвавший часть сиаля от Земли. Этим толчком многие признают отрыв Луны от Земли в области Тихого океана (Пикеринг, Вегенер, Штауб, Вернадский,

Бубнов и др.); он произошел в догеологический этап формирования поверхности Земли. Следовательно, и противоречие между материком и океаном существует, начиная с догеологических времен. И, пожалуй, никем так резко эта структурно-геологическая и историческая противоположность не была выражена, как В. И. Вернадским, который писал в «Истории минералов земной коры»:

«Бассейн Тихого океана в главной своей части существует, сколько можно судить, с самого начала палеозоя, а очень вероятно — много раньше. Может быть, океаны находятся на том же месте навечно в геологическом времени» (стр. 41).

Каковы же реальные пути для разгадки основной особенности лика Земли?

Необходимо несколько уточнить представления о строении поверхности оболочек Земли. Мощность твердой земной оболочки можно определить в 30 — 60 км. Это гранитная, сравнительно легкая оболочка Земли — «сиаль» Зюсса. Верхняя часть ее сложена, главным образом, осадочными отложениями (стратисфера), а более глубокие слои — метаморфическими и изверженными породами, преимущественно в форме огромных гранитных выступов — батолитов.

Изучение распространения волн землетрясений убеждает, что на глубине, обычно не более 60 км от поверхности, происходит резкое изменение в условиях распространения волн. Это граница, под которой располагается базальтовая (перидотитовая) оболочка Земли, или «сима» Зюсса. Свойства ее остаются сравнительно постоянными до глубины 1 200 м, и, таким образом, толщина этой оболочки огромна. На глубине 1 200 м снова наблюдается резкий скачок и начинается третья зона — тяжелых магматических пород. Наконец, на глубине около 2 900 м новый скачок отмечает границу центрального ядра Земли.

Нельзя представлять две верхние оболочки Земли, имеющими резкие физические отличия друг от друга. Напротив, они «живут» одной жизнью. Вещество базальтово-перидотитовой геосферы проникает в гранитную геосферу. Изучение землетрясений показывает, что фокусы их располагаются не только в гранитной геосфере, но и гораздо глубже, на 700—800 км от земной поверхности, т. е., повидимому, до нижних частей базальтовой геосферы (Шатский, Кобер). Поэтому мы не только должны видеть различие в них, но и сходство. Кобер предлагает объединить обе верхние геосферы в одну — *тектоносферу,* так как вся толща Земли в 1 200 м участвует в тектонических процессах.

Само собой разумеется, что последнее представление, основанное, главным образом, на многочисленных фактах относительно глубины расположения фокусов землетрясений,

говорит против попыток представить резкое расслоение внешнего слоя Земли на «сиаль» и «симу».

Но не только обе оболочки имеют много общего по *вертикали*. В их распространении не наблюдается и того полного разрыва в *горизонтальном* направлении, как это представлял себе, например, А. Вегенер.

Гранитная оболочка Земли не есть принадлежность одних только материков, она простирается и на дно океанов. Гранитная оболочка образует большие пространства, в частности и на дне Тихого океана. Разница в строении дна океанов и в строении материков далеко не так радикально выражена, как это себе иногда представляют. Наш геофизик В. Ф. Бончковский приводит следующую оценку толщины гранитной оболочки Земли. Эта характеристика основана на изучении распространения волн землетрясений:

Территория	Толщина земной коры в км
Европа (западная)	26
Европа (от Пулковского до Свердловского меридиана)	29
Кавказ (от Грозного до Еревана) .	50
Азия (от Иркутска до Владивостока)	24
Азия (от Иркутска до Свердловска)	26
Тянь-шань	84
Южный Китай, Индокитай	65
Северная Америка (в среднем) . .	30
Атлантический океан	16
Тихий океан—северная часть . . .	8
Тихий океан—южная часть	18
Северный Ледовитый океан	18

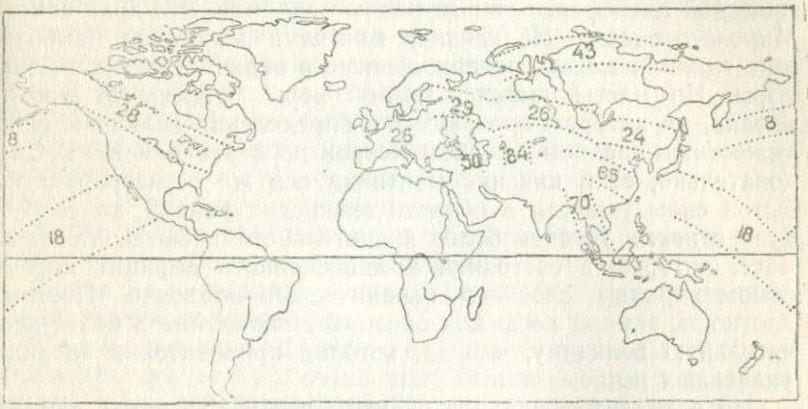
Из таблицы видно, что гранитная оболочка Земли продолжается и на область океанических впадин. Но она здесь тоньше (8—18 км), чем в области материков. Что касается последних, то обращают на себя внимание большие мощности гранитной оболочки под горными районами (Тянь-шань — 84 км). Так как цифры даны для многих областей не по геоструктурным и геоморфологическим единицам, то некоторые

из приведенных цифр недостаточно характерны (Северная Америка, Западная Европа, Азия).

Итак, изучение распространения волн землетрясений убеждает нас в том, что отличия в структуре океанов и материков существуют, хотя и в сильно сглаженном виде.

Что же касается распространения аномалии силы тяжести, то в области океана она имеет обычно положительный знак. Получается впечатление некоторого избытка силы тяжести (см. карту, фиг. 6).

Правда, эта закономерность неравномерна, так же как и на материках. Это отмечает Кобер: «Маятнику совершенно безразлично, качается ли он над материком, или над океа-



Фиг. 6. Толщина земной коры под различными частями поверхности Земли.

Цифры—толщина земной коры в километрах. (По Бончковскому.)

ном» (стр. 458). «Материки и океаны имеют одинаковый тектонизм и состоят почти из одинакового материала» (стр. 458, 72).

Однако разница все же существует. Земная кора под океаном несколько тоньше и несколько тяжелее. Разница в удельном весе составляет для материковой и океанической коры около 0,05 (а не 0,30, как думают многие). По оценке Кобера верхняя граница базальтовой «постели» лежит на материках на глубине 40 км, а под океанами — на глубине 20 км. Эти цифры хорошо согласуются с цифрами Бончковского. Малая толщина гранитного слоя под океаном компенсируется выступом базальтового слоя.

Гутенберг сделал попытку определить удельный вес океанической и материковой литосферы. Он приводит следующие цифры:

Материки		Океаны	
Северная Америка	2,782	Атлантический океан	2,888
Южная Америка	2,783	Тихий океан	3,087
Германия	2,814	Средний удельный вес земной коры в целом	2,792
Швейцария и Тироль	2,784		
Анды	2,752		

Конечно, эти цифры основаны на недостаточном числе определений. Они показывают, как незначительны различия плотностей «материковой» и «океанической» литосферы. Мы должны сопроводить их еще следующим замечанием. При определении средней плотности земной коры необходимо принимать во внимание и среднюю плотность верхнего слоя «океанической литосферы», почти равную единице. Это вода самого Мирового океана. На качания маятника оказывают наибольшие влияния массы, расположенные в верхних частях земной коры. Но массы твердой земной коры удалены от уровня океана, на котором производятся определения величины силы тяжести, в среднем на 3 800 метров по вертикали вниз. Следовательно, если качание маятника все же регистрирует избыток силы тяжести в области океанских впадин, то ее следует отнести за счет более значительного избытка тяжелых масс, которые в состоянии компенсировать дефицит масс в самом верхнем слое — в океанической оболочке. Поэтому плотность земной коры под океаном должна иметь более значительную величину, чем та, которая приводится в оценках, указанных выше.

Но если литосфера под океаном все же тяжелее, чем литосфера в области материков, то отсюда вытекает мысль об изостатической компенсации литосферы под океаном и литосферы материков. Первая потому и ниже, что она тяжелее, вторая выше, потому что она легче. Говоря о подобной компенсации, необходимо также учитывать вес самого Мирового океана. Если мы рассуждаем об уровне дна Мирового океана, мы воды океана мысленно исключаем, а между тем объем Мирового океана в 11 раз больше объема материков (выше нулевой изобаты) и, следовательно, океан весит больше суши в 4 раза. Огромный столб океанической воды (в среднем мощностью в 3 800 м) давит на океаническое дно, так же как на сушу давили ледниковые покровы в эпоху великого оледенения. Само собой разумеется, что груз океанической воды должен рассматриваться как дополнительный фактор погружения океанического дна и образования низшей геоморфологической ступени.

Наконец, необходимо вспомнить о препятствии к изостатическим движениям, которое создается силой сцепления участков земной коры. Эта сила является препятствием в особенности для вертикальных призм с небольшим поперечным се-

чением. Но чем больше площадь поперечного сечения такой призмы, тем больше силы, ее вызвавшие, действующие на возросшую площадь основания. А так как величина последней будет возрастать быстрее, чем периметр этой площади, то, следовательно, по мере увеличения площади призмы, изостатическое выравнивание получает известные преимущества.

В применении к таким огромным площадям, как площади океанов и материков *в целом*, это соображение должно быть принято во внимание.

Боррель допускал, что изостатические движения уже возможны при поперечнике участков земной коры более 300 км, а другие авторы допускали еще меньшие критические размеры таких участков (40 — 80 — 160 км).

Итак, первое возможное объяснение происхождения двух основных геоморфологических ступеней поверхности Земли — изостатические движения, поднимающие более легкие участки земной коры выше, чем более тяжелые, совсем так, как это предполагал один из создателей гипотезы изостазии—Пратт.

Стремясь объяснить происхождение двух нижних геоморфологических уровней, мы вынуждены, таким образом, обратиться и к явлениям изостазии.

Кобер назвал обусловленные тяжестью тектонические движения гравитационным тектогенезом.

С тем же основанием можно говорить и о гравитационном (эндогенном) морфогенезе.

Геоморфологическое значение изостатического фактора очень ярко отражено уже в представлениях двух основоположников теории изостазии[1] — Эри и Пратта.

Эри и Пратт излагали свои представления в журнале «Philosophical Transaction» Лондонского королевского общества, оба начиная с 1855 г. Их взгляды сложились на основании геодезических работ в Индии. Оба они являются творцами учения об изостазии, хотя каждый понимал явления изостазии различно. Совершенно условно, но для того, чтобы подчеркнуть интересные для геоморфолога тенденции в их воззрениях, назовем идею Эри геоморфологической, а идею Пратта — геологической.

Идея Эри заключалась в том, что горы выступают над поверхностью низин, так как они снизу поддерживаются выступами, как бы корнями гор. Рельеф «корней» зависит от рельефа гор и, наоборот. Сам Эри в 1855 г. такими словами выражал свои взгляды:

---

[1] Изостазия — по-гречески — равновесное состояние. Деттон в 1878 г. подчеркнул связь изостазии с фигурой геоида: «установление фигуры равновесия Земли под действием гравитационных сил... я предлагаю назвать изостазией» — писал он.

«Я полагаю, что горы и плоскогорья не имеют иной опоры, кроме как возникающей от выпячивания нижней части легкой земной коры в более плотную лаву... Я представляю себе, что состояние земной коры, лежащей на лаве, можно в точности сравнить с плотом из бревен, плавающим по воде; если мы замечаем бревно, верхняя часть которого плавает значительно выше верхней поверхности других бревен, то мы можем быть уверены в том, что нижняя сторона его сидит глубже в воде, чем нижняя поверхность остальных».

Пратт считал, что неровности рельефа образуются благодаря различной *плотности* различных участков коры. Горы поднимаются не потому, что имеют под собой корни, а потому, что материал, из которого они построены, легче. Точно так же общие поднятия земной коры — материки — сложены более легкими породами, чем большие опускания — дно океанических впадин.

Свою теорию Пратт изложил следующими словами:

«Различия в поднятии и опускании земной поверхности, проявляющиеся в горах, равнинах и дне океанов, произошли от неравномерного сжатия массы при ее затвердевании из жидкого или полужидкого состояния, вследствие чего ниже уровня моря под горами и равнинами имеется недостаток вещества, по количеству приблизительно равного массе, находящейся под уровнем моря; под дном океанов же имеется избыток вещества, приблизительно равный недостатку океана по сравнению с горной породой».

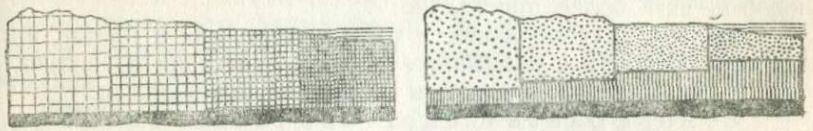
Мы видим, таким образом, что согласно взгляду Эри глыбы материков равной плотности плавают в полужидкой магме, и так как вес более высоких частей материков больше, то эти части глубже всего вдаются в магму. Согласно же представлению Пратта, в магме плавают глыбы *разной* плотности, и потому они имеют и разную высоту. Более легкие глыбы поднимаются своей поверхностью выше, чем более тяжелые. Значит, объяснить существование горного хребта, исходя из воззрений Эри, можно, предположив, что хребет потому и существует на земной поверхности, что его снизу поддерживает выступ, вдавленный в магму. А согласно воззрениям Пратта существование хребта объясняется той причиной, что слагающие его породы сравнительно легкие, а при равной глубине погружения в магму легкий блок поднимается сравнительно высоко.

Легко убедиться, что обе теории имеют много общего — они исходят из допущения, что отдельные части земной коры находятся в состоянии *равновесия*, плавая в подстилающем магматическом слое, в который они отчасти вдавлены. Поддерживаются участки земной коры Архимедовой силой выдавливания погруженного в магму тела. Таким образом, согласно обоим взглядам, видимый рельеф Земли является результатом изостатического равновесия; поднятия и опускания земного рельефа объясняются различным весом призм, который зависит: 1) от разной их толщины (Эри) или 2) разной их плотности (Пратт).

Обе теории можно пояснить следующим чертежом (фиг. 7).

Мы видим, что теория изостазии имеет самое непосредственное отношение к геоморфологии, так как она стремится объяснить происхождение неровностей земной поверхности.

Однако на поверхности Земли констатируются то избыток, то недостаток величины силы тяжести по сравнению с нормальной величиной, соответствующей компенсированной земной коре. Этот факт твердо установлен, и его принимают как сторонники взгляда, что земная кора изостатически уравновешена, так и противники этого взгляда. Но первые предполагают, что аномалии силы тяжести и представляют собой явления временные и проходящие, зависящие от того, что земная кора «живет», в ней происходят перемещения масс и возникновение в одних местах избытка силы тяжести, а в других ее недостатка, который не сразу (вследствие вязкости магмы, сил сцепления земной коры и т. д.) компенсируется изостати-



Фиг. 7. Отношение изостатического фактора к рельефу Земли по Пратту (левый) и Эри (правый).

ческими поднятиями и опусканиями. Такого взгляда придерживаются, главным образом, германские геофизики — Борн, Коссмат. Они ссылаются на примеры Скандинавии и Альп, которых я коснусь несколько ниже.

А. Д. Архангельский возражал против указанной точки зрения. Не отрицая тенденции к изостатическому выравниванию, он указывал, что последнее не может быть обычно достигнуто вследствие наличия сил сцепления в земной коре, которые изостазия не в силах преодолеть. Архангельский подчеркивал, что существующие аномалии в распределении силы тяжести объясняются другим путем, а именно — различной плотностью масс *верхней* части земной коры. Конечно, если в верхней части земной коры распространены тяжелые глубинные породы, как это имеет место, скажем, на Урале, то это явление будет способствовать *опусканию* земной коры и, наоборот, преобладание легких масс — ее *поднятию*. Но все дело в том, что тяжелые массы верхних частей земной коры могут сменяться на глубине легкими массами и, наоборот, легкие массы — тяжелыми, и *средина* плотности призм земной коры может и не отвечать плотности ее верхних частей. Лучшим примером являются океанические впадины. Они заполнены водой, т. е. сравнительно легкой «породой», но на глубине земная кора под океаническими впадинами сложена,

напротив, породами повышенной плотности. Таким образом, аномалии силы тяжести, отражая распределение плотностей в верхних горизонтах земной коры, не дают суммарного представления о весе всей многокилометровой призмы земной коры; следовательно, они не дают представления и о величине давления на глубине и об изостатических условиях земной коры в целом.

Приходится отрицать наличие простой связи между аномалиями силы тяжести на земной поверхности и явлениями изостазии. Но даже если бы удалось установить суммарную плотность вертикальной призмы земной коры, мы из этого не могли бы сделать вывода, что аномалия будет выравнена изостатическим поднятием или опусканием. Ведь остается еще влияние сил сцепления в земной коре, которые изостатические силы могут и не преодолеть.

Но если связь между изостазией и ростом и выравниванием рельефа затемнена, это значит только, что ее следует изучать еще более пристально.

Вот почему геоморфолог в той же мере, как и геолог, живо заинтересован в понимании явлений изостазии и распределении аномалий силы тяжести на земной поверхности.

Геоморфологическое значение аномалий силы тяжести. Необходимо конкретизировать понятие «аномалия силы тяжести» в целях уточнения *геоморфологического* значения этого понятия.

Силу тяжести в какой-либо точке земной поверхности определяют изучая качания маятника в данной точке и сравнивая его с качанием маятника (такой же длины) на основной станции. Так поступал еще Ньютон, который определил отклонения в качании маятника в Кайенне по сравнению с парижским маятником.

Пусть период колебания маятника на основной станции равен T; величина этого периода определяется величиной силы тяжести на основной станции, а мерой последней является величина ускорения силы тяжести, которую обозначим g_1.

Обозначим соответствующие величины для изучаемой нами точки T_2 и g_2.

Маятник качается тем быстрее, чем больше сила тяжести, т. е. ее ускорение. Иначе говоря, период качания маятника обратно пропорционален величине ускорения силы тяжести. Еще более точно зависимость эта выражается так, что ускорения силы тяжести обратно пропорциональны квадратам периода колебаний:

$$g_1 : g_2 = \frac{1}{T_1^2} : \frac{1}{T_2^2}$$

Нас в этом уравнении интересует величина ускорения силы тяжести в данной точке, или g_2. Определить ее можно из

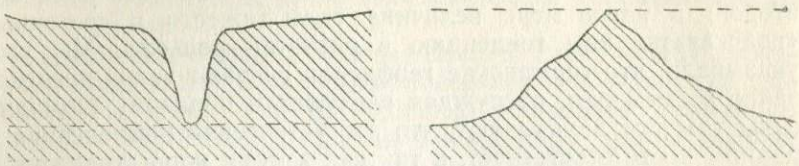
приведенного уравнения, в котором основные члены все известны. Так как величина ускорения силы тяжести принята за меру величины силы тяжести, то, определив g_2, мы определим величину силы тяжести в данной точке. В какой же степени эта величина будет зависеть от рельефа? Вот вопрос, который интересует геоморфолога. Из этого вопроса вытекает второй: в какой мере величина силы тяжести в состоянии «подсказать» нам тенденцию в развитии рельефа. Мы уже указывали, что германские геофизики считают такое предсказание возможным, рассуждая следующим образом: аномалии силы тяжести доказывают, что изостатическая компенсация в данном месте отсутствует, а так как земная кора стремится к изостатическому равновесию, то аномалии силы тяжести должны иметь тенденцию к исчезновению. Следовательно, точки, где аномалия отрицательная, будут подниматься, рельеф «расти», а точки, где экономия положительная, будут опускаться. Я упомянул также, что Архангельский, не отрицая стремления к изостатическому выравниванию в земной коре, подчеркивает, что аномалии, наблюдаемые на поверхности Земли, определяются другим явлением — плотностью масс *верхних* слоев земной коры.

Вопрос, как видим, сложен, а геоморфологическое его значение недостаточно освещено. Чтобы разобраться в нем несколько ближе, надо изучить его аналитически, расчленить. Прежде всего необходимо расчленить само понятие «аномалия силы тяжести».

Величина силы тяжести зависит от *относительной* высоты точки качания маятника над прилегающей местностью. Пусть точка лежит на вершине горы. Тогда сила тяжести будет меньше, чем на равнине, находящейся на той же высоте, так как «недостает» тех масс, которые окружают одинокую вершину (фиг. 8). То же самое будет происходить в точке, расположенной в глубокой долине, но уже по другой причине. На точку будет действовать притяжение масс, расположенных выше уровня данной точки, а это притяжение действует в направлении «кверху», т. е. обратном направлению силы тяжести. В обобщенной форме можно сказать, что неровности рельефа будут уменьшать силу тяжести, и, чтобы исключить влияние этих неровностей, к величине силы тяжести прибавляют некоторую *положительную* поправку, которую называют *поправкой на рельеф*. Силу тяжести после внесения этой поправки назовем g_3. Поправка на рельеф учитывает только *относительные* колебания высот вокруг данной точки. Но, кроме того, имеет значение *абсолютная* высота точки, т. е. расстояние ее от центра Земли. Внести соответствующие поправки можно двояко.

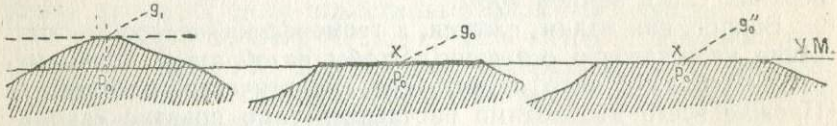
С одной стороны, можно эту поправку вычислить, отнеся нашу точку к уровню океана (точнее — к поверхности

геоида), но так, что массы, расположенные выше уровня океана, не отбрасываются, а «сохраняются». Они как бы прижаты к уровню океана в виде бесконечно тонкой пластинки (фиг. 9). Очевидно, что полученная поправка будет положительной (если точка была взята выше уровня океана), так как она



Фиг. 8. Зависимость между величиной силы тяжести и относительной высотой точки рельефа.
Направо—вершина горы; налево—дно долины.

определяется приближением точки к центру Земли, без потери величины притяжения тех масс, которые и раньше действовали положительно на величину силы тяжести. Следовательно, эта поправка будет положительной.



Фиг. 9. Зависимость между величиной силы тяжести и абсолютной высотой точки рельефа. Поправка в свободном воздухе.

Но можно рассуждать и иначе: относя точку, как и прежде, к уровню океана, отбросим величину притяжения тех масс, которые расположены выше уровня океана. Очевидно, что эта поправка может быть и отрицательной величиной, так как мы исключим влияние тех масс, притяжения которых раньше учитывалось. Оба вида поправок носят название *поправок в свободном воздухе*.

Вводя эти поправки, мы получим величины ускорения силы тяжести, отнесенные к уровню океана g_0 и g''_0. Первая величина будет больше второй. Теперь можно определить, в какую сторону отклоняются полученные величины силы тяжести от теоретически вычисленной величины, отнесенной к поверхности сфероида, которую обозначим V^c, т. е. определим разность $g_0 - V$ и $g''_0 - V$. Эти разности составят величины отклонения силы тяжести, или *аномалии силы тяжести*, от теоретически вычисленной величины V. Как видим, можно различать два рода аномалий, а именно:

$$\Delta g = g_0 - V;$$
$$\Delta g' = g_0'' - V^0.$$

Аномалия первого рода носит название *полной аномалии силы тяжести;* аномалию второго рода называют просто *аномалией силы тяжести,* или *аномалией Буге.*

Вдумаемся в геоморфологический смысл обеих аномалий.

Полная аномалия силы тяжести учитывает влияние рельефа, расположенного выше уровня океана (конечно, через *массу,* из которой этот рельеф построен и которая влияет на силу тяжести). Поэтому этот вид аномалии для нас, геоморфологов, является более употребительным. Например, если нам говорят, что полная аномалия силы тяжести на Кавказском хребте положительна, мы легко догадываемся, что в этом сказывается роль большого избытка масс, который образует поднятие Кавказского хребта.

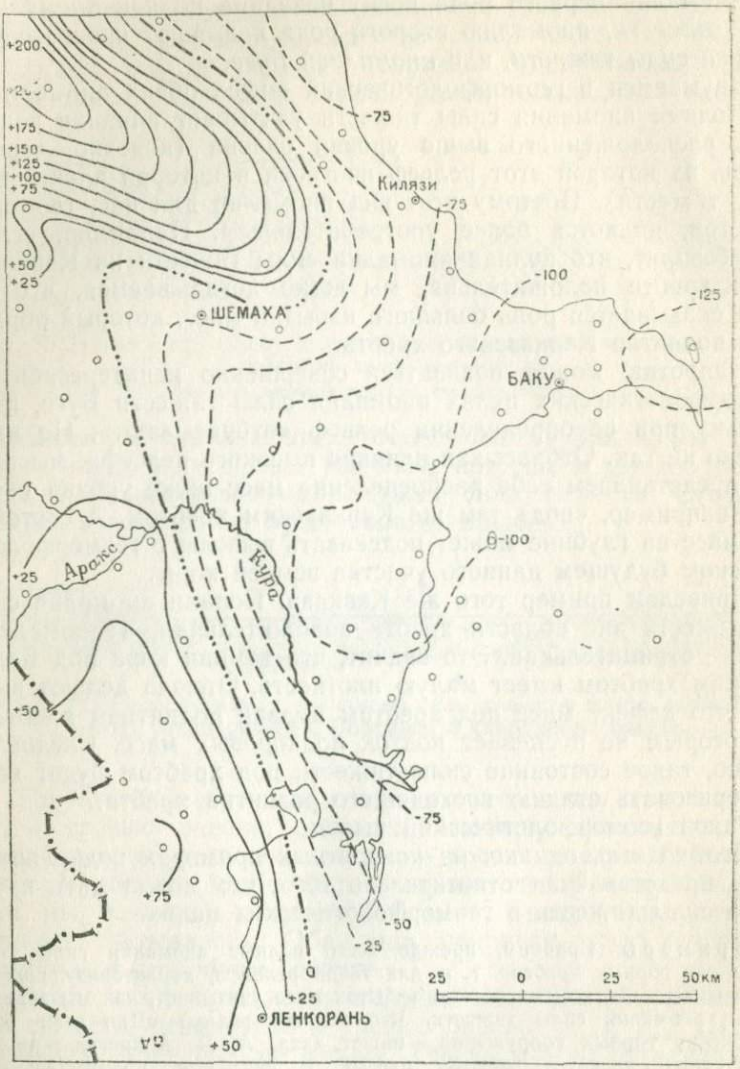
Напротив, может показаться совершенно неинтересной в геоморфологических целях аномалия силы тяжести Буге, поскольку при ее определении рельеф «отбрасывают». Но это далеко не так. Отбрасывая влияние высокого рельефа, мы яснее представляем себе распределение масс ниже уровня океана, например, «под» тем же Кавказским хребтом. А состояние масс на глубине может подсказать выводы о геоморфологическом будущем данного участка земной коры.

Приведем пример того же Кавказа. Полная аномалия силы тяжести вне области хребта положительная, а аномалия Буге — отрицательная. Это значит, что земная кора под Кавказским хребтом имеет малую плотность. Отсюда делают вывод, что дефект масс под хребтом вызван поднятием хребта, за которым не поспевает подток подкоровых масс. Следовательно, такое состояние силы тяжести под хребтом будет характеризовать стадию восходящего развития хребта.

Таков геоморфологический вывод.

Необходимо, однако, на конкретных примерах подкрепить наши представления относительно того, что может дать изучение силы тяжести в геоморфологических целях.

Примеры. Сравним, прежде всего полные аномалии силы тяжести для горных хребтов, т. е. для типов рельефа, характеризующихся наибольшим избытком масс. Этот избыток масс учитывает, как мы знаем, полная аномалия силы тяжести. Что же мы видим? «Для всех без исключения горных сооружений,— пишет акад. А. Д. Архангельский,— характерным является избыток массы». В частности, положительный знак имеет полная аномия силы тяжести в Альпах, Средне-Германских горах, на Кавказе. Очень характерна, например, гравиметрическая карта Восточного Кавказа, составленная Архангельским и Федынским (фиг. 10). Восточной части хребта отвечают крупные положительные аномалии, а Куринской низменности и области Каспия — отрицательные аномалии. На Европейской равнине положительные аномалии имеют Азовско-Подольский и Воронежский кристаллические массивы, которые также отвечают повышенным областям, Донецкая возвышенность, Волыно-Подольская возвышенность и южная часть Средне-Русской возвышенности. На Урале также господствуют положительные полные аномалии силы тяжести. Как пишет А. Д. Архангельский, рельеф Урала сравнительно спокойный, и это позволяет лучше разобраться, чем вызваны колебания величины силы



Фиг. 10. Гравиметрическая карта Восточного Кавказа. (По Архангельскому и Федынскому.)

тяжести этой, сравнительно простой в геоморфологическом отношении, горной страны. Такой, более внимательный анализ позволит нам лучше понять сущность явления.

«Нанеся на геологическую карту Урала в масштабе 1 : 1 000 000 точки, в которых произведены были определения ускорения силы тяжести, легко видеть, — пишет Архангельский, — что аномалия находится в совершенно определенной связи с геологическим строением хребта. В области западного склона последнего, сложенного из мало измененных

пород палеозоя, а также в полосе докембрийских кристаллических сланцев, аномалии в большинстве случаев не превышают 25[1].

Восточнее, в зоне зеленокаменных пород и габбро-перидотитовых интрузий, величина аномалий сильно возрастает, и они не только превышают + 50 mgal, но в отдельных случаях в районе габбро-перидотитовых массивов достигают 106 — 112 mgal. К востоку от полосы зеленокаменных пород, в области выходов гранитных интрузий и сложно дислоцированных палеозойских пород восточного склона Урала, величина аномалий вновь быстро уменьшается, и появляются отрицательные значения их» (стр. 46).

Из этих слов можно сделать один важный уточняющий вывод: хребет, возвышающийся над уровнем океана, создает положительную аномалию силы тяжести, тем бо́льшую, чем тяжелее те породы, из которых он построен. Это, конечно, должно быть понятно из предыдущего без дальнейших добавлений. Поэтому на Урале тяжелые основные габбро-перидотитовые породы создают наиболее крупные положительные аномалии. Меньшие положительные аномалии отвечают кристаллическим сланцам и гранитам.

Еще подробнее эта зависимость величины аномалии от материала, слагающего возвышенность, установлена в восточной части Балтийского кристаллического щита, где она изучена Б. А. Андреевым.

Восточная часть Балтийского щита в общем приподнята и над уровнем океана и над Восточно-Европейской равниной. В этом отношении ее можно сравнивать с другими возвышенностями. Она, так же как и они, имеет положительные полные аномалии, отчетливо изменяющиеся в зависимости от плотности слагающих ее пород. Архангельский уже отмечал, что территория, занятая молодыми и мало уплотненными интрузиями гранитов раппакиви, имеет даже отрицательные аномалии.

Б. А. Андреев подчеркивает тесную зависимость между аномалией силы тяжести и плотностью пород на ряде профилей (фиг. 11). На приведенном профиле показаны геологический разрез, плотность пород и кривая аномалий силы тяжести. Мы видим, что кривые плотности пород и аномалий силы гяжести имеют согласованный ход. Ниже всего кривая аномалии силы тяжести в области раппакиви, выше всего в области развития очень уплотненных архейских гранито-гнейсов. Плотность раппакиви — 2,62, плотность гранито-гнейсов — до 2,68. При этом автор еще подчеркивает, что влияние рельефа в этой слабоподнятой (0—200 м) стране «ничтожно мало» в отличие от горных областей.

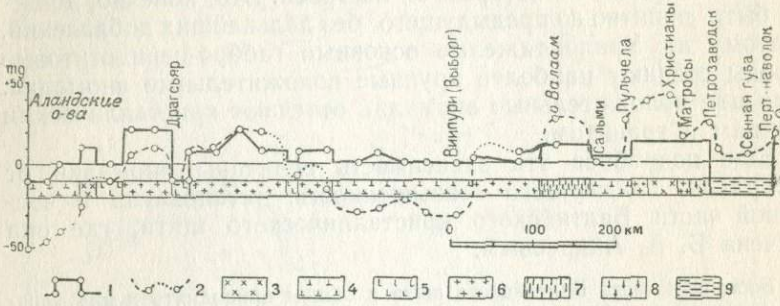
Такова картина в поднятых участках земной коры. Ее можно резюмировать так: полные положительные аномалии силы тяжести тем значительнее, чем рельеф «тяжелее».

Но если «срежем» поднятые участки и будем характеризовать те же районы аномалиями Буге, получим отрицательные величины аномалии. Такая картина характеризует в частности Кавказ и Альпы. Очевидно, что под горными хребтами — ниже уровня океана — господствует дефицит масс. При образовании горных хребтов верхняя оболочка земной коры сильно утолщается, как вследствие нагромождения складок, так

[1] Т. е. 25 миллигал (mgal). — *К. М.*

и вследствие внедрения в нее огромных гранитных батолитов. Саломон указывает, например, что гранитный массив Адамелло в Альпах весит около 5 трилл. тонн.

Огромная тяжесть горных хребтов создает положительную полную аномалию силы тяжести. Но под влиянием их тяжести возникают изостатические опускания, и горные сооружения своими основаниями вдавливаются в тяжелые подстилающие их массы, вытесняя последние в соседние области. Когда горный хребет поднимается, вытесненные тяжелые массы стремятся занять прежнее положение под горным хребтом, что, однако, происходит всегда с некоторым запозданием; в этой стадии развития горного хребта под ним будет наблю-



Фиг. 11. Плотностная и гравитационная характеристика пород Финляндии и Карелии.

1—кривая плотности пород; 2—кривая Δg; 3—архейские гранито-гнейсы; 4—раппакиви; 5—мигматиты; 6—постботнийские граниты; 7—диабазы; 8—кварциты и песчаники; 9—свита доломитов и кварцевых эффузивов.

даться дефицит масс. Такая картина, возможно, характеризует и северо-западную часть Балтийского щита, которая в послеледниковое время испытывает наиболее сильное поднятие. Отрицательные аномалии связаны с растаиванием ледникового покрова, создавшим большой дефицит масс, и с изостатическим поднятием Балтийского щита.

Последнее сопряжено с запаздыванием возвращения на прежнее место тяжелых масс, вытесненных при опускании щита во время ледникового процесса.

Вот почему изучение аномалии Буге для нас представляет интерес. Сличая величину и знак обоих видов аномалий, мы получаем известные основания для анализа *истории развития рельефа.*

Так обстоит дело с хребтами.

Совершенно понятно, что на равнинах величины аномалий силы тяжести (полной и Буге) будут мало зависеть от рельефа, от гипсометрии. Почти безраздельно величины аномалий будут здесь определять плотности верхних частей земной коры. Отчасти мы в этом уже убедились на примере восточной части Балтийского щита, где область раппакиви име-

ет отрицательные аномалии. То же нужно сказать о Русской равнине, где можно встретить районы положительной аномалии силы тяжести, например, в области Курской магнитной аномалии, и районы отрицательной аномалии — например, связанные с соленосными отложениями в Заволжье.

Само собой разумеется, что не гипсометрические условия определяют здесь характер аномалий, а совсем различная плотность масс верхних частей земной коры. Однако, если подойти к вопросу не только с гипсометрической точки зрения, а с попыткой генетического анализа, можно будет признать, что и на равнине изучение аномалий силы тяжести представляет большое значение. Связь между историей рельефа и аномалиями силы тяжести устанавливается и здесь, так как в процессе образования рельефа происходят перемещения масс в верхних частях земной коры, и, таким образом, нельзя отрывать распределение этих масс от истории развития рельефа.

На Русской равнине наиболее отчетливо эта связь выступает во впадинах.

Такие впадины, как Средне-Днепровская, Кубанская, Терская, Прикаспийская, а также Уральский краевой прогиб и, наконец, Западно-Сибирская низменность, характеризуются преобладанием отрицательных аномалий силы тяжести. Геолог может сказать, что отрицательные аномалии обусловлены здесь скоплением легких осадочных пород — продуктов размыва прилегающих повышенных территорий. Но геоморфолог присовокупит к утверждению, сделанному геологом: накопление рыхлых и легких отложений впадин происходило в процессе образования прогиба, опускания дна впадины и образования отрицательной формы рельефа.

Таким образом, и на равнинах в морфолого-генетическом отношении изучение распространения силы тяжести имеет большой интерес.

Наконец, надо сказать несколько слов относительно силы тяжести во впадинах, занятых морями. Одни из них имеют отрицательные аномалии силы тяжести — Черное, Каспийское моря. В области других аномалия силы тяжести имеет положительный знак — Средиземное, Красное моря. Как будто бы опять гравиметрия и геоморфология впадают в противоречие друг с другом. Но это противоречие и здесь ограничивается одной батиметрией. Оно может быть связано с историей развития рельефа.

Полная отрицательная аномалия силы тяжести во впадине представляет естественное явление, вызванное «дефицитом рельефа» и того материала, который рельеф образует. Почему же, например, огромный Восточно-Африканский грабен характеризуется отрицательной аномалией, а часть его — Красное море — имеет положительную аномалию силы тяжести? Это объясняется наличием в южных частях Красного моря

молодых изверженных пород. «Таким образом,—пишет Архангельский,— совершенно очевидно, что при известных условиях гравиметрическая характеристика развивающейся впадины может радикально измениться и перейти в противоположную. Для этого нужно, чтобы в недрах впадины возникли трещины, проникающие до глубины, на которой залегают тяжелые массы, способные при пониженном давлении перейти в состояние извергаемого материала и, вторгнувшись в верхние части коры, утяжелить их» (стр. 92).

Наличие аномалий того или иного знака можно связать с определенной стадией развития впадины, ее рельефа. Вначале происходит оседание участка земной коры и снос во впадину рыхлых и легких продуктов размыва. В этой стадии развития впадины аномалия силы тяжести будет отрицательной. Но если прогибание продолжается, сопровождается растрескиванием дна прогиба и излиянием тяжелых пород, отрицательная аномалия переходит в положительную. Следовательно, характер аномалии будет говорить о стадии, в которой находится развитие впадины.

Итак, нужно притти к выводу, что неровности рельефа в пределах материков и впадин находят свое отражение в распределении аномалии силы тяжести. Последнее — одно из средств судить об истории развития рельефа.

Мы могли констатировать, что эти аномалии и геоморфологические условия лишь редко и предположительно можно связать с изостатическими поднятиями и опусканиями. К такому выводу приводит анализ форм рельефа, «наполняющих» материки.

Более значительной должна быть признана роль «гравитационного морфогенеза» в образовании океанического и материкового геоморфологического уровня, но об этом речь будет итти несколько ниже.

Структурные особенности дна океанов. До сих пор океан представлялся нам в структурном отношении как нечто единое, как часть литосферы со сравнительно тонким гранитным слоем. Действительная картина и проще и сложнее. Повидимому, структура дна океанов и структура материков принципиально едина.

Вот что писал, например, А. Д. Архангельский относительно строения дна Тихого океана, основываясь (между прочим) и на рассмотрении батиметрической карты Тихого океана из Большого Советского Атласа Мира.

Земная кора под дном Тихого океана имеет более значительную плотность, чем земная кора материков. Но отсюда ни в коей мере еще не следует, что базальтовая тяжелая земная кора дна Тихого океана не может испытывать складкообразовательных процессов, не может образовывать геосинклиналей и т. д. И действительно, на дне Тихого океана су-

ществуют структурные линии, очень хорошо выраженные в рельефе и напоминающие структурные линии материков. Здесь мы находим территории, похожие и на платформенные и на геосинклинальные области. Первые больше свойственны восточной, южной и северной частям океана, а вторые — западной части океана с рядом островов. Для геосинклинальной области Тихого океана характерны линейно вытянутые понижения и повышения, прослеживаемые в северо-западном направлении. Вот как их характеризует Архангельский: «Валы и гряды имеют явно закономерное расположение и в целом образуют огромной длины и ширины полосу северо-западного и юго-восточного простирания. В общем длина этой полосы равна 9 000—11 000 км и ширина около 2 000—3 000 км, а на северо-западе, между Каролинскими и Гавайскими островами — даже 3 600 км». Вся эта огромная полоса распадается на серию параллельных гряд (о-ва Габуаш — Куна — Самоа — Элис — Маршалльские; о-ва Туамоту — Флинт, Восток, Тонгарева, Виктория, Дюси; о-ва Маркизские — Молден — Старбак, Джервис, Ц. Полинезийские Спарады и т. д.).

Из этих высказываний видно, что между дном Тихого океана и материком никакой принципиальной разницы в отношении их подвижности не существует. Существует лишь специфика в форме движения земной коры внутри океана, как и внутри материка. Она связана с различиями геологического строения отдельных частей океанов, так же как и частей материков.

Многие другие геологи также высказываются против противопоставления океанов и материков, как качественно различных структурных категорий (Шатский, Белоусов, Клоос и др.). Что же представляет собой в таком случае шельф, который мы относим к материкам? Нужно оговориться, что даже сторонники перманентности материков и океанов не отстаивают неизменности шельфов так упорно, как они это делают для дна океанических впадин.

Шельфу приписывали различное образование: погружение пенеплена под уровень моря; выравнивание дна за счет отложения на его поверхности продуктов разрушения суши (Нансен); морская абразия; ледниковая аккумуляция и выравнивание. Все эти явления мыслимы и реальны, но их нужно изучать применительно к данному конкретному участку шельфа. Что представляет собой, например, шельф Баренцова моря? Д. Г. Панов отвечает на вопрос следующим образом.

Баренцовый шельф в структурном отношении — прямое продолжение Русской платформы. На западе ее тянутся обрывки Каледонской геосинклинали в виде островов Свальбарда, а на востоке — дуга Варисцийской геосинклинали — Новая Земля. На юге линии разломов Варангер-фиорда и их продолжение на восток в Канинском хребте являются грани-

цей между фенноскандинавским щитом и шельфом, как продолжением Русской платформы. Все указанные структурные образования создают неровности поверхности шельфа. Последний на протяжении своей истории то был низменной сушей (девон), то мелким морем. С конца мезозоя шельф становится более устойчивым. В мезозое только его окраины покрываются льдом. В третичное время шельф поднимается, сложно расчленяется реками. В четвертичное время шельф вновь погружается. Таким образом, принципиально различных черт в истории развития шельфа и прилегающей суши не существует.

Образование материков и океанов. Рассмотрим следующие гипотезы:

1) гипотеза сжатия и провалов океанического дна;
2) изостатическая гипотеза;
3) гипотеза горизонтальных движений материков;
4) гипотеза сжатия и растяжения земной коры.

Образование двух нижних геоморфологических уровней пытались и пытаются объяснить контракционисты. Э. Зюсс рассматривал океанические пучины как результат провалов, вызванных охлаждением и сжатием земной коры («земной шар сжимается, море следует за ним»). Зюсс указывал, что края материков и их структуры местами как бы обрублены берегами морей — краями провалов океанического дна. Этой картине посвящены, в частности, начало и конец первого тома «Лика Земли».

Этот том начинается известными словами:

«Если бы наблюдатель оказался в состоянии приблизиться из небесных пространств к нашей планете, раздвинуть в стороны красновато-коричневый покров облаков нашей атмосферы и обозреть поверхность земного шара, которая, вращаясь перед его глазами в течение суток, предстает его взору, его поразил бы более всех остальных черт абрис материков, клиновидно суживающийся к югу.

Тот же наблюдатель ни в малейшей мере не усумнился бы в этом обстоятельстве, если бы он мог удалить и моря таким же образом, каким он раздвинул покров облаков атмосферы, и если бы он мог обозреть обнаженный скалистый остов земного шара. *Исключительная глубина морских бассейнов в ее противоположности с малой высотой суши и крутой обрыв большей части берегов — вот что бросилось бы ему тогда в глаза»* (стр. 1—2)[1].

Так начинается монография главы школы контракционистов — Э. Зюсса. Отчетливо представлялась Зюссу резкая противоположность двух нижних геоморфологических ступеней. И это несмотря на несовершенство гипсометрических и батиметрических карт того времени [2].

[1] Курсив мой. — *К. М.*

[2] В 80-х годах прошлого столетия, когда были написаны строки, которые только что цитировались, средняя высота суши принималась равной 440 м (вместо 875 м), средняя глубина моря — 3 438 м (вместо 3 800 м).

Далее Зюсс исследует причины, которые должны были создать крупнейшую геоморфологическую черту нашей планеты. На протяжении всего первого тома, а затем во втором томе «Лика Земли» Зюсс ищет решения этой задачи.

Кратко и отчетливо это решение дано на последних двух страницах первого тома:

«Давление, которое исходит от сжатия в нижних частях тела Земли, разделяется на горизонтальную складчатость и вертикальное погружение...».

«...Второе направление движений — погружение или провал сохранило... свои следы... Разнообразие и размах этих движений совершенно исключительный. Средиземные моря и *обширнейшие океаны образуются и расширяются путем возникновения погружений и провалов*» [1].

«...Именно провалы собрали воды в глубокие мировые моря. Этим путем могли впервые образоваться материки и стало возможным появление существ, которые дышат при помощи легких» (стр. 777—778) [2].

Этими словами Зюсс заканчивает первый том «Лика Земли».

К проблеме образования океанов и материков обращается наиболее последовательный контракционист нашего времени — Л. Кобер. В своей «Тектонической геологии», опубликованной в 1942 г., Кобер освещает интересующий нас вопрос следующим образом.

Земной шар сжимается, но сжимается не под действием охлаждения, как думал Зюсс. Причиной сжатия Земли является сила тяжести, действующая по направлению к центру Земли.

«Земля сжалась. Она также охладилась. Она также затвердела. Она стала меньше, тяжелее, тверже. Но мотором ее эволюции является не одно только охлаждение, как считала старая геологическая наука, в течение почти ста лет от Э. де Бомона до Э. Зюсса. Мотором эволюции является, наконец, не внешний, но внутренний процесс, зависящий об общей *эволюции материка в направлении увеличения плотности* [3] (? — *К. М.*). К этому приводит сила тяжести — «всеобщая созидающая сила Космоса». Земля — это «гравитационная эволюционная система». Мысль Кобера ясна, хотя она и изложена в несколько мистической и излишне патетической форме.

Земля сжимается, хотя и под влиянием другого фактора, чем думал Зюсс, продолжает Кобер. С тех пор, как плотность Земли равнялась единице, ее радиус уменьшился почти вдвое, а поверхность — более чем в три раза. В результате сжатия возникают три основные формы «большой тектоники», а именно: 1) большие складки, 2) провалы и 3) разделение на материки и океаны. «Основной план континентов — это основной план тектоники... Основной план — это гравитационная дифференциация в общих чертах» (стр. 206).

Континенты — больше сиалические, океаны — больше симатические. Сила тяжести образовала два основных уровня

---

[1] Курсив мой.— *К. М.*

[2] Цитирую по первому немецкому изданию 1885 г.

[3] Курсив мой.— *К. М.*

Земли — поверхность материков и поверхность глубокого дна океана.

И Кобер, и Зюсс оба говорят об опускании океанического дна в результате сжатия. Но Кобер мыслит себе, что высота океанического дна и материков определяется силами изостатического выравнивания. Океаническое дно ниже потому, что океаническая земная кора все же несколько тяжелее материковой.

Вместе с тем Кобер признает структурное сходство океанической и материковой литосферы. Участки платформы (кратогены) и геосинклинальные участки (орогены) существуют и там и здесь. Следует различать два явления: образование различных структур (происходящих как в пределах материков, так и в пределах океанического дна) и изменения высоты этих структур в области материков и океанов, отражающие влияние силы тяжести — «гравитационного тектогенеза».

Гипотеза, изостатически объясняющая образование обоих геоморфологических уровней, на первый взгляд правдоподобна и проста, а потому пользуется большим распространением.

Мы выше рассмотрели малую применимость этой теории к неровностям рельефа внутри материков. При противопоставлении больших пространств океанического дна и материков механизм движений более допустим.

И, тем не менее теория изостазии сталкивается с большими трудностями: она заставляет предполагать наличие сплошного слоя жидкой магмы под земной корой, что, повидимому, неверно. Ей противоречат глубокофокусные землетрясения, указывающие на теснейшую связь верхних слоев Земли с глубокими (700—800 км) горизонтами. Теории изостазии противоречат обширные восходящие движения магмы, создающие огромные батолиты. Таким образом, при всей логической простоте изостатического толкования низкого океанического дна и приподнятого уровня материков, решение задачи должно признать более сложным.

Теория изостазии сама уже дала производные от нее гипотезы больших горизонтальных движений материков. Существуют разные варианты этой гипотезы. Одним из первых ее выдвинул русский географ М. А. Боголепов. Он писал о больших горизонтальных движениях частей литосферы, которые вызываются вихревидными движениями магмы.

Наиболее известен вариант этой гипотезы, разработанный А. Вегенером, а также варианты Штауба и Аргана.

Сущность этих гипотез неоднократно излагалась на русском языке. Более того, — как справедливо отмечает Н. С. Шатский, — на русский язык оказались переведенными преимущественно книги сторонников именно гипотезы горизонтальных движений материков. Нет необходимости снова из-

лагать суть этой гипотезы. Но нужно подчеркнуть ее геоморфологическую «выразительность», а также возражения, сделанные против нее и делающие ее совершенно неприемлемой.

Геоморфологическая выразительность гипотезы Вегенера заключается в том, что она не только пыталась объяснить факт наличия двух *вертикальных* ступеней рельефа, но также особенности современного *горизонтального* расчленения рельефа. Образование двух вертикальных ступеней — следствие изостатического плавания легкой сиалической оболочки на тяжелой — симатической. Но рельеф Земли немыслимо себе представить при сплошном сиалическом слое. Последний был разорван отрывом Луны и последовавшим за ним горизонтальным передвижением материков (к западу и к экватору). Сиалический слой оказался разорванным на части, отвечающие современным материкам. Этот второй процесс, для которого, однако, изостатические предпосылки были совершенно необходимы, и создал современное горизонтальное расчленение литосферы. Основные черты физической карты мира также зависят от него, так как сплошной океан «панталасса» собрался в разрывах сиалического слоя, где образовал отдельные океаны.

Гипотеза Вегенера легко объясняет многие биогеографические явления, и поэтому ее приняли особенно охотно биогеографы. Ее вообще охотно признали представители дисциплин, стоящих далеко от геофизики земной коры (например, климатологи), от объяснения *механизма* движения материков. Географам полезно усвоить себе, что хотя гипотеза Вегенера облегчала многие выводы, но сама она не имеет почвы под ногами.

Как уже не раз указывалось, механизм движения сиалических глыб по симе не поддается удовлетворительному объяснению; были отмечены геодезические просчеты Вегенера: Гренландия и Европа в настоящее время не удаляются друг от друга; долготное расстояние между Северной Америкой и Европой уменьшается, а не увеличивается.

Я коснусь несколько подробнее лишь тех возражений, которые были сделаны Вегенеру со стороны географов или, во всяком случае, ученых, близко стоящих к географии.

Уже в 1920 г. имело место критическое обсуждение положений Вегенера, причем выступали против его взглядов такие крупные геоморфологи, как А. Пенк и его сын — В. Пенк.

А. Пенк писал, что симатический слой не может быть пластичным. Иначе не было бы глубоких крутосклонных впадин Тихого океана, а большие острова, как, например, Гаваи, погрузились бы в симу. Континенты надо уподоблять не льдинам, плавающим в воде, а айсбергам, вмерзшим в молодой

лед. Но если сима твердая, она должна сминаться в складки и образовывать хребты на дне океана «впереди» материков, например, к западу от Америк, а этого нет.

Континентальный склон прихотливо расчленен. Он изрезан речными долинами (р. Конго и других рек) и, следовательно, образует затопленную сушу, свидетельствуя о вертикальном погружении краев континентов, а не о том, что это — края разорванной сиалической оболочки.

По этому поводу следует сказать, что советские географы Л. С. Берг и Г. У. Линдберг неопровержимо доказали эрозионный характер расчленения материковой отмели. Затопленные речные долины прослежены до глубины 2 000 м. Таких больших поднятий уровня океана признать невозможно (см. следующую главу). Следовательно, погрузилась суша. Таким образом, современный рисунок нулевой изогипсы—результат опускания краев материков, а не следствие разрыва и горизонтальных движений кусков литосферы (фиг. 12).

Фиг. 12. Эрозионное расчленение береговой отмели и дна Охотского моря. (По Г. У. Линдбергу.)

Вегенер „отрывает" Северную Америку от Европы только в четвертичном периоде; однако, как показывает предел распространения Европейского ледникового покрова, северо-западная его окраина «обрезана» по краю Норвежского моря. Следовательно, Норвежское море в четвертичное время уже существовало.

В. Пенк выдвинул следующие возражения.

Горные цепи Восточной Азии и Н. Гвинеи — большие складки с интрузивными телами в их осевых частях. Следовательно, вещество этих складок поднималось по вертикали, а не передвигалось в горизонтальном направлении. Подобное строение гор характерно и для других горных хребтов и, в частности, для тех из них, которые расположены с западного края материков (Анды и Кордильеры). Значит и эти горные хребты образованы поднятием, а не горизонтальным передвижением масс.

Но, кроме поднятых, существуют и обширные области погружения земной коры, примером которых может служить впадина Амазонки. Это — область погружения, существующая начиная с силура. Подобного рода, большие по вертикальной

амплитуде, погружения невозможно не связать со взаимным проникновением друг в друга вещества сиаля и симы. Следовательно, нельзя себе представлять, например, сиаль, резко отграниченным горизонтальной поверхностью скольжения от подстилающей его симы.

Ф. Коссмат, среди прочих возражений, приводил следующее, одно из наиболее понятных для географа: Вегенер судил о сходстве очертаний материков по рисунку современной береговой линии, но ведь это очертание, отвечающее уровню нулевой изобаты, ничего общего не имеет с геологической структурой материков и океанов; очертания материков весьма преходящи и, например, существенно изменились, начиная с третичного времени.

Дискуссия о возможности горизонтальных движений материков, как *главного* фактора в образовании рельефа земной коры, продолжается и до настоящего времени. Например, в продолжение 1941—1945 гг. эти дебаты происходили на страницах американского журнала American Journa of Science. Дискуссия возникла в связи со статьей Симпсона о происхождении фауны Южной Америки. Мы ведь видели уже, что биогеографы являются главными приверженцами теории горизонтального дрифта материков. А в упомянутом случае Симпсон обошелся без гипотезы дрифта для истолкования генезиса фауны Южной Америки. Американские ученые большей частью высказались против гипотезы Вегенера. Американский географ и геолог Б. Виллис даже статью свою озаглавил «Теория горизонтального дрифта — сказка».

Ряд крупнейших советских биологов отходит от гипотезы Вегенера. Так А. Н. Криштофович, который прежде был ее приверженцем, теперь (1946 г.) переходит в лагерь ее противников. Такую же позицию занимал акад. В. Л. Комаров [1].

Недавно против воззрений Вегенера выступил Н. С. Шатский. Он привел соображения географического характера— данные о глубокофокусных землетрясениях (фиг. 13). Фокусы землетрясений установлены до глубины 700—800 км; встречаются они там же, где обычные землетрясения, т. е. преимущественно в зоне альпийской геосинклинали. Особенно много обнаружено случаев глубокофокусных землетрясений по Тихоокеанскому кольцу складчатости. Следовательно, превращения поверхностной оболочки Земли теснейшим образом связаны с состоянием ее более глубоких оболочек. Совершенно невозможно себе представить сиалические глыбы материков, скользящие в горизонтальном направлении по симе.

---

[1] В «Материалах по истории флоры и растительности СССР», т. I, 1941 г., была напечатана статья В. А. Ярмоленко, сторонника А. Вегенера. Эта статья сопровождается примечанием главного редактора — акад. В. Л. Комарова, что «он не является сторонником... теории Вегенера...» (стр. 375).

«Глубокофокусные землетрясения и геологические обобщения о строении земной коры показывают абсурдность гипотезы А. Вегенера»,— пишет Н. С. Шатский (стр. 21) [1].

Итак, гипотеза огромных горизонтальных перемещений материков, плавающих на базальтовой постели — симе, не может в настоящее время серьезно приниматься во внимание. Географы, геоморфологи, охотно прибегавшие к ее услугам, должны согласиться с этим выводом.

Фиг. 13. Глубокофокусные землетрясения Южной Америки. (По Н. С. Шатскому).

1—субгерцинская складчатость! 2—ларамийская складчатость; 3—верхнетретичная складчатость; 4—эпицентры с глубиной фокуса больше 500 км; 5—ложе с глубиной фокуса 250—500 км; 6—то же с глубиной фокуса 150—250 км; 7—то же с глубиной фокуса 50—150 км.

Однако я должен подчеркнуть здесь, что нисколько не задаюсь мыслью отрицать вообще возможность горизонтальных движений земной коры. Считаю только, что последние часто преувеличиваются. А главное, что для нас важно, это — что рельеф создают вертикальные, а не горизонтальные движения земной коры и первые представляют для геоморфолога непосредственный интерес.

Изучая распределение вещества Земли, можно убедиться, что структура и морфология земной коры определяются не одним только явлением сжатия, уменьшением объема и погружением масс, как думает Кобер. Имеются признаки обратного хода процесса. Это процесс поднятия магмы к поверхности Земли, образования тяжелых минеральных тел в верхних горизонтах земной коры, вопреки силе тяжести. Отсюда неизбежно следует заключение, что *в теле Земли происходит борьба сжатия и расширения*. Эту идею развивают в последнее время наши крупнейшие ученые-тектонисты — В. А. Обручев, М. М. Тетяев, М. А. Усов. Ее высказывают и за рубежом — В. Бухер, С. Бубнов. Значительно раньше та же идея высказана Ф. Энгельсом в его «Диалектике природы» (стр. 167).

[1] Во время печатания этой книги акад. Л. С. Берг привел еще ряд дополнительных фактов, свидетельствующих против гипотезы Вегенера и объясняющих биогеографические явления вертикальными движениями земной коры (Известия Всес. Геогр. об-ва, № 1, 1947 г.).

Отметим, что эта теория объясняет образование двух главных геоморфологических ступеней — океанов и материков — растяжением земной коры, в результате чего возникают обширные океанические погружения литосферы. Такого взгляда придерживаются, например, Обручев и Бухер.

Заключение. Существуют ли, однако, неразрешимые противоречия между пониманием природы главных геоморфологических ступеней, которые можно найти у контракционистов, у поборников изостатической идеи, у сторонников теории сжатия — расширения Земли? Нам думается, что такого барьера не существует. Все дело в том, что упоминавшиеся выше авторы, в большинстве своем улавливали только одну сторону геоморфологического процесса, не всегда замечая его многообразие.

Перефразируя слова М. М. Тетяева (1941, стр. 5), можно сказать: все движения, наблюдаемые в земной коре, взаимосвязаны, вытекают одно из другого, образуя единый геоморфологический процесс, обусловленный в конечном счете общей причиной в виде общего развития материальной системы Земли.

Единство геоморфологического процесса проявляется и по отношению к двум главным геоморфологическим ступеням — материкам и океану.

Земля испытывает попеременно сжатие и расширение. Земная кора сжимается и растягивается. В фазы растяжения образуются обширные прогибы — океаны. Растянутый сиалический слой становится тоньше. Ко дну океанов подступает тяжелая базальтово-перидотитовая магма. Поднятие носит и активный характер и сопровождается образованием интрузий и извержений тяжелой основной магмы. Это имеет место в настоящее время на островах Тихого океана. Дно океанов утяжеляется. Усиливается импульс к нисходящим движениям океанического дна, которые протекают в отдельных случаях соответственно законам изостазии и «гравитационной» контракции. Происходят медленные погружения, а местами провалы земной коры, подобные провалам дна Черного моря. По мере того как дно океана погружается, увеличивается вертикальное расстояние между двумя главными геоморфологическими ступенями. Океаны становятся вместилищами все более значительных масс гидросферы. Гидросфера океанов весит в четыре раза больше, чем литосфера материков[1]. Океаны, создавая добавочную изостатическую нагрузку, также способствуют значительному погружению дна океанических впадин.

Итак, разделение двух главных геоморфологических ступеней есть результат проявления единого, но сложного

[1] Объем воды Мирового океана составляет около 1'370 км³.

геоморфологического процесса. Сжатия и расширения, изостатические поднятия и погружения — провалы — являются составными частями этого процесса.

«Океан» и «материк» противостоят друг другу, как две главные геоморфологические ступени. Океаническая гидросфера, сосредоточенная в глубоких океанических бассейнах, превращает эту геоморфологическую закономерность в закономерность географическую и создает основную черту географического лика Земли. Таково значение разобранного выше вопроса для географа.

Однако эта картина односторонняя. Она вскрывает лишь одну сторону явления. «Материки» и «океаны» создают главный геоморфологический контраст лика Земли. Но материки и океаны сходны в том отношении, что образуют одинаковые структуры — платформенные и геосинклинальные. Мы отмечали это сходство, говоря о строении дна Тихого океана. Эти структуры расположены на разной высоте, группируются в две главных геоморфологических ступени силами растяжения — сжатия, силой тяжести, изостатическими процессами.

Разделение этих структур в два главных геоморфологических уровня представляет геоморфологическую особенность литосферы.

Нам предстоит в дальнейшем вернуться к вопросу о сходстве геологических структур всей литосферы. У нас остается также совершенно не разъясненным вопрос о природе *верхней* геоморфологической ступени Земли.

Прежде чем обратиться к указанным вопросам, необходимо приблизиться к анализу рельефа Земли. И сделать это нужно на примере рельефа материков, непосредственно доступного изучению.

2. Основные черты рельефа материков

Русские геоморфологи XIX в. обратили внимание на широкое развитие двух основных типов рельефа Земли — линейно вытянутых горных хребтов и обширных плоских высоких пространств суши. Этими геоморфологами были Семенов-Тян-Шанский и Кропоткин.

В дальнейшем оба подразделения получили общее геоструктурное и генетическое обоснование. Горные хребты связывают с геосинклинальными, плоские пространства — главным образом с платформенными областями Земли.

Очень часто в геоморфологической литературе ограничиваются подобными и вообще очень расплывчатыми формулировками при объяснении крупных особенностей рельефа, связанных с воздействием внутренних сил Земли. Что «горы образованы складчатостью» можно прочитать во многих геоморфологических сочинениях. Гораздо реже мы обнаружи-

ваем стремление проникнуть в *механизм* процесса образования рельефа внутренними силами Земли.

Структура геотектонической мысли сложная, а главным образом лоскутная. Десятки геотектонических гипотез находятся в большем или меньшем распространении. Условно их объединяют в несколько групп, но картина разброда геотектонической мысли от этого не исчезает. На первый взгляд делается совершенно невозможным избрать объективный и правильный путь для решения задач, стоящих перед геоморфологом.

Такова картина, характеризующая геотектоническую мысль, главным образом, за рубежом. Контуры этой картины упрощаются благодаря анализу, данному ей советскими учеными.

Весьма ценными представляются нам мысли и слова М. М. Тетяева:

«Все движения, наблюдаемые в земной коре, взаимосвязаны, вытекают одно из другого, образуя единый геотектонический процесс, обусловленный в конечном счете общей причиной в виде общего развития материальной системы Земли» (1941, стр. 5).

Совершенно таким же образом мы должны формулировать природу геоморфологического процесса (см. выше). Геоморфологический процесс также обусловлен развитием материальной системы Земли. Формы рельефа, которым посвящены настоящие страницы, обусловлены движениями материальной системы Земли, зависящими от внутренних или эндогенных процессов.

Отдельные тектонические гипотезы, которые авторы их склонны противопоставлять друг другу, как непримиримые по существу, улавливают частные стороны единого процесса развития материальной системы Земли и ее форм.

В XVIII в. господствовало представление о колебательных движениях, создающих рельеф. Это было совершенно естественным, так как подобного рода движения констатировались по различным признакам (правда, не всегда правильно понимаемым), выраженным *на поверхности*. Констатация этих признаков не требовала умения толковать сложные формы нарушения залегания слоев — тектонические структуры.

Вертикальные (колебательные) движения. Создателем этой системы геоморфологических воззрений был М. В. Ломоносов, который в 1763 г. писал:

«Великую перемену на земной поверхности причиняют знатные наводнения и потопы, кои, коль многократно случались, гласят разные слои земные. Потопления бывают... от морей и озер, преступающих берегов своих пределы. *Действия их почти всегда соединены с нечувствительным долговременным земной поверхности понижением и повышением*»[1].

[1] Курсив мой. — *К. М.*

Само собой разумеется, что такие воззрения особенно должны были укрепиться у исследователей, перед глазами которых расстилались равнины, сложенные отложениями, почти не затронутыми складчатостью. Такие впечатления должны были питать и М. В. Ломоносова и многих позднейших исследователей Русской равнины. Недаром они играют существенную роль в научном мировоззрении Мурчисона, Докучаева, Карпинского. Докучаев в своей известной книге «Способы образования речных долин Европейской России» писал:

«Европейскую Россию легко и естественно можно разделить на две части: ее окраину и середину. *Что касается приморских полос России, то их колебательные движения в потретичный период не подлежат в настоящее время никакому сомнению*» (стр. 12) [1].

Напомним (см. часть II), что А. П. Карпинский в 1887 — 1894 гг. выдвигает идею колебательных движений, а А. П. Павлов несколькими годами позднее — идею синеклиз.

Эта же, по существу, идея проходит красной нитью через представления американских геоморфологов. Она является важной составной частью их геотектонических представлений, имеющих сильную геоморфологическую окраску. Мы уже указывали, какую существенную роль играл геоморфологический метод в исследованиях американских геологов. Одна геоморфологическая идея особенно характерна для американских исследователей — это идея вертикальных, колебательных или эпейрогенических движений. Самый термин «эпейрогенез» принадлежит американскому геологу и геоморфологу Джильберту.

Джильберт дважды касался вопроса о колебательных движениях земной коры: в первый раз — в связи с изучением гор Генри — в 1877 г. и вторично — в связи с изучением истории Большого Соленого озера в 1890 г.

Изучая морфологию и строение гор Генри [2], Джильберт описал лакколиты. Последние и образуют ядра отдельных возвышенностей этих гор. Некоторые из них вскрыты процессом эрозии, другие находятся под плащом осадочных отложений. Происхождение этих гор связано, таким образом, с внедрением магмы в осадочную земную кору, которое вызвало поднятие участков последней (фиг. 14, 15, 16).

В книге Джильберта после работ Ломоносова и плутонистов вновь проводится идея относительно активной роли магмы в колебательных движениях и образовании рельефа.

Наиболее обстоятельно роль колебательных движений Джильберт освещает во второй монографии, разбирающей историю Большого Соленого озера, — оз. Бонневиль.

---

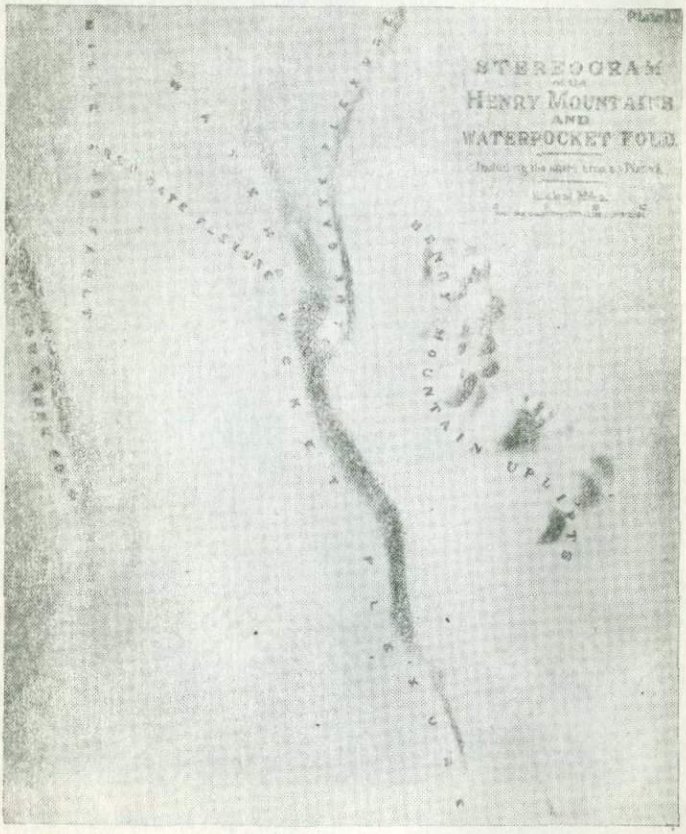
[1] Курсив мой.— К. М.

[2] Расположены вблизи правого берега р. Колорадо и открыты в 1869 г. Поуэлем.

Я приведу цитаты из этой монографии, чтобы показать, что идея колебательных (эпейрогенических) движений фигурирует в ней уже в значительно усложненном виде. Джильберт, собственно говоря, предлагает два понятия. Он пишет (стр. 340):

«Движения земной коры, образующие горы, называют орогеническими. Для более широких движений, образующих континенты и плато, дно океанов и континентальные бассейны, наш язык не имеет термина такой же ясности.

Имея возможность сравнивать явления образования узких географических волн с явлениями образования широких изогнутий, я беру на



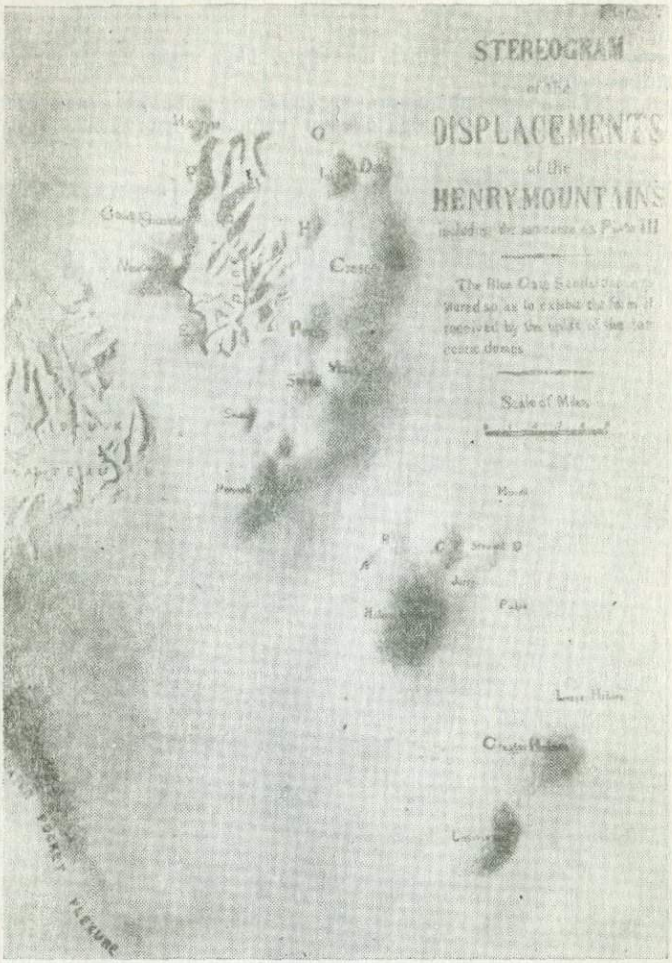
Фиг. 14. Лакколиты гор Генри и их денудация. (По Джильберту.)

себя смелость применить к более широким движениям прилагательное «эпейрогенический», основывая этот термин на греческом слове «эпейрос» — континент...

Возможно, что орогенические и эпейрогенические силы едины[1], но до тех пор, пока они остаются неизвестными, следует рассматривать их в

[1] Курсив мой. — *К. М.*

отдельности. Цепи гор, так богато представленные в районе озера Бонневиль и вообще в Большом Бассейне, представляют собой орогенические образования; вогнутость бассейна озера Бонневиль — эпейрогенного происхождения».



Фиг. 15. Лакколиты гор Генри и их денудация. (По Джильберту).

В этих высказываниях следует подчеркнуть несколько моментов. Во-первых, Джильберт говорит о движениях, для которых «наш язык не имеет термина такой же ясности», как для обозначения орогенических движений. Термин — эпейрогенические движения впервые вводится в науку Джильбертом в его «Бонневильской» монографии. Это те движения, кото-

рые А. П. Карпинский несколькими годами ранее характеризовал как колебательные движения.

Однако требуется обратить внимание еще на одно обстоятельство. В представлениях Джильберта эпейрогенические—

Фиг. 16. Лакколиты гор Генри и их денудация. (По Джильберту.)

колебательные — движения становятся рядом с орогеническими движениями и связь между ними подчеркивается словами: «возможно, что орогенические и эпейрогенические силы едины». В этих словах заключается важная мысль о различных формах геоморфологического (и геотектонического) процесса, но выраженная совершенно неясно.

Вертикальные движения поверхности могут сопровождаться расколами. Роль последних была особенно подчеркнута В. А. Обручевым. В своей автобиографии он пишет:

«Уже во время исследований в Селенгинской Даурии я пришел к выводу, что в строении горных цепей Сибири большое значение имеют дизъюнктивные дислокации, т. е. вертикальные перемещения крупных глыб земной коры по трещинам разломов, а не только пликативные, т. е. складчатые, которым приписывали главную роль. Изучение Алтая подтвердило это и выяснило, что его современный рельеф обусловлен перемещением по разломам значительно более молодым, чем складчатость. Мой очерк тектоники Алтая положил начало новому толкованию происхождения современного рельефа горных цепей Сибири» (стр. 258).

Мы допустим существенный пропуск, если не упомянем, что до американских геоморфологов (но, конечно, после Ломоносова) идея колебательных движений очень ясно была сформулирована Дарвином. Дарвин основывался на своих наблюдениях террас Ю. Америки, сделанных во время путешествия на корабле «Бигль» (1832—1836 гг.). Дарвин писал, что «периоды денудации и поднятия были одновременными и равномерными на больших береговых пространствах, на что указывают одинаковые высоты равнин» (стр. 559).

Горизонтальные (складчатые) движения. Идея колебательных движений — старинейшая геоморфологическая догадка — занимает место рядом с другой геоморфологической идеей. Я имею в виду гипотезу о складчатых явлениях, как орогеническом процессе. По словам Джильберта, орогенические процессы создают горы. Проследим эту идею, столь важную в геологии и геотектонике. Но будем иметь в виду лишь вопрос о морфологическом выражении складчатых процессов, как одной из форм единого геоморфологического процесса.

Изучение складчатости нигде не приняло такого размаха, как в Альпах, где складчатые дислокации выражены с исключительной сложностью и богатством. Но общая картина складчатых движений и развития Земли могла быть создана на базе определенных космогонических представлений. Такими представлениями явились идеи Канта (1755 г.) и Лапласа (1796 г.). Они трактуют развитие Земли как остывающего и сжимающегося тела, что и является предпосылкой для возникновения складчатости.

Гипотеза Канта и Лапласа — теоретическая база контракционной гипотезы. Основателем последней является Эли де Бомон, а первоначальное развитие ее связано с именами Э. Зюсса и А. Гейма.

Геоморфологическое значение складчатых процессов отчетливо подчеркнул Э. де Бомон, который уже в 1852 г. писал:

«Гребни... разбитых и изогнутых слоев образуют гребни... неровностей поверхности земного шара, которые мы называем горными хребтами; отсюда вытекает, что выражение: среднее направление какой-ни-

будь системы разломов, среднее направление системы изогнутых слоев, направление системы гор — представляются почти синонимами».

По мнению Э. де Бомона, как показывает приведенная цитата, складчатый процесс имеет отчетливое геоморфологическое выражение.

Так же отчетливо геоморфологическая тенденция проявляется в первой обобщающей работе Э. Зюсса «Происхождение Альп» (1875 г.). Зюсса занимали явления складчатости, но не только как геолога, но и как геоморфолога и даже вообще как географа. Этот широкий географический интерес к красочным особенностям горной страны предстает перед читателями, начиная с первой страницы книги:

«Прекрасная высокогорная область, Альпы, украшает середину нашего мира *(! — К. М.)*. Ежегодно пересекают ее повозки исследователей. Но если спросить одного из них, как же возникли Альпы, то придется согласиться, что о природе воздымающих сил все еще существуют противоречивые мнения, хотя за последние десятилетия значительные части общего плана строения установлены с большой степенью вероятия» (стр. 1).

В приведенных словах Э. Зюсса подчеркнуто желание постигнуть происхождение Альп как «прекрасной горной области», как геоморфологического ландшафта.

Силой, создавшей Альпы, по мнению Зюсса, явилась складчатость. Этот вывод сделан Зюссом уже в 1875 г. с полной отчетливостью, как видно из следующих его слов:

«Даже эти первоначальные наблюдения показывают все более отчетливо, что *равномерное движение крупных масс в горизонтальном направлении имело гораздо более существенное влияние на современную внешность альпийских систем, чем непосредственные поднятия путем радиальных сил*[1], воздействующих на земную поверхность изнутри планеты, которым до сих пор, придавали преувеличенное значение».

Итак, складчатость, а не колебательные движения создает горы.

Та же мысль о геоморфологическом значении складчатости выражена и в «Лике Земли» десятью годами позднее. В конце первого тома названного сочинения мы читаем следующую оценку геоморфологического выражения складчатости (стр. 777):

«Тангенциальными движениями образованы те же длинные складчатые цепи, которые протягиваются через весь мир от одного его конца к другому. Это ими нагромождены высочайшие горы Земли, Гауризанкар[2], безымянный K^2 в Мустаге и все великаны внутриазиатского высокогорья».

Таким образом, в работах Зюсса складчатость признается за основной геоморфологический процесс, создающий горы, колебательным же движениям приписывается второстепенная (чтобы не сказать — третьестепенная) роль. Но здесь

[1] Курсив мой. — *К. М.*

[2] Гауризанкар, как известно, прежде не отличали от Эвереста — высочайшей горной вершины мира.

необходимо подчеркнуть, что складчатые движения Зюсс выводил из вертикальных движений — оседаний коры остывающей Земли.

Крупнейший «альпийский» современник Э. Зюсса — Альберт Гейм — посвятил (в 1878 г.) специальное исследование механизму образования гор. Очевидно, что это исследование должно помочь глубже проникнуть в сущность геоморфологического процесса.

Сочинение Гейма о механизме образования гор было посвящено одной из горных групп Швейцарских Альп, находящейся в районе Финстерааргорн. Это большая монография (около 350 страниц), и она появилась почти одновременно с «Происхождением Альп» Зюсса. Как и последняя работа, книга Гейма считает механизмом образования гор горизонтальное сжатие. Но, к сожалению, название книги мало оправдывается ее содержанием.

Происхождению рельефа А. Гейм посвящает, собственно, один из разделов работы (пятый), который озаглавлен: «Особенности поверхности». Он отмечает следующее: в самых общих чертах в рельефе сохраняется линейное простирание (хребты), отвечающее осям антиклиналей. Но при более близком рассмотрении бросается в глаза независимость форм поверхности от формы тектонических структур. Это касается как поперечных долин и гребней, так и продольных долин, которые по большей части не соответствуют тектоническим мульдам.

«Если мы обозреваем Альпы с господствующей над ними вершины... мы узнаем в общих чертах и даже в подробностях горные цепи. *Складчатый процесс внутренних частей земли создал эти основные черты вертикального расчленения Альп*[1]. Хорошая карта, в особенности гипсометрическая карта... обозначает весьма отчетливо длинные линии цепей и продольные долины между ними.

«Но когда мы рассматриваем Альпы с менее возвышенного пункта, ...картину определяют уже не хребты, а долины» (272).

«Современная поверхность нашего района является, таким образом, преимущественно результатом денудации, на которую оказало весьма мало влияния внутреннее строение и черты первоначальной поверхности» (280).

Складчатость ранее отражалась прямо на поверхности. В Юре мы можем наблюдать это и в настоящее время. Но в Альпах, поднятых выше, денудация была настолько сильна, что уничтожила такой же объем гор, как тот, что еще остался. В книге много расчетов объемов денудированных масс. В долине р. Рейна, по подсчетам Гейма, смыто 750 км^3 породы и т. д.

Вся книга Гейма, как и книга Зюсса, написана «географически». Автор стремится объяснить происхождение *видимого* живописного рельефа Альп. И он считает, что рельеф

[1] Курсив мой. — *К. М.*

этот создан был складками, которые в настоящее время уже сильно размыты.

Итак, принципиального расхождения во взглядах Зюсса и Гейма нет. Просто второй из них «вносит поправку» на денудацию, видоизменившую рельеф, образованный складчатостью.

Одновременно и в США высказывал аналогичные идеи (в 1873—1875 гг.) Дана. Его представления о непосредственном отражении складчатых процессов в рельефе выражены так же отчетливо, как и у его западноевропейских коллег: «Цепи гор,— пишет Дана,— образуют линии, по которым земная кора сжимается под влиянием горизонтального давления, вызываемого сжатием. При этом следуют нагромождения масс, определяющие высоту гор».

Итак, во второй половине прошлого столетия устанавливаются две формы геоморфологического процесса — колебательные и складчатые движения земной коры.

Джильберт, как мы видели, писал, что связь между ними неясна. Противопоставление обоих воззрений, как различных геотектонических гипотез, можно встретить гораздо чаще, чем констатацию общности между ними. Это обычное в геотектонической и геоморфологической литературе противопоставление радиальных и тангенциальных движений земной коры.

А между тем сходство между ними имеет место уже потому, что горизонтальные движения в концепции и классической контракционной школы Э. Зюсса и новейшей Л. Кобера являются производными от радиальных движений. Эти радиальные движения контракционисты представляют себе направленными к центру Земли. Земная кора погружается,— следовательно, она перемещается радиально. В результате опускания земной коры она становится слишком просторной для внутренних частей Земли и собирается в складки. Складки, тангенциальные движения в концепции контракционистов, являются производными от радиального движения — погружения земной коры. Следовательно, радиальные перемещения лежат в основе обоих воззрений. Правда, на этом общность воззрений, в той форме, в какой она была изложена Зюссом и Джильбертом, обрывается. Зюсс отрицал возможность восходящих вертикальных движений земной коры, которые так явственно проступали в исследованиях Джильберта. Это было очевидным дефектом в концепции Зюсса, жертвой, принесенной им в угоду стройности его гипотезы.

Как велика была натяжка, можно видеть из того, что Зюсс «вынужден» был отрицать поднятие Балтийского щита. Чтобы отвести общеизвестные доказательства поднятия, ему пришлось предложить следующее объяснение:

«Но Швеция не подымается, а Балтийское море, благодаря своему внутреннему положению, зависящему от климатических влияний,

находится в состоянии прогрессирующего осушения, которое и заставляет береговую линию моря в частях, удаленных от его ворот, опускаться все ниже и ниже» (т. II, стр. 701).

Я думаю, что полная сумбурность и неприемлемость подобного объяснения так очевидны, что не нуждаются в комментариях.

Таким образом, две формы геоморфологических движений были распознаны и обоснованы уже в 70-х — 90-х годах прошлого столетия. Они стали достоянием геоморфологов, изложение их заполнило страницы геоморфологических учебников и руководств.

Мы находим такое именно объяснение образованию крупных особенностей рельефа и в наших, и в зарубежных руководствах. Из числа последних я укажу на новейшую геоморфологию Мауля (1938), на геоморфологию Хайндса (1943), а также на изданную в русском переводе в 1946 г. «Физическую географию», т. II, Э. Мартонна, переведенную с последнего французского издания 1930 г. Труд Мартонна, представляющий, как видно, по мнению Учебного педагогического издательства, последнее слово геоморфологической науки, заслуживает нашего особенного внимания.

Мартонн объясняет образование рельефа складчатостью и сопутствующими складчатости разрывами. В главе VII, озаглавленной «Структурные и тектонические влияния», он разбирает связь рельефа с тектоникой: формы, характерные для согласной структуры, структурные платформы, асимметричные моноклинальные формы, складчатые структуры и т. д. В двух словах можно констатировать, что огромная проблема механизма образования тектонически обусловленного рельефа в представлении Мартонна ограничивается отражением в рельефе тех форм дислокации, которые возникают под влиянием складчатости. Только на трех (!) страницах (714—717) характеризуются «общие движения», под которыми понимаются эпейрогенические движения земной коры, причем у Мартонна не возникает мысли попытаться установить связь между обеими группами движений.

Эти воззрения находятся не впереди, а позади воззрений, сложившихся в науке на 40—50 лет ранее. И они-то преподнесены советскому географу, как лучшее, что можно иметь в специальной литературе по данному вопросу!

Магматические движения в геоморфологическом процессе. Две разобранные выше точки зрения отражают две важные формы движения вещества, образующего рельеф Земли. Однако они отражают не все главные стороны эндогенного геоморфологического процесса.

В отмеченных представлениях весьма слабое значение уделяется магматическим воздействиям. А между тем геоморфологическое отражение магматических процессов привлекает

теперь много внимания. Большую роль этим процессам приписывали еще до господства контракционной гипотезы. Новый расцвет этих представлений характеризует начало и, в особенности, вторую четверть нашего столетия.

В начале XIX столетия гипотеза кратеров поднятия подчеркивала роль магмы в образовании рельефа. Согласно этой гипотезе, земная кора вздувается под напором поднимающейся магмы. Так образуются «кратеры поднятия». Взгляды эти были оттеснены в течение второй половины XIX столетия — времени торжества контракционной гипотезы.

Ценную работу, отражавшую эти взгляды, дал в то время Джильберт. Мы отмечаем его как одного из основателей американской геоморфологической школы, как автора «Бонневильской» монографии. Не менее велика заслуга Джильберта перед геоморфологией и в том отношении, что он проанализировал отражение в рельефе Земли магматических внедрений — лакколитов, образующихся в толще земной коры и приподнимающих последнюю. Этот труд, как мы видели, был составлен Джильбертом на основании изучения гор Генри.

Дальнейший расцвет изучения геоморфологической роли магматических процессов наблюдается в первой четверти нашего века. Понимание этого процесса весьма разнообразно. Некоторые исследователи имеют в виду исключительно пассивную роль магмы, ее гидростатическое давление на плавающие глыбы земной коры. Учение об изостазии широко использовало эту идею и попыталось сделать из нее соответствующие геоморфологические выводы. Мы основывались на этих данных, считая, что и они могут помочь нам объяснить образование двух главных геоморфологических ступеней — океанического дна и материковой платформы. Гипотеза мобилизма Вегенера, хотя и оперирует с огромными перемещениями материков, также рассматривает магму как пассивную среду и импульс, перемещающий материки, ищет вне ее — в силах, связанных с вращением Земли.

Наравне с указанными взглядами стали высказываться и другие, рассматривающие магму как активное начало, обладающее собственным движением, отражающимся и в формах поверхности Земли. Первоначально охотнее оперировали горизонтальными перемещениями магмы. Так поступал, например, Боголепов, считавший, что в магме образуются вихри, подобные циклонам атмосферы. Эти вихри, по мысли Боголепова, способны вызвать растяжения, разрывы и значительные горизонтальные передвижения участков суши. Горизонтальные токи магмы лежали в основе представлений Ампферера, Хаармана и ряда других западноевропейских исследователей.

Гораздо продуктивнее в геоморфологическом отношении оказалась другая тенденция, учитывающая главным образом вертикальные движения магмы. Эти идеи разрабатывали акад. А. А. Полканов, Г. Клоос и известный геоморфолог В. Пенк. Мы можем считать, что последний как бы продолжает идеи Джильберта, высказанные им в монографии гор Генри.

Клоос заявляет (стр. 407), что он ставит себе задачу устранить ту односторонность в подходе к изучению магматических явлений, которая установилась во время господства контракционной гипотезы и гипотез, признающих только горизонтальные движения магмы.

Движения магмы образуют обширные поднимающиеся щиты и впадины между ними. Процесс поднятия сопровождается растрескиванием земной коры, образованием грабенов и вулканизмом (одна из работ Клооса озаглавлена «Поднятие—растрескивание — вулканизм»).

Эти явления хорошо изображает блокдиаграмма, помещенная на обложке упомянутой работы Клооса. Она здесь воспроизводится на фиг. 17. Эти поднятия захватывают и складчатые области. Они распространяются в равной степени и на поверхность континентов и на океаническое дно. Фиг. 18 изображает пятнадцать различных областей поднятия этого рода.

Различные авторы говорят об этом процессе, по существу, одно и то же.

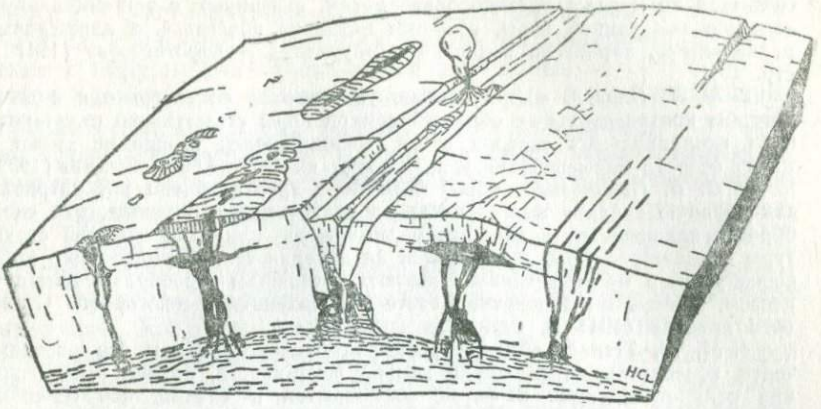
Идея активного воздействия магмы на поднятие земной коры лежала в основе представлений В. Пенка, концепция которого многими признается руководящей геоморфологической концепцией нашего времени (о чем ниже).

Б о л ь ш и е с к л а д к и. Описывая одну из главных форм тектонически обусловленного рельефа — *большие складки*, В. Пенк объяснил их происхождение следующим образом (1924, стр. 24):

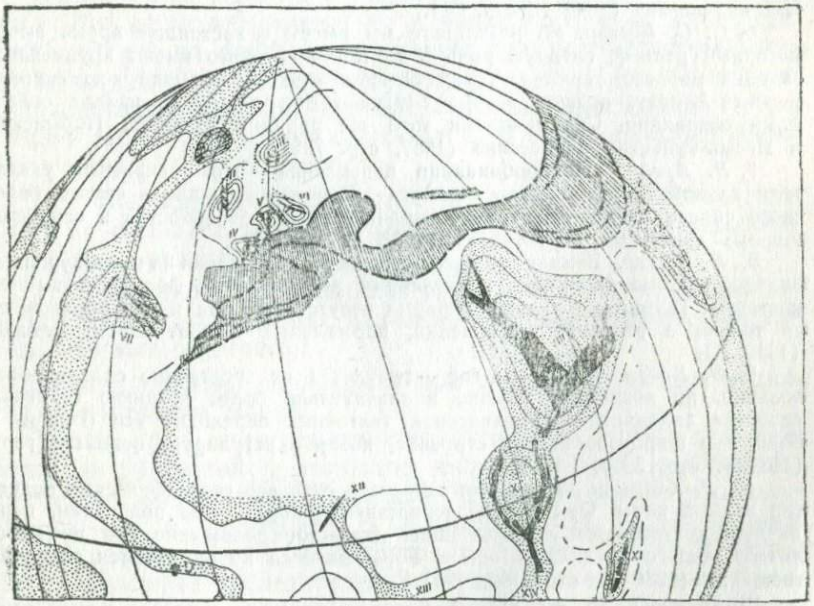
«Немалые основания указывают на то, что большие складки образуются не в результате действующего извне сжатия, как это ранее предполагали, а в результате увеличения объема под влиянием интрузий в подвижной зоне, следовательно как результат внедрения магмы в кору».

Мы видим, что в изложенных только что представлениях большие вертикальные поднятия (и опускания) рассматриваются как результат активных вертикальных перемещений магматических масс. Эти движения не просто отзвук складкообразования; они отчетливо проявляются как в платформенных, так и в геосинклинальных областях. В последних они охватывают складчатые области обыкновенно после окончания складчатого процесса.

Приведу определения и описания больших складок (и родственных образований) различными авторами.



Фиг. 17. Поднятие—растрескивание земной коры—вулканизм. (По Клоосу.)



Фиг. 18. Расположение различных областей поднятия (туморов) в Евразии и Африке по Клоосу (показаны замкнутыми линиями и римскими цифрами); заштрихована верхнемезозойская и третичная складчатая полоса; черное—грабены и вулканические трещины в областях поднятия.

1. *Б. Л. Личков.* «Рельеф земного шара, в его крайних различиях, создается не мелким складкообразованием, связанным с тангенциальным напряжением земной коры, носящим название орогенеза, а движениями радиальными, характера поднятий и опусканий — эпирогенезов» (1941 г., стр. 13).

2. *А. П. Павлов.* «...Значительно удлиненные, но широкие и пологие прогибы континентальных областей земной коры существенно отличаются и от синклинальных складок и от геосинклиналей и еще не имеют в науке особого наименования. Я предложил назвать их синеклизами» (1909).

3. *Е. В. Павловский.* «Свод Станового хребта можно рассматривать как крупную складку антиклинального типа — мегаантиклинал. Его своеобразие заключается в том, что он имеет все признаки обычной структуры складчатого типа, выраженной на поверхности. Формирование этого своеобразного мегаантиклинала явилось настоящим горообразующим процессом, приведшим в конечном счете к появлению высокогорного Станового хребта» (1941 г., стр. 27).

4. *М. М. Тетяев.* «Анализ рельефа суши дает нам все основные черты колебательных движений земной поверхности, причем эти движения конкретизируются в форме выпуклостей и впадин, как основных исторических форм рельефа континента» (1934 г., стр. 73).

5. *М. А. Усов.* «Среди пликативных структур различают радиальные и тангенциальные формы. Радиальные структуры образуются при колебательных движениях литосферы. Они имеют вообще большой радиус кривизны, обычно захватывают обширные площади... В отличие от тангенциальных форм пликативных структур радиальные образования очень удобно выделить в группу структурных волн, что отвечает действительной их форме» (1940 г., стр. 21).

6. *С. С. Шульц.* «В результате мы имеем в настоящее время высокогорный рельеф, главную роль в создании которого имеют крупнейшие складки первого порядка. Такая антиклиналь, образующая всю систему Терскей-Алатау, внешне весьма близка тому, что Арган назвал складками основания. Синклиналями того же порядка являются Нарынская и Иссык-кульская депрессии» (1937, стр. 782).

7. *Э. Арган.* «Покоробливания пенепленов — это прекрасные указатели альпийских глубинных складок» ...Перемещение вдоль самого большого сброса падает до уровня незначительных подробностей в огромных широко изогнутых структурах» (1935 г., стр. 31).

8. *В. Бухер.* Земная поверхность как бы «разделена на мозаику неправильной формы бассейнов, разделенных неправильной формы возвышенностями». Поскольку линейная форма отсутствует, они могли образоваться только в результате движений, нормальных к поверхности Земли». (1939 г.).

9. *Ф. Коссмат.* «Формы гор — результат не собственно складкообразования, но возникают обычно в значительно более позднюю стадию... сложная складчатая и надвиговая тектоника переходит все больше и больше в широковолнистое строение, которое регулирует поднятие гор» (1937 г. стр. 391).

10. *Э. Хаарман.* «*Горы или орогены* — суть все географические поднятия земной коры. Они все непосредственно образованы поднятием, первичным тектогенезом... Сегодняшнее высотное положение гор не имеет ничего общего со складчатостью. Горы никогда не образуются складчатостью...» (1930 г., стр. 182, 193).

Представляет ли собой магматическая форма движения вещества одну из нескольких форм движения вещества и одну из нескольких фаз геоморфологического процесса?

Последовательность этих явлений по Тетяеву и их внутренняя связь следующие: складкообразование, растрескивание земной коры, внедрение в земную кору магмы и ее подня-

тие — фаза макроколебаний. Таким образом, складкообразование и горообразование не совпадают во времени. В конце процесса происходят излияния магмы на поверхность, опускание и обрушивание участков земной коры.

Не все авторы устанавливают именно такую последовательность явлений. С. С. Шульц считает, например, что процесс складкообразования и есть процесс горообразования. Однако под складкообразованием С. С. Шульц понимает изгибы большого радиуса поверхности Земли — большие складки, в состав которых входят более древние, смятые мелкой складчатостью и разбитые трещинами структуры, участвующие в процессе горообразования лишь в качестве пассивного материала. Хаарман, являющийся одним из основателей современных геотектонических представлений, рассматривает складчатость (в узком смысле слова) как результат скольжения слоев на склонах поднимающихся участков земной коры — геотуморов и опускающихся участков — геодепрессий, которыми и создается земной рельеф. Геотуморы и геодепрессии, по представлениям Хаармана, возникают в результате магматических движений.

Сравнение двух гипотез рельефообразования. Мы не можем вдаваться в анализ и оценку расхождений взглядов на явления, служащие предметом специального изучения для геотектоники. Нас интересуют общие выводы из изложенных воззрений, непосредственно относящихся к решению геоморфологических проблем. Такими общими выводами являются следующие:

1) складчатость, понимаемая в духе контракционистов, сама не образует рельефа; складкообразование и горообразование — различные понятия;

2) эндогенно-обусловленным рельефом являются поднятия и опускания земной коры различной формы и размеров, нередко весьма обширные;

3) эти поднятия образуются при активном участии поднятия и опускания магмы.

Такого рода геоморфологический процесс признается наиболее авторитетной и наиболее многочисленной группой современных исследователей. Я мог бы назвать имена советских ученых — В. В. Белоусова, Б. Л. Личкова, Н. И. Николаева, Е. В. Павловского, М. М. Тетяева, М. А. Усова, С. С. Шульца. Из иностранных исследователей можно назвать имена Аргана, Бухера, Коссмата, Махачека, А. Пенка, В. Пенка, Хаармана. Между ними существуют и серьезные расхождения. Но эти расхождения, так сказать, второго, а не первого порядка. В геоморфологическом отношении важно отметить принципиальное отличие этих представлений от представлений контракционистов. Таким образом, перед нами, собственно

говоря, две группы геоморфологических представлений, которые можно противопоставить друг другу:

Контракционная теория.	Теория колебательных движений.
Линейно вытянутые хребты; приурочены к геосинклинальным областям; образуются в результате тангенциального давления, вызывающего складчатость.	Различной формы поднятия и опускания земной поверхности; приурочены как к геосинклинальным, так и к платформенным областям; образуются в результате радиального поднятия (и погружения) при активном поднятии и опускании внутренних масс (магма).

Итак, мы имеем два существенно различных геоморфологических воззрения. Различие это усугубляется еще более, если мы проследим глубже причины зависимости явлений, как они представляются отдельно в каждой из двух указанных концепций.

Зюсс и контракционисты вообще в основу своих представлений кладут односторонне направленный процесс сжатия Земли, вследствие сокращения ее объема и ее сжатия. Логическую основу эти представления получили в космогонических гипотезах Лапласа и Канта. Однако эти представления современная астрономия отбрасывает. Она вообще не признает явления последовательного и непрерывного охлаждения и сжатия материи; она признает и обратный процесс нагревания и расширения, причины которого лежат главным образом во внутриядерных реакциях. Это та борьба притяжения и отталкивания, которую предвидел и формулировал Ф. Энгельс.

Мы видим, что на основании изучения тектонических процессов, в особенности магматической формы тектонического процесса, та же смена сжатия и расширения констатируется и в теле Земли.

Таким образом, перемена в трактовке геоморфологических процессов, отмеченная нами выше, явилась результатом глубоких перемен во всей системе наших естественно-научных идей. Вот почему приходится еще раз высказать сожаления по поводу неудовлетворительного и устарелого объяснения горообразовательных движений во многих современных геоморфологических руководствах.

Геоморфология не может пройти мимо сущности этого процесса, так глубоко изменяющего поверхность Земли. Чем могут быть вызваны восходящие движения больших магматических масс, отражающих преодоление влияния силы тяжести на магматические массы?

Более всего внимания, при объяснении этого вопроса, уделяют явлениям радиоактивного распада. Английский ученый Джон Джоли первый сделал попытку объяснить этим пу-

тем явления расширения и сжатия масс — поднятия и опускания земной коры. В. В. Белоусов высказывает следующие соображения: того количества радиоактивных веществ, которое содержится в гранитах, наиболее ими богатых, хватит с избытком для того, чтобы предохранить Землю от охлаждения[1]. По Хлопину сохранение температуры Земли могло бы быть обеспечено, если бы даже радиоактивный распад ограничивался поверхностной оболочкой мощностью в 90 км. Но мощность этого слоя значительно больше, и «скорость генерации тепла в Земле в связи с радиоактивными превращениями приблизительно в десять раз превышает скорость отдачи его с поверхности» (1942).

Для всех складчатых областей характерны гранитные интрузии. Огромная тонолитовая интрузия весом почти в 5 триллионов тонн образует остов горной группы Адамелло. Батолит, размеры которого составляют 2 000×200 км, образует остов Кордильер. В Финляндии граниты занимают 52,5% площади страны, а в СССР площадь кислых интрузий (выходящих на дневную поверхность) достигает 984 000 км^2, или более 4% площади нашей страны.

«Практически каждая порода представляет печь, которая непрерывно топится»,— писал Дэли. При нагревании порода расширяется. Так, например, обычное расширение базальта при нагревании от 0 до 1 000° составляет величину в 25^{-6}. Гранитные массы, расширяясь вследствие нагревания, внедряются в земную кору и образуют батолиты. Поднявшись в верхние части земной коры, они начинают охлаждаться и уменьшаются в объеме. Вследствие этого происходят нисходящие движения земной коры, выражающиеся морфологически в провалах частей складчатых зон Земли.

Если представить себе этот процесс идущим одновременно в различных и многих частях поверхности Земли, он может интерпретироваться как фазы расширения и сжатия Земли.

Итак, вещество Земли, особенно его кислая магма, обладает могущественным средством расширения и вертикальных движений, отражающихся на поверхности Земли. Конечно, этот процесс не единственный. Вместе с ним должны быть приняты во внимание и другие процессы — физико-химические или кристалло-химические.

Обращает на себя внимание повышенное содержание тяжелых радиоактивных элементов в кислых гранитах. Самый тяжелый элемент — уран с атомным весом 238—во много раз тяжелее железа (атомный вес 55,85) и никеля (атомный

[1] Гранодиориты СССР содержат радия от $1{,}6\times10^{12}$ до $2{,}83\times10^{12}$; для гранита мировое среднее содержание радия —3×10^{12}, а для базальта — только $1{,}0$—$1{,}5\times10^{12}$.

вес 58,69), которые по существующим предположениям образуют тяжелое ядро Земли. А между тем атомы урана, тория, радия (атомный вес 226,03) встречаются чаще именно в легкой оболочке Земли. Гольдшмидт объясняет это явление исключительно большой величиной атомов указанных элементов. Они «слишком велики, чтобы войти в состав обычных минералов силикатной магмы». Они остаются поэтому в магме и входят в состав минералов, образующихся в конце процесса застывания магмы, т. е. в состав минералов кислой магмы.

Вещество Земли попеременно испытывало тенденцию к восхождению и погружению, и периоды сжатия сменялись периодами расширения Земли. Не будем пытаться развивать эту картину и искать дальнейших причинных связей для ее истолкования. Некоторые исследователи идут в этом отношении очень далеко. Д. Г. Панов, например, недавно высказал предположение о связи периодов сжатия и расширения Земли с периодом вращения Галактики. Но дальнейшие преположения увлекут нас в сторону от темы, которую мы здесь затрагиваем.

Возражения, сделанные Девисом Зюссу. Перед нами две геоморфологические концепции, боровшиеся и борющиеся за первенство: гипотеза горизонтального сжатия и гипотеза вертикальных колебательных движений. Вторая из них выдвигается на первый план, как наилучшим образом объясняющая крупные неровности рельефа эндогенного происхождения. В геоморфологии эта теория занимает господствующее положение, начиная с двадцатых годов нашего столетия, т. е. после появления работ Вальтера Пенка.

Но необходимо обратить внимание на то, что роль поднятий и опусканий как главного фактора образования рельефа была подчеркнута русскими учеными — Ломоносовым, Карпинским и далее американской школой. Я имею в виду Джильберта и, в особенности, Девиса.

Правда, явления поднятий земной коры в трактовке Девиса носили несколько отвлеченный характер, не связанный с развитием той или иной тектонической структуры. И тем не менее противоречия между крупнейшими представителями обоих течений — Зюссом и Девисом — очень явственно обнаружились еще задолго до того, как идея колебательных движений была обоснована геотектоническими исследованиями.

В 1905 году Девис выступил против переоценки явлений тангенциального сжатия, которая имела место в исследованиях Зюсса. Эта статья мало известна, и я приведу доводы Девиса.

Девис оперировал данными геоморфологии. Он указывал на большие площади высоких пенепленизированных пространств. Эти пространства были известны Девису в Тянь-шане, в

штатах Утах и Невада, в горах Сиерра-Невада, в Калифорнии, Аппалачах, Каскадных горах, в Аляске, в Норвегии, в Китае. Положение пенепленизированных пространств, как правильно отмечено было Девисом, не может быть объяснено иначе, чем поднятием, а следовательно,— радиальными движениями земной коры. Уровни пенеплена срезают складчатые структуры, созданные тангенциальными движениями. Последние не создают рельефа. В физиономии гор не видно результатов горизонтального давления, в частности, отражения асимметричности строения складок, которое Зюсс считал признаком одностороннего горизонтального давления.

В этом споре обнаружилось противоречие двух основных концепций. Дальнейшее развитие геоморфологии и геотектоники подтвердило преимущество взглядов Девиса.

Б. Виллис, оценивая много лет спустя взгляды Девиса в этом отношении, писал, что работы Девиса создали новую эпоху в геоморфологии. Девис, пишет Б. Виллис, показал, что геоморфологическая поверхность — пенеплен — может быть использована для суждения о движениях земной коры совершенно так же, как и любой стратиграфический горизонт. «В обоих случаях имеется определенная плоскость, которая может развиваться только в определенном отношении к водной поверхности» (стр. 16).

Зюсс не оспаривал положений Девиса и, как пишет Б. Виллис, он мог только ответить, что «ввиду своего преклонного возраста и необходимости закончить уже начатую работу проблемой этой он заняться не может» (стр. 10).

Во всяком случае дальнейшее развитие геотектоники и геоморфологии подтвердило правильность позиции Девиса.

Верхняя геоморфологическая ступень. После всего, что сказано было ранее относительно высоких выровненных пространств и роли колебательных движений в их образовании, остается только подчеркнуть, что совокупность их и образует верхнюю геоморфологическую ступень гипсографической кривой.

Сумма высоких ровных площадей составляет очень ориентировочно величину в 30 млн. км^2, которую мы приводили выше. Это почти 6% площади Земли — величина, заметная в рисунке верхней части гипсографической кривой. Если построить гипсографические кривые для материков в отдельности, то можно будет видеть упомянутый изгиб кривой не одинаково явственно. Самые большие площади (абсолютные и относительные) высокие выровненные поверхности занимают в Азии (особенно Центральной) и в Африке, наименьшие — в Европе. Антарктика занимает в этом отношении исключительное и «ложное» положение. Ее рельеф повышен и выровнен огромным ледниковым щитом. Наиболее значительные по высоте и площади выровненные поверхности (по Коссина):

Географическое положение и название	Средняя высота (м)	Площадь ($км^2$)
Тибет	4 500	2 000 000
Памир	4 000	100 000
Боливия	3 800	950 000
(Антарктика)	(2 500)	(12 800 000)
Абиссиния	2 200	450 000
Армения	2 000	350 000
(Гренландия)	(1 900)	(1 870 000)
Плато Колорадо	1 800	500 000
Иран	1 300	2 500 000
Калахари	1 000	2 100 000
Декан	800	400 000
Пиренейский полуостров	650	130 000

В этом списке данные по Антарктике должны быть учтены далеко не полностью, так как Антарктика обладает высоким выровненным рельефом под ледниковым щитом только в ее восточной платформенной части. Что же касается Гренландии, то под ледниковым щитом по всей вероятности (как показали сейсмометрические определения) находится довольно сильно расчлененный скалистый остов.

Таким образом, приведенная таблица является больше достоянием гипсометрии, чем геоморфологии. Однако других цифр, кроме заключающихся в ней, нет. Как видно из приведенной таблицы, площадь верхней геоморфологической ступени, которая выше определена величиной в 30 млн. $км^2$, должна быть урезана за счет гипсометрически сходных, но генетически совершенно инородных площадей Антарктики и Гренландии. Но из этого совсем неправильно было заключить, что сумма выровненных площадей *в целом* менее 30 млн. $км^2$. По всей вероятности она значительно больше этой цифры. Дело заключается в том, что обширные пространства выровненных поверхностей располагаются на малых абсолютных высотах в области платформ и кристаллических щитов. Здесь выровненные поверхности входят в состав средней геоморфологической ступени — материковых платформ.

Из этого можно вывести заключение, что средняя и верх-

няя ступени — понятия не в полной мере геоморфологические, т. е. морфолого-генетические. Они являются таковыми в той мере, в какой данные гипсометрии согласуются с данными геоморфологии. Но эта согласованность не полная.

В дальнейшем мы увидим, что выровненные или остаточные поверхности можно разделить на два типа, характеризующиеся различной историей развития: 1) первичные остаточные поверхности и 2) конечные остаточные поверхности. Первые характеризуются малыми абсолютными высотами и приурочены к областям щитов. Вторые подняты на большую высоту и встречаются в геосинклинальных областях Земли.

Невозможно приурочить верхнюю геоморфологическую ступень к строго определенному уровню гипсографической кривой еще по следующей причине. Каждый такой уровень изогнут и располагается на разной высоте. Прекрасные примеры тому можно найти в работах С. С. Шульца.

Таким образом, выровненные поверхности образуют складки. Это в равной степени справедливо и для хребтов Тяньшаня и для Балтийского кристаллического щита. Радиус этих складок велик, в геосинклинальных областях он меньше, чем в платформенных областях. Поэтому удобно пользоваться уже вошедшим в употребление выражением «большие складки» [1]. Однако нужно иметь в виду, что большие складки представляют собой поверхности, деформированные вертикальными (радиальными) движениями. Поэтому для них характерным явилось растяжение, а не сжатие, что и отмечает, например, Усов.

Широкие, уплощенные сводовые части этих складок образуют высокие выровненные — остаточные поверхности. Последние, следовательно, указывают на преобладающее расширение и восходящее движение масс Земли в конце третичного и в начале четвертичного периода, связанное с недавним увеличением радиуса Земли.

Рельеф Земли и геологические структуры. Может создаться представление, что большие складки, как универсальная форма отражения радиальных движений в поверхности Земли, — явление, совершенно не зависящее от структуры [2] земной коры. Они есть всюду, хотя структура земной коры и глубоко различна от места к месту. Подобная тенденция в геоморфологической литературе действительно находит место, особенно в последнее время.

Она звучит, в частности, в весьма тщательно составленной работе М. С. Калецкой и С. Н. Матвеева. Идея этой работы может быть выражена словами самих авторов: «Громадные

[1] Имеющим, как мы видели выше, множество синонимов.

[2] По М. А. Усову структура выражается в «условиях залегания и взаимных отношениях горных пород» (стр. 3).

своды горных поднятий, как гигантские застывшие волны, обрамляют безбрежные просторы равнин Казахстана. Ритм мощного дыхания запечатлевается в их формах, несущих тайну и разгадку их роста» (стр. 184). В этой цитате подчеркивается, что рельеф Тянь-шаня — это рельеф больших складок. Такой же точки зрения авторы придерживаются и по отношению к Алтаю. Идея эта, как мы уже видели, в известных пределах правильна, но она проводится авторами отвлеченно от геологической структуры, которая создает и другие формы движения земной коры, в частности разрывы ее, на что указал особенно В. А. Обручев. Разрывам авторы уделяют мало внимания; они следуют идеям В. Пенка, который преувеличил роль больших складок в образовании рельефа Земли. Недавно законченные геоморфологические исследования Е. М. Щербаковой, производившиеся в долине р. Чулышман в Алтае, показали, что поднятие Алтая происходило слишком обще и отвлеченно. Алтай поднимался, образуя отдельные волны, различные по высоте и поперечнику и притом осложненные трещинной тектоникой, также отчетливо выраженной в рельефе.

Игнорирование роли геологической структуры в поднятии мы видим в работе Б. Л. Личкова, посвященной анализу поверхностей выравнивания. В ней, основываясь на гипсометрических данных, автор проводит серию постоянных уровней для всего огромного протяжения альпийского пояса Евразии. Каждая поверхность (вытянутая параллельно оси этого поднятия) имеет, по мнению Б. Л. Личкова, одинаковую высоту, совершенно независимую от структурного разнообразия данной полосы. В этой позиции Б. Л. Личкова мы видим разрыв между данными гипсометрии и данными структурной геологии, который не может привести к правильной интерпретации высоких поверхностей выравнивания. Я уже указывал на это обстоятельство в специальной статье (1946). Сопоставляя выводы Б. Л. Личкова с данными структурной геологии, приводимыми М. Муратовым для альпийского горного пояса, я указывал на отрыв заключений Б. Л. Личкова от данных структурной геологии.

Большие складки, как пишет А. В. Пейве (стр. 23), являются глубинными тектоническими структурами. Основные черты этих структур следующие:

1) большая глубина заложения и большое пространственное протяжение; «эти структуры во многих случаях, повидимому, проникают в глубину на многие десятки, а может быть и на первые сотни километров»;

2) длительность («многофазность») индивидуального развития, которое продолжается в течение нескольких геологических периодов или даже эр;

3) своеобразие («типоморфность») формаций осадочных и

магматических горных пород для положительных и отрицательных глубинных структур.

В частности, для глубинных геологических структур, отвечающих большим складкам, характерными являются разломы, которые Пейве также называет глубинными.

Такие глубинные разломы известны на Урале и в Тяньшане (Терскей-Каратауский и Таласо-Ферганский разломы). Разломы прослеживаются прямолинейно на многие сотни километров, в глубину — тоже вероятно иногда на «первые сотни» километров. Они существуют непрерывно на протяжении нескольких геологических эр. Таласо-Ферганский разлом существовал уже в силуре, и движения по нему продолжались в карбоне, в мезозое и кайнозое. Он исключительно ярко выражен в рельефе, как показывают фиг. 19 а и 19 б. К линии этого разлома приурочена прямолинейная долина р. Карасу с двумя большими вытянутыми озерами в ее верховьях.

Таласо-Ферганский разлом является прекрасным примером того, как основные структурные особенности больших складок (в том числе и разрывы) участвуют в создании геоморфологического облика страны.

Так обстоит дело с отдельными большими складками, структура которых находит свое отражение в развитии поверхности больших складок.

Поэтому геоморфолог не может пренебрегать подобного рода данными. Мы должны всегда помнить, что и форма поверхности и геологическая структура представляют собой выражение единого процесса — движения вещества Земли. Когда-то при зарождении идеи колебательных движений последние изучались также без учета данных структурного порядка. Но тогда структурной геологии вообще еще не было. В настоящее же время подобного рода «бесструктурный» или «внегеологический» подход к анализу происхождения форм рельефа уже ничем не может быть оправдан.

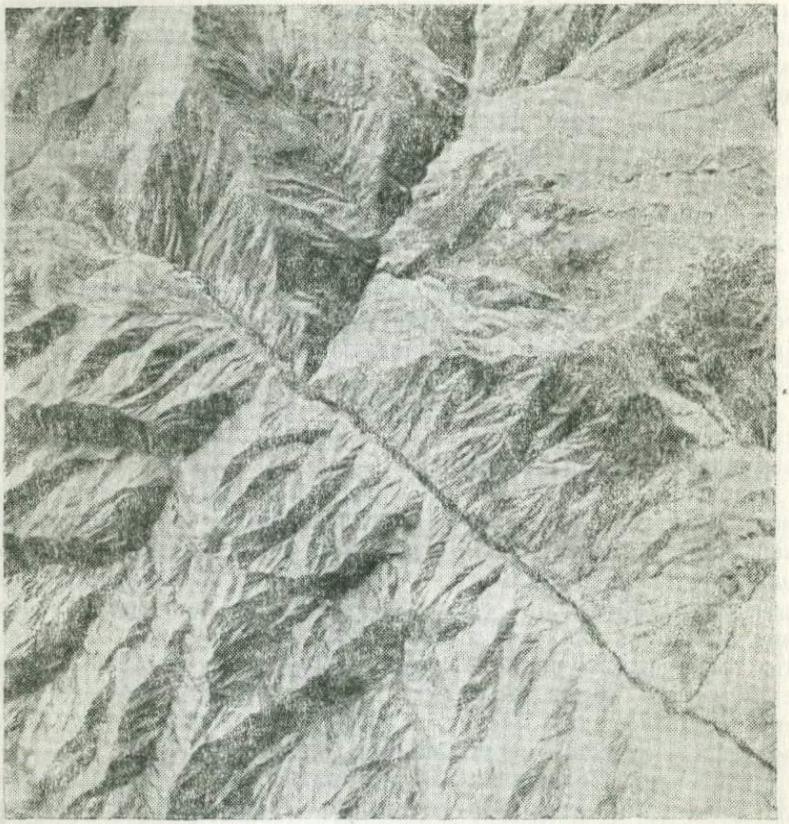
Отдельные большие складки, как-то: Кавказ, Альпы, хребты Тянь-шаня, входят в состав более крупной структурной единицы первого порядка — геосинклинальной области. Прекрасную характеристику отдельных структур и их взаиморасположения в пределах Средиземноморской геосинклинальной области дает вышеупомянутая статья Муратова.

Деформации типа больших складок развиты также и в области платформы. К ним относятся синеклизы и антиклизы Русской платформы, в образовании которых, по свидетельству Н. С. Шатского, «тангенциальные напряжения не имели никакого значения» (1945, стр. 15), а также Балтийский кристаллический щит. Структурные особенности платформы выражаются в другой форме больших складок. Амплитуды этих деформаций незначительны, теряется линейная ориентирован-

ность, поднятие получает форму свода, площадь (Балтийский щит) очень велика.

Таким образом, главнейшие структурные подразделения Земли на геосинклинальные и платформенные области определяют и формы глубинных структур — больших складок.

Поэтому необходимо остановиться на двух главных струк-



Фиг. 19а. Отражение в рельефе Таласо-Ферганского разлома. Прямолинейная долина р. Кара-су. Аэрофото.

турных подразделениях и установить их геоморфологическое выражение. Мы придерживаемся взгляда на природу этих структур, который выражается теперь сравнительно единодушно — у нас А. Д. Архангельским, Н. С. Шатским.

«Под названием геосинклинальных областей разумеются такие участки земной коры, которым свойственна особенно сильная и многообразная подвижность. *Колебательные вертикальные движения, обычно называемые*

эпейрогеническими, в этих областях имеют относительно очень большую скорость и амплитуду.

Поднятия и опускания всей области сопровождаются раздроблением последней на отдельные глыбы, движущиеся с весьма различной быстротой и иногда в различных направлениях. Эти различия в движениях отдельных участков имеют следствием распадение геосинклинальных областей на ряд впадин (геосинклиналей) и поднятий глыб (геоантикли-

Фиг. 196. Отражение в рельефе Таласо-Ферганского разлома. Прямолинейная долина р. Кара-су с завальными озёрами в ней. Аэрофото.

налей), *что обусловливает возникновение резко выраженного рельефа поверхности, который является характерным для геосинклинальных областей*[1]. Особенно характерны для последних движения, обусловливающие возникновение складчатости в слагающих их породах.

Геосинклинальным областям далее свойственно весьма широкое развитие вулканизма, проявляющегося как в эффузивной, так и в интрузив-

[1] Курсив мой. — *К. М.*

ной формах. В связи с наличием резко выраженного рельефа и существованием горных массивов отложение осадков во впадинах геосинклинальной области, будут ли они заняты морем, или расположены на суше, совершается особенно интенсивно, и здесь накопляются особенно мощные толщи осадочных пород».

Переходя к характеристике платформенных областей, Архангельский продолжает:

«В платформенных областях колебательные эпейрогенические движения как всей их массы, так и отдельных участков, имеют относительно малую скорость и малую амплитуду, вследствие чего этим областям свойственен в основном спокойный рельеф[1]. Складчатость на платформах вовсе не образуется или проявляется в относительно очень слабой форме».

В этих простых характеристиках указывается на особенности рельефа, различные в зависимости от различий структурных.

Классификация эта проще, чем, например, предложенная Бубновым. Но она логически стройнее и геоморфологически выразительнее. Она построена на различиях, зависящих от размаха вертикальных эпейрогенических — колебательных — движений, играющих, как мы видели, решающую роль в образовании основных особенностей рельефа.

Выводы. Подчеркнем главные закономерности процесса, которому крупные формы рельефа обязаны своим возникновением.

1. Расширение вещества Земли и связанное с ним растяжение ее оболочки, чередующееся с обратным процессом сжатия. Фазу растяжения земная кора переживает в настоящее время или, что вероятнее, она ее пережила совсем недавно — в конце третичного времени.

Растяжением земной коры созданы предпосылки для образования наиболее крупных амплитуд земного рельефа: больших складок высоких гор (высоких пенепленов), с одной стороны, и низкого уровня морского дна,— с другой.

2. Этот процесс — результат преобразования вещества Земли, в частности — активных восходящих и нисходящих движений магмы, связанных с радиоактивным распадом и физико-химическими процессами в магме.

3. Растяжение земной коры и активное перемещение магмы сочетается с погружением более тяжелых участков литосферы под океанами поднятием более легких участков материковой коры.

4. Геологические структуры, создаваемые этими процессами, определяют в дальнейшем специфику вертикальных движений земной коры. Поднятия в геосинклинальных областях создали верхнюю геоморфологическую ступень. Средняя гео-

[1] Курсив мой. — *К. М.*

морфологическая ступень отвечает платформенным областям Земли.

Результатом описанного процесса является современный рельеф Земли. Он суммируется рисунком гипсографической кривой с ее тремя геоморфологическими ступенями и отрезками крутого наклона между ними. Нижняя геоморфологическая ступень — дно мирового океана, погружена до 4 700 м растяжением и тяжестью океанической коры.

Легкие участки земной коры представляют собой платформенные и геосинклинальные части материков. Материковые платформы — жесткие и малоподвижные структуры, слабо реагировавшие на тенденцию к поднятию. Высокие горы отвечают геосинклинальным областям, а уплощенные участки гор —верхняя геоморфологическая ступень— представляют собой низкий рельеф, поднятый в недавнее геологическое время при воздымании больших складок.

Большие амплитуды гипсографической кривой отражают современный этап развития рельефа Земли с его величественными хребтами и глубокими впадинами океанов.

3. Элементы геоморфологической классификации и районирования

Мы различали до сих пор формы первого и второго порядка. Среди последних мы выделяли материки и океаны и формы, «наполняющие» их.

Такая номенклатура мало выразительна, хотя ею и пользуются в геоморфологии и в тектонике (Шатский). Во всяком случае она вызывает меньше недоразумений, чем ряд других предложенных наименований, не отвечающих вложенному в них содержанию. Это следует сказать и про названия, недавно (1946) предложенные И. П. Герасимовым. Самые крупные формы — первого порядка — И. П. Герасимов называет формами геотектуры (от «тектос» — ваятель). Но по смыслу этого слова его следует применять не только к самым крупным формам рельефа. Недоразумения вызывает также применение термина «структурные формы» к рельефу по преимуществу тектоническому. В геоморфологии этот термин до сих пор понимался иначе.

Всегда следует помнить, что любая классификация несет в себе элементы искусственного дробления целостного явления. Волны геоида, «материки» и «океаны», большие складки — создания единого процесса, различными проявлениями которого являются сжатие и расширение Земли, гравитационные и активные магматические движения. Однако классификации больших форм существуют, и их следует рассмотреть.

Вопрос о классификации больших форм Земли в последнее время сильно занимает географов. Я приведу сначала четыре

системы зарубежных авторов: Шмитхеннера, Коссмата, Энгельна и Махачека. Шмитхеннер различает три категории форм, отвечающих нашему определению форм второго порядка. Это — равнины, «пороги» и горные цепи (у Шмитхеннера каждому придается приставка «большой» — Grossflachländer, Grosschwellen, Grosschrücken и т. д.).

1. *Равнины* — Восточно-Европейская, Западно-Сибирская, Северной Америки, а также высокие — Гоби, Таримская.

2. *Пороги* — более или менее широкие поднятия земной коры с неправильными очертаниями в плане, например Средне-Германские, а также некоторые высокие, но и широкие горные поднятия.

3. *Горные хребты* — в обычном понимании этого слова — области с высоким рельефом и линейно вытянутые.

Ф. Коссмат в книге «Палеогеография и тектоника» предлагает различать пять основных категорий рельефа:

1. *Горные цепи.*

2. *Остаточные горы* (возвышенности кристаллических щитов; «эфиопский тип» — горы между опустившимися по разломам частями литосферы — Восточная Африка).

3. *Слоевые ступенчатые равнины* — типа низких плато, например Восточно-Европейская равнина.

4. *Аккумулятивные равнины* (Западно-Сибирская низменность).

5. *Вулканические ландшафты* (вулканические конусы, покровные излияния).

Что касается Энгельна, то он выделяет только формы, более или менее отвечающие разряду планетарных форм.

Обращаясь к оценке приведенных классификаций, нельзя не установить, что они генетически не выдержаны. У Шмитхеннера принцип, собственно говоря, морфографический, а у Коссмата он эклектический: одни формы образованы тектоническими процессами, другие выработаны денудацией параллельно слоям, третьи образованы аккумуляцией. Поэтому указанные разделения следуют признать неудачными. Нас они удовлетворять не могут.

Неудачна и попытка разделения «больших форм», предложенная Махачеком в его работе «Рельеф Земли». Эта работа представляла собой наиболее обширное и новое геоморфологическое сочинение по вопросам региональной геоморфологии [1]. Понятно, как велика должна быть в такого рода сочинении роль геоморфологической классификации основных форм поверхности Земли. Что же предлагает Махачек?— Ничего своего. Он следует за геотектонической системой С. Бубнова

[1] До выхода в свет в 1947 г. труда советских геоморфологов, посвященного геоморфологическому районированию территории Советского Союза.

и различает щиты, шельфы, геосинклинальные зоны, а также глубинную зону океана. Во все эти геотектонические подразделения Махачек вкладывает очень пестрое геоморфологическое содержание, так что принятый им принцип способствует не столько упорядочению, сколько путанице геоморфологической картины мира. Так, например, в одну категорию форм Махачек помещает всю внеальпийскую Европу и почти всю Азию от Памира-Тибета и до Лены и Охотского моря на востоке (?). Также к одной и той же области (шельфа) Махачек относит Восточно-Европейскую равнину и Саксонские горы и т. д., и т. п.

Тектоника и геоморфология у Махачека находятся во вражде друг с другом. Он не умеет найти правильное геоморфологическое выражение основных тектонических структур. Следовательно, Махачек не умеет решить задачу геоморфологической классификации больших форм.

Таким образом, его классификация должна быть признана совершенно неудавшейся.

Само собой разумеется, что выдержанный генетический подход следует ожидать встретить в геотектонических системах районирования геологов.

Наиболее простым и в то же время принципиально выдержанным является деление Архангельского, который различает две основные геотектонические структуры — геосинклиналь и платформу.

Геосинклиналь, или, точнее, геосинклинальная область, — это не впадина, в которой происходит длительное и мощное осадконакопление. Геосинклиналь — это область, которую характеризуют резкая подвижность, расчлененный рельеф, интенсивный вулканизм. Определение Архангельского было приведено выше.

Классификация Архангельского, заключающая в себе только два звена, самая простая. Она проще, чем, например, классификация Бубнова, различающая еще третью категорию — шельфы. Но, тем не менее, эта классификация нас удовлетворяет, так как она учитывает *главные* геотектонические противоположности земной коры, различимые в зависимости от размаха *вертикальных* эпейрогенических (колебательных) движений.

Поэтому целесообразной является такая классификация форм рельефа, которая учитывает указанные выше *основные* геотектонические разграничения.

До известной степени этот принцип положен в основу составленной нами (с рядом сотрудников) карты геоморфологических районов территории СССР [1].

---

[1] Схематически приводится на фиг. 20.

На этой карте наибольшие площади показаны как занятые тремя различными типами рельефа, носящими наименования:

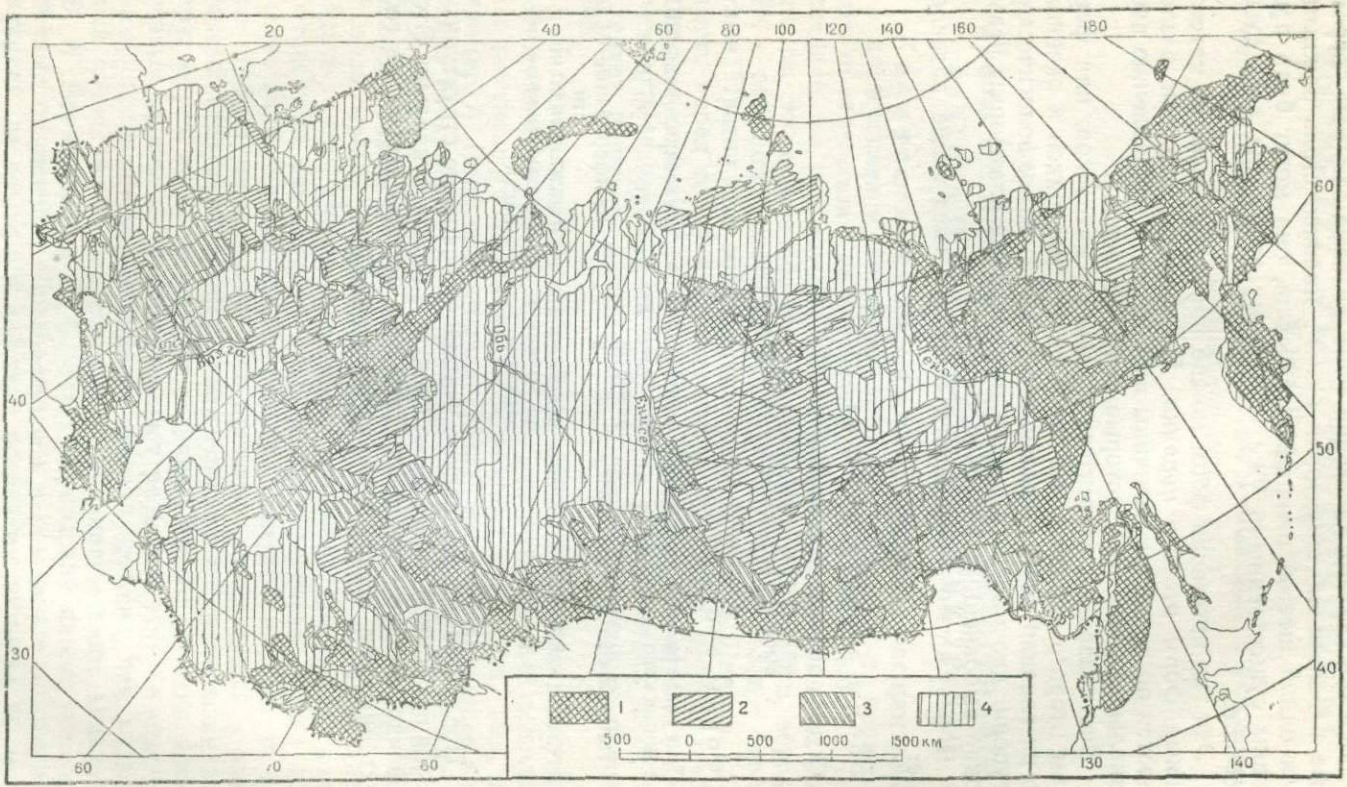
1) эрозионно-тектонического,
2) структурного и
3) аккумулятивного.

Эрозионно-тектонический рельеф в наиболее характерной своей форме выражен в геосинклинальных областях, в особенности в той огромной геосинклинальной области, которая протягивается по южным районам Советского Союза. Здесь развиты высокие горы и сочетании с выровненными пространствами (сыртами Тянь-шаня, Джунгарского Алатау, восточного Памира и т. д.) и с глубокими межхребтовыми понижениями. Таким образом, это рельеф не просто горный, а рельеф контрастный, указывающий на соседство участков литосферы, передвигающихся вертикально и различно как по знаку, так и по амплитуде.

В противоположность геосинклинальным областям выделены области *структурного рельефа*. Это огромные пространства платформ. Складчатый фундамент платформ лишь в центральных частях выходит на поверхность. Гораздо более значительные пространства представляют собой подземные части складчатого фундамента, погребенные под почти недислоцированными осадочными отложениями различного возраста. Слабая дислоцированность пород и нередко их большая устойчивость по отношению к агентам денудации создают различные условия денудации в зависимости от того, какой слой образует дневную поверхность. Таким образом, особенности рельефа отражают особенности геологического строения, его структуры. Два основных пространства структурного рельефа видны на карте. Они соответствуют областям Русской и Сибирской платформ и занимают больше половины площади Европейской части Союза и Средне-Сибирского плоскогорья.

Типы рельефа эрозионно-тектонический и структурный отражают геотектоническую противоположность геосинклинальных и платформенных областей. Однако эта противоположность выражена только в тех пределах, в каких вертикальное поднятие и там и здесь преобладает над погружением, совпадая по знаку. Надо еще выделить специфику другого порядка, а именно — показать, где движения земной коры противоположны и по *знаку*, что имеет место и внутри геосинклинальных и внутри платформенных областей.

Такие участки показаны на карте. Это — относительно опущенные участки. Они характеризуются накоплением рыхлого материала и *аккумулятивным рельефом*. Обычное конкретное выражение этого типа рельефа — аллювиальные равнины, которые могут быть или плоскими и широкими в платформенных областях, или глубокими и линейно-вытянутыми в геосинклинальных.



Фиг. 20. Эрозионно-тектонический (1), структурный и скульптурный (2 и 3), аккумулятивный (4) рельефы СССР (по карте геоморфологических районов территории СССР).

Все три главные категории форм рельефа занимают огромные площади на территории СССР. Являясь столь важными для одной шестой площади всей суши, они могут быть признаны существенными уже по одному этому для всей суши вообще.

Эти три категории форм можно признать *главными* категориями форм второго порядка. Подчеркнем, что они разделяются по принципу величины амплитуды и направлению вертикальных движений, которые взяты за основу.

Все сказанное относится к рельефу материков, или формам второго порядка. Что же касается материков и океанов, то их главная черта — разделение на три геоморфологические ступени: дно мирового океана, материковые платформы и высокие выровненные поверхности.

В результате изложенного получаем следующее разделение:

I. Формы первого порядка

1) Ступень дна мирового океана.
2) „ материковых платформ.
3) „ высоких выровненных поверхностей.

II. Формы второго порядка

1) Тип рельефа эрозионно-тектонического	преобладает восходящее развитие	геосинклинальные области
2) Тип рельефа структурного	„ „ „	платформенные области
3) „ „ аккумулятивного	преобладает нисходящее развитие	геосинклинальные и платформенные области

Предлагаемое разделение учитывает основные структурные различия земной коры, но не следует за ними буквально. Это, конечно, вполне естественно, так как мы преследуем не геотектонические, а геоморфологические задачи.

Часть III. ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ УРОВНИ

(Метод изучения взаимодействия эндогенных и экзогенных рельефообразующих сил)

Глава VI. ОБЩАЯ ОЦЕНКА РОЛИ ЭКЗОГЕННОГО ФАКТОРА И ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ УРОВНИ

Количественная оценка. Довольно распространено представление, согласно которому экзогенные процессы только отделывают детали крупных неровностей рельефа. Последние же рассматриваются как создание эндогенных процессов. Это ошибочное мнение создалось у географов, вероятно, в результате отсутствия достаточно тесной связи с геологами. Против него справедлино возражает Б. Л. Личков. Если иметь перед собой историческую перспективу, нетрудно убедиться в огромной рельефообразующей роли экзогенных процессов, суммируемой на протяжении геологических эпох. Ее следует признать соразмерной с ролью эндогенных процессов.

В справедливости сказанного можно убедиться различными путями: во-первых, существуют ориентировочные подсчеты количественного эффекта денудационных процессов. Так, например, А. Пенк подсчитывал (1934), что денудационные процессы понижают земную поверхность, в среднем, на величину, равную 8 см за тысячу лет. В результате этого современный земной рельеф мог бы быть выровнен в течение 13 млн. лет, т. е. за отрезок времени, начиная с олигоцена до наших дней. Иначе говоря, сумма современного рельефа, созданного колебательными движениями альпийского орогенеза, более или менее эквивалентна сумме рельефа, денудированного за тот же промежуток времени. Оба процесса — эндогенный и экзогенный (денудационный) — количественно не уравновешивают друг друга, но представляют величины одного порядка. Экзогенные процессы преобразовывают рельеф в течение еще гораздо более продолжительного отрезка времени, чем названный выше. На это обстоятельство обращают наше внимание В. И. Вернадский и Л. С. Берг. Вернадский пишет, что осадочные отложения, образовавшиеся в результате экзогенных влияний, за все время действия последних достигли бы мощности 130 км, или 2% длины земного радиуса. Мощность

осадочных отложений—всего 5—6 км, так как они непрерывно подвергаются метаморфизации. Современная геоморфология считает процессы денудации и аккумуляции взаимосвязанными. Следовательно, огромный объем осадочных отложений эквивалентен такому же объему денудированного рельефа.

Необходимо также учесть, что взаимодействие эндогенного и экзогенного факторов продолжается в течение огромного промежутка времени, порядка 2,2—2,5 млрд. лет. 2,5 млрд. лет — возраст земной коры и вероятный возраст земной атмосферы и гидросферы — агентов денудации рельефа. Как теперь считают, даже древнейшие кристаллические породы, известные в области щитов, представляют собой измененные осадочные отложения. Самые древние породы Балтийского кристаллического щита — гранито-гнейсы Карелии — в своей нижней части включают пачки сланцев осадочного происхождения (Тимофеев). Возраст этих пород — 1,8 млрд. лет. Таким образом, современный рельеф Земли есть создание экзогенных процессов, в такой же степени как и эндогенных. И это справедливо в применении к молодым и к древнейшим формам рельефа.

Что оба процесса по своему размаху эквивалентны, можно убедиться, сравнивая суммарные мощности осадочных отложений с глубинами эрозионных врезов. Те и другие величины пропорционально возрастают по мере приближения к горам и убывают по мере приближения к равнинам. Например, на Кавказе мощность отложений геосинклинали достигает 9 км, из них 80% терригенных, т. е. продуктов размыва суши (Личков, 1932). Мощности осадочных отложений Кавказа специально изучал В. В. Белоусов. Им составлены многочисленные карты мощностей различных свит отложений, представляющих продукты размыва поднимающегося Кавказского хребта. Порядок величин мощностей, полученных В. В. Белоусовым, тот же, что у Б. В. Личкова. Мощности отложений Индо-Гангской депрессии достигают 6 км (21 тыс. фут. по Вадиа), четвертичных отложений Кашмирской долины 2—2,5 км и т. д.

Б. В. Личков (1934) приводит для Урала и Русской равнины следующие величины. В *палеозое* вынос материала выражается такими мощностями (см. табл. на стр. 127).

Мощности отложений гармонируют с глубинами эрозионных врезов. Эти отложения можно рассматривать как кореллятные формам размыва гор, а те и другие отражают амплитуды вертикальных движений земной коры. В платформенных областях глубина вреза долин уменьшается в той же мере, что и мощность рыхлых отложений — кореллятных формам размыва. Это уменьшение и здесь указывает на соразмерность процессов экзогенных и эндогенных в их количественном выражении.

	Русская плита	Урал
Средний девон	десятки метров	600 м
Туринский ярус	ок. 40 м	300—400 м
Угленосная толща	несколько десятков метров	200 м
Средний карбон	120 м	400 м
Верхний „	30—40 м	700—900 м
Артинский ярус	нет	200—9 000 м
Чусовской „	„	450—500 м
Кунгурский „	20—30 м	100 и более м
Всего	300—400 м	3 400—12 650 м

Для Русской равнины характерно, например, следующее замечательное явление: молодые речные долины прорезают древние речные долины, располагаясь на одной высоте с ними. Подобное совмещение в одной горизонтальной плоскости долинной сети нескольких возрастных генераций указывает на весьма малую амплитуду вертикальных движений, соразмерную с малой глубиной эрозионных врезов, а также с незначительной мощностью осадочных отложений. В Подмосковье подобная картина описывалась Никитиным и позднее Даньшиным, причем совмещаются доюрская, доледниковая и современная долинные сети. В Ленинградской области совмещаются современные, доледниковые и додевонские долины (Марков, 1931); на Дону — серия неогеновых, четвертичных и современных врезов (Дубянский) и т. д.

«Если в изучении древних речных террас бассейна Дона ограничиться только морфологическими признаками, то таких террас можно будет выделить не более двух. Между тем история речных бассейнов юга Европейской части СССР значительно сложнее; поэтому напрашивается необходимость применения иного метода изучения террас», — пишет М. Н. Грищенко. Всего террас четыре, две из них погребенные.

Огромная древняя долина Дона достигала ширины 300 км. Ее выполняют: а) Ергенинская доплиоценовая толща, в которой различаются два горизонта; б) плиоценовая толща («гюнц» и «миндель»); в) и г) две толщи четвертичных отложений («рисс» и «вюрм»). Глубина размыва — до 100 м.

Таким образом, размыв сосредоточивался в одной горизонтальной плоскости или точнее — в узком вертикальном интервале.

Все изложенные выше соображения заставляют считать геоморфологическую роль экзогенных процессов количественно соразмерной с геоморфологической ролью эндогенных процессов. Таков первый вывод.

Нас будут интересовать те экзогенные преобразования рельефа, количественное значение которых велико. В особен-

ности, следовательно, нас интересует роль речной эрозии. Но существует и другой критерий для отбора отдельных экзогенных процессов.

Геоморфологические уровни. Преобразование рельефа эндогенными силами происходит главным образом путем поднятия и опускания поверхности. Эти движения являются колебательными и направленными радиально.

На земной поверхности колебательные движения земной коры сталкиваются с воздействием группы экзогенных процессов. Эти процессы суть перемещения океанической оболочки, вод суши и воздушных масс, которые производят перемещения веществ земной коры и преобразуют рельеф. Перемещения гидросферы и атмосферы производятся энергией Солнца и силой тяжести, т. е. силами, направленными по земному радиусу, так же, как и колебательные движения земной коры. Воздействие указанных экзогенных сил выравнивает рельеф и создает определенные *уровенные* поверхности, или *геоморфологические уровни*.

Геоморфологических уровней столько, сколько специфически выраженных экзогенных процессов. Господство каждого экзогенного процесса ограничено пространственными параметрами данного геоморфологического уровня.

В пределах данного геоморфологического уровня соответствующий геоморфологический процесс является ведущим.

Мы рассмотрим четыре геоморфологических уровня:

1) уровень океана — абразионно-аккумулятивная платформа,
2) уровень эрозионного пенеплена,
3) уровень снеговой границы,
4) уровень вершинной поверхности гор.

Если бы земная кора была неподвижной, каждый геоморфологический уровень принял бы характер *сферы*, концентрически облекающей поверхность земного геоида. Неправильность кривизны поверхности каждой сферы зависела бы от специфических особенностей распространения и геоморфологического воздействия ведущего геоморфологического процесса.

Однако земная кора колеблется. Движения ее деформируют поверхность геоморфологических уровней — сфер. Те геоморфологические уровни, которые мы видим и изучаем, представляют собой уровни, в большей или меньшей степени деформированные движениями земной коры, или, лучше сказать — уровни, образовавшиеся в результате взаимодействия эндогенных и экзогенных рельефообразующих процессов.

Таким образом, изучение геоморфологических уровней может стать основным методом изучения взаимодействия эндогенных и экзогенных процессов или, проще говоря, основным методом теоретической геоморфологии.

Этому методу мы посвящаем 3-ю часть нашей книги. Предыдущая — 2-я часть — требовала предварительного освещения таких вопросов, без которых анализ геоморфологических уровней был бы невозможен.

Для некоторых геоморфологических процессов пока невозможно наметить геоморфологический уровень, фиксирующий взаимодействие данного процесса и колебательных процессов земной коры. Это относится к деятельности ветра. Рассмотрение ее мной исключено, так как нам ничего или почти ничего не известно о формах, создаваемых в результате взаимодействия деятельности ветра и колебательных движений.

Таким образом, я ставлю перед собой ту же самую задачу, которая всегда выдвигалась геоморфологией как ведущая. Эта задача — познать лик Земли, изучая взаимодействия эндогенных и экзогенных сил. Эту задачу разрешали крупнейшие зарубежные геоморфологи нашего времени — В. Девис и В. Пенк. Однако они оба подходили к этому методически недостаточно целеустремленно и разносторонне, о чем я скажу в заключительной главе этой книги.

Глава VII. АБРАЗИОННО-АККУМУЛЯТИВНЫЙ УРОВЕНЬ

В настоящей главе нас интересуют два явления — поверхность океанической оболочки и абразионно-аккумулятивная платформа, которая образуется в результате движения поверхности океана.

Движения океанической оболочки представляют для геоморфолога совершенно исключительный интерес. Он определяется тем обстоятельством, что уровень океана отвечает поверхности сфероида-геоида, а упрощенно трактуется, как горизонтальная поверхность[1]. Одним словом, уровень океана есть понятие в геометрическом отношении предельно простое. Поэтому, если следы этого уровня деформируются колебательными движениями, последние непосредственно можно прочитать по форме деформации следов океанического уровня древних береговых линий и абразионно-аккумулятивных платформ. В этих формах рельефа фиксируются колебания поверхности твердой земной оболочки, и они служат прекрасным признаком геоморфологических изменений.

Кроме того, движения океанической оболочки активно вырабатывают рельеф суши, производя абразию и аккумуляцию в прибрежных частях океана. Итак, геоморфологическая роль

[1] «Волны» геоида в области океанов не выше 150 м (см. главу IV). Эта цифра определяет амплитуду «рельефа» океанической оболочки Земли, которой можно в данном случае пренебречь.

океанической оболочки двоякая — *пассивная* и *активная*. Все сказанное относится также к уровню отдельных водоемов суши — морей-озер и озер.

1. Уровень водоемов и изменения рельефа Земли

Нас прежде всего интересует вопрос — как при помощи изучения изменений уровней водоемов можно устанавливать характер изменений рельефа литосферы.

Прежде всего, нужно отделить те изменения уровня водоемов, которые действительно возникают как реакция на изменение рельефа литосферы, от тех, которые происходят по иным причинам. А. П. Павлов удачно назвал два типа колебаний уровня океана *геократическими и гидрократическими* колебаниями.

Гидрократические колебания уровня. Нас будет интересовать вопрос, в какой степени следы высокого и низкого положения уровня океана зависят: 1) от изменений самой океанической оболочки и 2) от движений земной коры.

Общим критерием для суждения будет следующий. Нам известны молодые следы берега океана, поднятые на высоту до 1 200 м и опущенные ниже 2 000 м по отношению к современной океанической поверхности.

Можно ли объяснить указанную амплитуду колебаний высот древних берегов колебаниями самой океанической оболочки?

Гидрократические колебания уровня могут происходить по ряду причин. А. Пенк не так давно пытался исследовать эти причины. Гидрократические изменения уровня могут иметь место вследствие изменения количества воды в океане, и вообще в водоеме, и вследствие изменения формы геоида и сфероида.

Некоторые авторы считают, что объем воды Мирового океана неизменен. Такого взгляда придерживался В. И. Вернадский. «Моря, вновь образующиеся при трансгрессиях, представляют как бы всплески всемирного океана, масса которого неизменна», — писал Вернадский в «Очерках геохимии» (стр. 101). Вода, по мысли Вернадского, принимает участие в круговых процессах, и то, что у океана «берется», то к нему вновь возвращается.

Эта точка зрения не может быть признана правильной, и уже давно существует и противоположный взгляд, что объем воды океанов подвержен изменениям. Кант, например, считал, что современем океан исчезнет, так как вода вступит в химические реакции или физически поглотится земной корой. Количество воды в океане должно изменяться уже потому, что магма весьма богата водой. В гранитной магме вода составляет по весу 8%. А так как магматические процессы происходили в различные отрезки истории Земли не с одинаковой

интенсивностью, то очевидно, что объем воды океана не мог не изменяться по этой причине.

К сожалению, более или менее развернутый количественный анализ указанных явлений пока отсутствует.

А. Пенк сделал следующий, совершенно ориентировочный расчет: объем Мирового океана составляет 1 370 км^3, а вместе с водами суши — до 1 600 км^3. Возраст океана можно принять равным 1 600 млн. лет. Представим себе, что вся океаническая вода магматического происхождения. Тогда, следовательно, в течение каждого миллиона лет магма выделяла 1 км^3 воды. Если распределить указанный объем на поверхность Мирового океана, получим поднятие уровня со скоростью в 2,8 мм за тысячу лет.

В действительности геоморфология оперирует видимыми скоростями изменения уровня водоемов порядка 10 м в 1 000 лет (Фенноскандия) или почти в 40 000 раз бо́льшими. Следовательно, предположив даже, что вся вода океана ювенильного происхождения, мы все равно не объясним и малой доли наблюдавшихся изменений уровня океана. Очевидно, главные причины этих изменений другие.

Более распространены представления, согласно которым поверхность океана колеблется за счет изменений агрегатного состояния части воды гидросферы. Имеется в виду влияние ледниковых эпох, которые не раз повторялись, начиная с архея. Образование ледниковых покровов на материках отражалось на уменьшении речного стока в океан. Более всего подобные колебания исследованы для четвертичного периода. Их можно называть гидроэвстатическими[1] колебаниями уровня. Что гидроэвстатические колебания уровня океана, связанные с таянием и накоплением льдов, существуют — сомневаться не приходится. Они наблюдаются и в настоящее время. Шведский ученый Тораринсон недавно обратил внимание на тот факт, что за последние годы футшток, установленный в Стокгольме, регистрирует уменьшение скорости опускания уровня Балтийского моря. Этот факт можно было объяснить двояко: 1) замедлением скорости поднятия Балтийского щита; 2) увеличением скорости поднятия уровня Мирового океана, частью которого является и Балтийское море. Как известно, за последние десятилетия наблюдалось повсеместное значительное убывание ледников. Следствием этого убывания ледников является поднятие уровня океана за счет притока талых вод. Оно измеряется миллиметрами, но, накапливаясь систематически в течение уже многих лет, стало доступно наблюдениям в Стокгольме.

---

[1] Эвстазис значит «устойчивый». Термин введен Э. Зюссом, считавшим, что океан колеблется, суша же сравнительно мало подвижна, так как подниматься не может (см. выше, часть 2-я).

Эти наблюдения показывают, что гидроэвстатические колебания уровня океана действительно существуют.

Под воздействием тех же причин происходит изменение уровня бессточных морей-озер. Особенно большой интерес имеют изменения уровня Каспийского моря. Как известно, уровень Каспия систематически понижается, начиная с 1930 г. За 15 лет уровень Каспия упал на 191 см. Понижение уровня Каспия началось, собственно говоря, уже раньше — с 1897 г., хотя происходило не столь заметно, как в течение последних 15 лет. В среднем за год уровень Каспия понижался на 34 мм. Б. Д. Зайков, занимавшийся изучением причин понижения уровня Каспия, считает, что «основной причиной, вызвавшей маловодность, является недостаток выпавших в этот период атмосферных осадков, причем почти исключительно зимних (95%)» (стр. 48). Уменьшение снежного питания рек, особенно Волги (77,7% стока в Каспий) — причина понижения уровня Каспия.

Существо этого процесса то же самое, что и понижение уровня океана во время оледенения, которое также происходило за счет уменьшения водности рек. Итак, эвстатические колебания уровня водоемов происходят и в настоящее время.

Весь вопрос опять заключается в том, в какой мере амплитуды установленных древних берегов можно объяснить гидроэвстатическим механизмом колебаний водной оболочки. Устанавливают, что растаивание льдов последней ледниковой эпохи вызвало повышение уровня Мирового океана на величину около 80 м. Растаивание современных льдов Антарктиды вызвало бы поднятие уровня океана на 40 м, Гренландии — на 8 м. Образование ледниковых покровов должно было иметь противоположный эффект — понижения уровня Мирового океана.

Из приведенных расчетов видно, что гидроэвстатические причины в состоянии объяснить изменение уровня океана порядка ± 100 м, что составляет лишь $^1/_{10}$—$^1/_{20}$ той высоты (и глубины), на которой мы находим четвертичные и верхнетретичные древние береговые линии и устья затопленных долин.

Итак, перегруппировка масс гидросферы с территории суши на территорию океана и обратно лишь отчасти способна объяснить высоту расположения древних береговых линий.

Третий возможный механизм изменения уровня — перегруппировка масс океанической гидросферы в пределах площади самого Мирового океана.

Раньше считали, что горы повышают поверхность геоида и вместе с поднятием новых горных хребтов, у края последних, поверхность геоида также станет испытывать поднятие. Это представление в настоящее время потеряло прежнее значение, так как высокие участки литосферы гор не характеризуются

тем избытком масс, который им приписывали (см. часть 2-ю). Поверхность геоида оказывается даже зеркальной по отношению к поверхности литосферы. Во всяком случае, если перегруппировка масс верхних горизонтов литосферы и способна вызвать изменения уровня океана, то последнее будет крайне небольшим по амплитуде. Так, например, А. Пенк подсчитал, что приращение массы литосферы за счет образования ледникового покрова в состоянии вызвать изменение уровня океана у края ледниковой шапки амплитудой всего в 4 м.

Делаются попытки объяснить изменения уровня океана изменением элементов вращения Земли.

Оперируют изменением положения полюсов (земной оси). Жидкая оболочка Земли приспосабливается легче к изменению формы сфероида, чем твердая. Если полюс передвигается, будут изменять положение и сплющенные околополярные области. Впереди надвигающегося полюса поверхность океана станет понижаться скорее, чем поверхность твердой земной коры под океаном. В результате несогласованности движений жидкой и твердой оболочки произойдет регрессия. В это же время с противоположной стороны полюса (на противоположном меридиане) море будет трансгрессировать на сушу. Иначе говоря, вместе с увеличением широты места происходит регрессия, вместе с уменьшением — трансгрессия.

Указанные соображения использовал Вегенер. Ход его мыслей следующий: в Европе, начиная с карбона и до начала юры, господствует регрессия моря, от юры до эоцена — трансгрессия, а после эоцена — опять регрессия. При этом замечательно, что и мезозойские и нижнетретичные водоемы Европы характеризовались высокими температурными условиями, после же эоцена начинается похолодание. Нельзя ли объяснить эти зависимости удалением полюса от Европы в мезозое и приближением его после эоцена, что вызвало, наконец, великое оледенение четвертичного времени?

Таким образом, Вегенер пытался объяснить колебания уровня океана изменением положения полюса.

Выше уже указывалось (часть 2-я), что значительные изменения положения полюса, которыми оперирует эта гипотеза, маловероятны (Вегенер помещает полюс в начале четвертичного периода под 70° с. ш. и 60° з. д. — в 30° от современного его положения!).

Наконец, изменения уровня океана объясняют изменением формы земного эллипсоида, проистекающим от изменения скорости вращения Земли вокруг оси. Этим путем развивалась мысль Э. Зюсса. Второй том его «Лика Земли» носит заголовок «Море». В нем Зюсс развивает следующее соображение. Со времени путешествия Дарвина на корабле «Бигль» известно, что в низких широтах коралловые постройки опускаются на такую глубину, где кораллы жить не могут. Следова-

тельно, пишет Зюсс, в низких широтах наблюдается поднятие уровня океана, которое следует истолковывать как увеличение выпуклости земного сфероида по экватору. С другой стороны, в высоких широтах наблюдается регрессия океана. Следы этой регрессии прекрасно известны по краям Балтийского и Канадского кристаллических щитов. Повидимому, в высоких широтах наблюдается сплющивание земного сфероида. Оно выражается, прежде всего, в понижении уровня жидкой оболочки как более податливой. Итак, наблюдается одновременное сплющивание Земли у полюсов и увеличение выпуклости ее по экватору, которое следует объяснить увеличением скорости вращения Земли за последнее время. Таков один из механизмов изменения уровня океанической оболочки, который предполагался Э. Зюссом.

По этому поводу нельзя не возразить следующее. Кажущееся опускание океанической оболочки высоких широт, как это прекрасно теперь известно, объясняется поднятием литосферы, а не опусканием гидросферы. Поднятие уровня океана в низких широтах, возможно, происходило недавно, но вероятнее всего оно имело гляцио-эвстатическую причину — таяние льдов великого оледенения. Нет никаких других признаков увеличения скорости вращения Земли в четвертичное время, как следует из концепции Зюсса.

Общие предпосылки для этого предположения также отсутствуют. Мы знаем, что под воздействием лунных приливов скорость вращения Земли со временем не увеличивается, а уменьшается.

Из всех изложенных выше данных следует одно общее и важное обстоятельство.

Гидрократические изменения уровня океана, т. е. изменения, рассмотренные вне связи с колебаниями поверхности твердой земной оболочки, могут нам объяснить едва лишь $^1/_{10}$—$^1/_{15}$ размаха видимых следов изменений уровня океана (от +1 000 до —2 000 м), даже тех, которые констатированы для последнего отрезка истории Земли. Следовательно, колебания уровня океана происходили не так, как мы до сих пор рассматривали, а в значительной мере под влиянием самых колебаний уровня твердой оболочки Земли, как реакция на эти колебания.

Но если такая связь существует, мы получаем возможность устанавливать, изучая колебания уровня водоемов, закономерности колебаний земной коры, что является одним из лучших геоморфологических методов изучения последних. Этим геоморфологическим методом тем лучше можно воспользоваться, что исходная поверхность, проведенная через береговую линию, — горизонтальная. Необходимо в дальнейшем рассмотреть соображения, лежащие в основе применения указанного геоморфологического метода.

Никто так полно не использовал данные, свидетельствующие об изменении уровня океана, в целях восстановления движений земной коры, как это сделал Э. Зюсс. Если Зюсс и предполагал, что изменения уровня океана вызваны изменением скорости вращения Земли, то он приписывал им второстепенное значение. Главный механизм изменений уровня океана, по мнению Зюсса, связан с движением поверхности твердой оболочки Земли. Основной механизм этих изменений передается формулой: «Земной шар сжимается, море следует за ним» (т. II, стр. 679).

«Но в то время, как области опускания земной коры занимают ограниченные пространства, — продолжает Зюсс, — опускание океанической оболочки распространяется на всю поверхность Мирового океана. Происходит общее отрицательное движение уровня моря».

Эти движения уровня моря Зюсс назвал эвстатическими. Они «выражаются на всей земной поверхности, примерно на одинаковую высоту, как в положительном, так и в отрицательном направлении». Следовательно, эвстатические движения есть *собственные* движения океанической оболочки, а не те кажущиеся движения последней, которые в действительности являются движениями суши.

Эвстатические движения могут происходить и по причинам, прямо от движений земной коры не зависящим (гляцио-эвстатические движения; движения, зависящие от миграции полюса; изменения скорости вращения Земли — см. выше). Но одной из причин эвстатических изменений уровня океана являются движения, отраженные от движений земной коры.

Заслугой Зюсса является то, что он правильно оценил масштаб отраженных эвстатических движений.

Но уровень океана испытывает также поднятия. Поднятие уровня океана рассматривается так же, как отраженные эвстатические движения. Механизм последних Зюссу было объяснить не легко, так как им отрицалась возможность активных поднятий земной коры. Им предложено было следующее объяснение. Уровень океана поднимается по мере того, как океанические впадины заполняются осадками, приносимыми с суши.

«Регрессии происходят благодаря опусканию морского дна, трансгрессии — благодаря подъему морского дна при накоплении осадков».

«Возникает очень медленное, но непрерывное заполнение областей океанов, которое должно вызвать всеобщее наступание моря из его глубин... Образование осадков вызывает непрерывное эвстатическое позитивное движение береговой линии.

Мы знаем, таким образом, эвстатические движения двоякого рода, из которых одни, вызываемые погружением земной коры, являются эпизодическими и отрицательными, другие образуются накоплением морских отложений, непрерывны и положительны» (II, стр. 688).

Колебания емкости. Колебания уровня водоема, как их понимал Зюсс, мы будем сокращенно называть *колебаниями емкости.*

Воззрения Зюсса не выдерживают критики с теоретических позиций и не подтверждаются расчетами.

Нам уже известно, что колебания земной коры есть основной рельефообразующий фактор и что эти движения распространяются на дно океанов в той же мере, что и на поверхность материков (часть 2-я). Колебательные движения могут иметь и имеют различный знак, а не только отрицательный, как думал Зюсс.

Кроме того, и расчеты не подтверждают предположений Зюсса относительно механизма трансгрессий. Если даже предположить, что вся суша денудирована, а продукты денудации суши отложены на дне океана, трансгрессия океана далеко не достигнет той высоты, на которой мы находим морские отложения различного возраста и четвертичные (верхнетретичные) древние береговые линии (до 1 200 м абс. выс.).

В доказательство сказанного приведу расчеты А. Пенка (1934).

Средняя глубина океана, как известно, составляет 3 800±100 м; средняя высота суши +875 м. Объем (емкость) впадины Мирового океана 1 370 млн. км³, объем суши (от нулевой изогипсы и выше) 130 млн. км³. Отношение объема океана к объему суши достигает, следовательно, 11:1. По мере денудации суши и заполнения океанических впадин продуктами размыва суши океанические воды будут выдавливаться на материки. Поднимающийся (трансгрессирующий) уровень океана встретится с понижающимся уровнем суши на какой-то изогипсе, которая будет лежать ближе к исходному уровню океана, чем к исходной средней высоте суши (так как объем океана больше объема суши). Пенк подсчитал, что встреча обоих уровней произойдет на отметке +250 м по отношению уровня океана, после чего океаническая трансгрессия прекратится. Она прекратится потому, что остановится снос продуктов размыва суши в океан, так как уровень суши окажется сниженным до уровня базиса денудации — поверхности океана. Этот уровень, ниже которого суша денудироваться не может (+250 м), Пенк назвал *границей твердого и жидкого.* Его мы и должны принимать за базис денудации, а не современный уровень океана.

Итак, из расчетов Пенка следует, что трансгрессия моря, вызванная заполнением океана осадками, не может объяснить образования высоких береговых линий (250 м вместо 1 000 и более м).

Кроме того, *скорость* трансгрессивной волны очень мала. Современный ежегодный снос суши составляет по Пенку 11,7 км³, что эквивалентно подъему уровня океана на 8 см

за 1 000 лет. Нам же известны случаи образования береговых линий на высоте 300 м за 10 000 лет, или 30 м за 1 000 лет, даже в платформенной области (Балтийский щит). Относятся эти величины скоростей как 1:375. По всей вероятности, в геосинклинальных областях несоответствие цифр еще более велико.

Наконец, цифры Пенка, повидимому, преувеличены раза в два-три. Волин недавно дал такие величины сноса для гор и равнин (отношу эти цифры к тысячелетиям): Б. Кавказ — 4,5 см, Заилийский Алатау — 3,0 см, Северные Альпы — 5,7 см, Русская равнина — 0,3 см, США — 0,38 см и т. д.

Основной механизм эвстатической трансгрессии другой. Он заключается в поднятиях земной коры. Колебательные движения и того и другого знака должны рассматриваться как главный двигатель уровня океана. Эти колебания воздействуют на уровень океана, уменьшая или увеличивая ёмкость океанических впадин. Следовательно, колебания уровня океанической оболочки можно назвать колебаниями ёмкости (см. выше). Но более точным будет название — *отраженные колебания уровня*. Колебания земной коры — главный фактор, изменяющий уровень океанической оболочки. Отраженные (от колебаний земной коры) колебания уровня океана — частный, но наиболее существенный случай колебаний уровня водоемов, вызванных изменением емкости мировых океанических впадин.

Отраженные колебания. Родоначальниками этой идеи являются А. П. Карпинский, А. П. Павлов и Ф. Ю. Левинсон-Лессинг. Последним вопрос о движениях береговой линии океана был поставлен с исключительной широтой еще в 1893 г. Позднейшие воззрения А. Пенка, в сущности, находятся полностью в рамках идей Левинсон-Лессинга.

Взгляды его важны для нас потому, что ставят два основных для нас вопроса, которые решают, с нашей точки зрения, совершенно правильно. Ф. Ю. Левинсон-Лессинг считает, что: 1) в переустройстве поверхности Земли огромную роль играют вертикальные (колебательные) движения земной коры; 2) последние, а не автономные (гидрократические) колебания уровня водной оболочки, представляют собой главную причину непрерывно происходящих изменений очертания суши и океана, движений береговой линии.

Приведу несколько цитат, заимствованных из актовой речи Левинсон-Лессинга «О вековых перемещениях суши и моря» и обосновывающих вышеприведенные положения:

«Мнения их (ученых.— *К. М.)* разделяются между понятиями опускания суши, с одной стороны, и передвижениями водной области земного шара, с другой — как источника занимающего нас явления. Первую категорию явлений мы будем называть *денивелировками,* вторую—*гидрокинетическими*

явлениями» (стр. 84). Первые — движения твердой земной коры, вторые — движения водной оболочки, не зависящие от движений земной коры.

Левинсон-Лессинг останавливается на различных причинах гидрокинетических явлений, или «вековых приливо-отливов». Этих причин много, и такие движения существуют. Но они недостаточны, чтобы объяснить тот масштаб колебаний уровня океана, который констатирует историческая геология. Ведь «Альпы, Гималаи, Урал и многие другие горы, по меткому выражению Зюсса, не что иное, как осушенные и раздавленные моря; Индийский океан, Атлантический океан и многие другие моря — не что иное, как провалившиеся материки» (стр. 82). Вывод Левинсон-Лессинга тот, что «вековые приливо-отливы, симметричные относительно экватора, если они вообще будут доказаны, бесспорно можно будет объяснить теллурическими причинами, деформациями земного шара, т. е. *колебаниями литосферы, за которыми пассивно следует гидросфера»* (стр. 89) [1]. На стр. 91 находим ссылку на палеогеографические карточки Карпинского, который шестью годами ранее выдвинул идею о колебательных движениях земной коры в области Русской равнины.

Общий вывод, что гидросфера пассивно следует за литосферой, не надо понимать буквально. Последняя располагает все же известной долей самостоятельности движений. Среди них Левинсон-Лессинг упоминает целый ряд, в том числе вероятное уменьшение количества воды на земной поверхности, так как «по мере охлаждения земного шара все глубже проникают в земную кору химические процессы, связывающие воду... Они представляют непреложных свидетелей изъятия из оборота некоторой части воды, похищенной ими у атмосферы или водной оболочки земного шара... роковым образом, предвещая нашей планете печальное будущее, пророча ей полное обезвожение ее поверхности, уничтожение всего живущего и печальную физиономию мертвой Луны» [2].

Но расчеты показывают, что «денивелировки», т. е. движения уровня океана, вызываемые движениями литосферы, — фактор более могущественный, чем собственно движения гидросферы. «Воды пассивно следуют за этими движениями литосферы... Теллурические, а не космические причины разобранных перемещений моря и участие в них движений литосферы, а не только гидросферы — вот наш вывод», — заявляет Ф. Ю. Левинсон-Лессинг в заключение своей речи (стр. 112).

Отчетливо идею механизма отраженных колебаний разра-

---

[1] Курсив мой. — *К. М.*

[2] Предположение это неправильно, так как Земля не представляет собой непрерывно охлаждающееся тело.

ботал Э. Ог. Его идея заключается в том, что трансгрессии вызываются выдавливанием океанических вод из геосинклинальных глубин на континенты, а регрессии — оттоком океанических вод с поверхности континентов в прогибающиеся геосинклинальные желоба.

«Закон Ога» гласит следующее:

«Всякий раз, когда некоторый определенный член осадочной серии является на континентальных площадях трансгрессивным, этот же член в геосинклиналях является регрессивным». И наоборот: «Всякий раз, когда некоторый определенный член является в геосинклиналях трансгрессивным, на континентальных площадях он регрессивен» (стр. 441).

Итак, движения являются синхронными в пределах геосинклинальных районов; они являются синхронными в пределах континентальных площадей; они асинхронны, если сравнивать те и другие районы. Например, среднемеловая трансгрессия, по Огу, захватила все континентальные области: Восточно-Европейскую равнину, Богемию, Арденны, части Франции, Англии, Испании. В Африке эта трансгрессия распространилась в Сахаре, Египте, Аравии, Камеруне, Конго, в Мадагаскаре. Ее воды проникли в Индию, Бразилию, Австралию.

Но в геосинклинальных областях в то же время образуются континентальные отложения, что констатировано для Альп, Алжира, Туниса, Кавказа, Анд.

Очевидно воды Мирового океана выдавливались из геосинклиналей на континенты, а затем уже вновь собирались в геосинклинальные прогибы.

Так как, согласно этому взгляду, движения уровня океана отражают основные процессы, образующие рельеф Земли, — колебательные движения, то не возникает необходимости их апробации путем расчетов.

Советские геологи возражают против «закона Ога». А. Д. Архангельский и А. Н. Мазарович указывают на его несостоятельность и на однозначность движений платформенных и геосинклинальных областей. «Думается, что в свете современных научных данных «закон Ога» может считаться совершенно похороненным,— пишет А. Н. Мазарович:— полярности в движениях геосинклиналей и платформ нет, а, наоборот, имеется полное соответствие» (стр. 22).

Например, каледонский орогенез вызывает также поднятие Русской платформы. Тот же результат имело и герцинское поднятие Урала. Наоборот, прогибание геосинклиналей имеет следствием также опускание платформ. А. Н. Мазарович считает, что периоды орогенеза (складчатости) являются периодами консолидации и сжатия земной коры и регрессии моря. Периоды же образования геосинклиналей есть время опускания земной коры, ее растяжения, а также трансгрессии

моря. Например, современная эпоха есть эпоха расширения и «господства вод», а эта тенденция развивается, начиная с триаса, хотя и неравномерно.

Должно заметить, что ни сжатие Земли, ни расширение ее, если только оно протекает в разных точках, не в состоянии вызвать ни регрессии, ни трансгрессии моря (принимая количество воды океана неизменным). В первом случае поверхность Земли должна уменьшаться, и распределенный на ней прежний объем вод океана образует водную оболочку большей толщины — и только. Во втором случае (расширение) толщина водной оболочки, напротив, уменьшается. Увеличение или уменьшение площади океана *относительно* площади земной поверхности и суши, т. е. трансгрессии и регрессии, будут определяться степенью расчлененности земной поверхности — формой гипсографической кривой. В условиях сильно расчлененного рельефа данный объем вод Мирового океана сможет уместиться на меньшей площади, уменьшение которой компенсируется увеличением толщины слоя океана в глубоких впадинах земной поверхности. Так как подобный (сильно расчлененный) рельеф характеризует современный, четвертичный и третичный периоды, то наше время следует считать временем относительно большой регрессии океана, и, наоборот, эпоха консолидации земной коры и увеличение площади сравнительно ровного рельефа платформ должны сочетаться с трансгрессией океана.

Короче говоря, движения океанических вод являются «движениями ёмкости», как они были названы выше.

Само собой разумеется, что если закономерности движения геосинклиналей и платформ иные, чем предполагал Ог, то трансгрессии и регрессии не могут подчиняться «закону Ога».

Важное значение имеет положение А. Н. Мазаровича относительно метахронности движений земной коры. Само собой разумеется, что если в одно и то же время, но в разных точках будут происходить и поднятия и опускания поверхности Земли, то эти движения будут интерферироваться различным образом, и «интегралом» их будут трансгрессии или регрессии океана, причем реконструкция их значительно усложнится.

Нужно согласиться с Б. Л. Личковым (1941, стр. 32), который пишет, что «в нашу эпоху... трансгрессия почти исключена», и верно мотивирует это заключение тем, что «существование геосинклиналей на Земле, обусловливающее процессы углубления моря и поднятия суши, несовместимо во времени с большими трансгрессиями».

А. Пенк приводит следующие расчеты частных движений земной коры и их отражений на уровне океанической оболочки.

Если закрыть все глубокие впадины океанического дна (глубиной более 6 000 м на площади, равной 4,4 млн. км³), уровень океана поднимется на 80 м.

Поднятие Атлантического вала должно было вызвать повышение уровня Мирового океана на высоту 42 м.

Провал дна Средиземного моря отразился на понижении уровня Мирового океана на величину, равную 12 м, провал дна Красного моря должен был вызвать понижение уровня океана на 0,6 м.

Образование впадин у островов Японии во время японского землетрясения 1923 г. способно было понизить уровень океана на 0,09 м.

Во всех этих случаях уровень океана реагирует на изменения емкости океанических впадин вследствие движений дна Мирового океана.

Итак, действительные или гидрократические колебания уровня водной оболочки происходили и происходят. Механизм гидрократических движений различный. Наиболее мощными являются геократические изменения уровня, вызванные колебательными движениями твердого океанического дна. Они способны дать океаническую волну в многие сотни метров по вертикали.

Древние береговые линии, констатированные на больших высотах, лишь в известной мере являются производными от действительных — гидрократических изменений уровня океана.

Мы могли видеть, что наиболее значительные изменения уровня океана являются отраженными от движений земной коры и потому-то и служат одним из признаков для изучения движения последних.

Слова Зюсса «земной шар сжимается, море следует за ним» следовало бы перефразировать так: *поверхность земного шара колеблется, море следует за ней.*

Соподчинение понятий, которыми мы пользовались выше, для ясности можно повторить в следующей схеме:

Колебания уровня океана = эвстатические колебания уровня океана

Гидрократические колебания

Геократические колебания = колебания емкости = отраженные колебания

В заключение необходимо сделать еще одно замечание. Я не рассматриваю здесь подробно воззрения Э. Дануа, который изучает движения океанических вод *в пределах современного океанического уровня.* Мы же рассматриваем *вертикальные* изменения этого уровня, и, следовательно, нас интересуют вопросы, находящиеся в иной плоскости, чем идеи Э. Дануа. Общее заключается, однако, в том, что Э. Дануа свойственен исторический подход к анализу движения

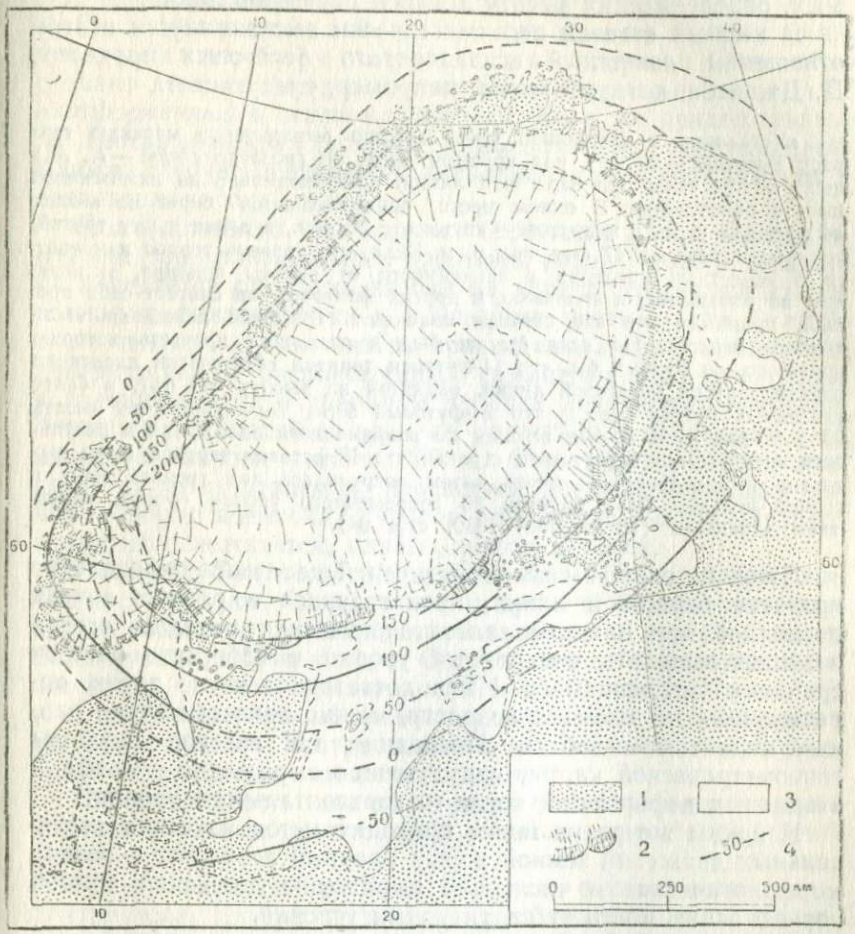
океанических вод, который он именует трансгрессиями, понимая это слово в несколько ином смысле, чем делают геологи (см. выше). Э. Дануа подмечает в горизонтальных движениях — «трансгрессиях» — океанических вод явления универсального распространения и подчиняющиеся общим закономерностям. Причина этих движений — периодически изменяющиеся положения Луны относительно Земли, причем некоторые имеют значительную (111 лет) длительность. Океанические воды двух типов — экваториальные и полярные, вступают в борьбу и представляют собой две автономные, почти не смешивающиеся водные массы. Поэтому океанические воды обладают устойчивой стратификацией, несколько напоминающей собой стратификацию отложений, и это позволяет говорить о значительном возрасте вод, наполняющих океан.

Древние береговые линии как показатель движений поверхности земной коры. Итак, главный фактор движения уровня океана — это движения вмещающего его дна, т. е. поверхности твердой оболочки Земли. Притом хотя уровень Мирового океана и сохраняет самостоятельный механизм гидрократических движений, но это механизм сравнительно малой мощности. Другой механизм — отраженные или геократические движения — для геоморфолога представляет наибольший интерес как известное суммарное выражение колебательных движений океанического дна по знаку и амплитуде.

Колебательные движения земной коры охватывают сразу территорию океанического дна и материков. Сочетание движений земной коры *суши* с движением уровня *водоема* (гидро- и геократическими) формирует древние береговые линии. Изучение последних представляет исключительный интерес и значение для реконструкции движений земной коры — их знака, амплитуды и формы. Основанием для всевозможных реконструкций этого рода является попрежнему то отправное положение, что всякая береговая линия при образовании лежала в горизонтальной плоскости уровня водоема. Наблюдаемое деформированное положение древних береговых линий есть следствие вторичных движений земной коры, под влиянием которых первичная горизонтальная поверхность превращена в более или менее сложную и неправильную поверхность. Форма последней лучше всего изображается путем изобаз (фиг. 21). К сожалению, метод изобаз пользуется пока распространением только в области кристаллических щитов (Балтийский, отчасти Канадский щиты), где деформация первично горизонтальной поверхности береговой линии сравнительно проще, чем в геосинклинальных областях, о чем будет сказано ниже.

Сложную, вторично деформированную, поверхность береговой линии можно называть изобазовой поверхностью.

Форма деформации первично горизонтальной поверхности полностью зависит от движений земной коры, и следовательно, независима от колебаний уровня океанической оболочки, каков бы ни был механизм последней. Это обстоятельство, конечно, облегчает изучение природы деформаций древних



Фиг. 21. Изобазы поднятия Фенноскандии после времени Ильди.
(По М. Саурамо.)
1—суша; 2—ледник; 3—море; 4—изобазы.

береговых линий. Иначе обстоит дело с *высотой* деформированных береговых линий. Последняя определяется воздействием сразу обоих факторов — движениями земной коры и изменениями высоты уровня водоема. Поэтому, когда приходится объяснять высоту береговой линии, следует учитывать оба фактора. Финляндский ученый В. Рамсей не совсем

удачно обозначал их как эвстатический и изостатический компоненты. В сущности говоря, эта задача напоминает задачу решения одного уравнения, заключающего две неизвестные величины. Поэтому в большинстве случаев бывает невозможно установить, каково численное значение обоих слагаемых, определяющих высоту древней береговой линии.

В высшей степени пессимистически высказывается в этом отношении известный исследователь береговых процессов Д. Джонсон, который писал, например, следующее:

«Установив в какой-либо точке хорошо выраженную морскую террасу высотой в 20 фут. над уровнем моря, он (исследователь. — *К. М.*) ищет следы такой же береговой линии, приблизительно на аналогичной высоте повсеместно. В одном месте обнаруживается берег на высоте 14 фут. над у. м., а в другом — на высоте 25 фут., а далее к югу третий, поднимающийся на 17 фут. над у. м. Зная, что уровень террас изменяется в известных пределах в зависимости от высоты прилива, экспозиции по отношению к волнению, и других факторов, он считает себя правым, принимая все эти остатки поднятых береговых линий за части единого берега... Но если бы он был в состоянии прочесть историю прошлого, он открыл бы, что 14-футовая терраса генетически идентична отрезку другой береговой линии, поднятой на высоту 140 фут. в более удаленных точках берега, что 26-футовый берег был поднят до высоты 70 фут. над у. м. и был опущен до современного положения в результате позднейшего погружения страны; что 17-футовая терраса была выточена в доледниковое время, затем погрузилась под уровень моря и только недавно была поднята до современного уровня общим поднятием страны...» (D. Johnson, 1930, стр. 94).

Джонсон слишком пессимистичен. Тщательное определение возраста береговой линии, произведенное в разных точках последней при помощи палеонтологических методов, всегда позволит выделить синхронные уровни и избегнуть ошибок сравнения несравнимого. Имея достаточное число точек, определенных по высоте и возрасту, можно провести линии равных поднятий — изобазы. Последние, так же как изогипсы гипсометрической карты, дадут точное выражение рельефа и вторичных деформаций когда-то горизонтального уровня.

К каким же результатам приводит метод изучения вертикальных движений земной коры? Главный результат — точное морфологическое и численное выражение движений земной коры в зависимости от структурных условий.

Французский геолог Дюбуа попытался выразить эту зависимость характера деформации древней береговой линии от структурных особенностей земной коры. Он различает три типа береговых линий: атлантический, скандинавский и тихоокеанский. Атлантический тип характеризуется простотой движений, стабильностью уровней. Для скандинавского типа показательным будет концентрический рисунок изобаз при небольшой вертикальной амплитуде перемещений. Тихоокеанский тип выражается в разных, значительных по амплитуде, колебаниях высот древних береговых линий.

Но ведь Джонсон характеризует атлантические береговые линии совсем иначе. Он показывает, что атлантические береговые линии имеют весьма неспокойный рельеф. Напомним, что Ч. Дарвин (см. выше) считал, что тихоокеанские древние береговые линии Ю. Америки очень постоянны по высоте. Это тоже противоречит Дюбуа.

Платформенный и геосинклинальный типы древних береговых линий. Гораздо более обосновано деление береговых линий на следующие два типа — *платформенный* и *геосинклинальный*. Если же придерживаться географической системы наименований, предложенной Дюбуа, следует предпочесть названия: карело-финский тип и средиземноморский тип.

Платформенный тип древних береговых линий (платформенный тип колебательных движений земной коры) прекрасно передается рисунком изобаз на картах, составленных советскими, финляндскими и шведскими учеными для Балтийского щита. Рисунок изобаз сравнительно правильный, концентрический и расположенный симметрично по отношению к границам щита и границам древних ледниковых покровов. Амплитуда поднятий со времени растаивания последнего ледникового покрова — около 300 м. Форма деформированных, когда-то горизонтальных, плоскостей древних береговых линий — форма невысоких куполов или, лучше, сводов. Процесс поднятия осложняется, однако, рядом деталей.

Поднятие Балтийского щита не является таким простым, как часто думают. Скорость его во времени была неравномерной и больше в финигляциальное время и севернее морен Сальпауселькe. Например, в Онгерманланде в финигляциальное время поднятие достигало 50 м в 100 лет (0,5 м в год), т. е. не меньше, чем во время землетрясений. Это немудрено, так как и сейчас в центре поднятия щита обычны землетрясения и связаны они с поднятием щита.

Неравномерность поднятия выражается в неодинаковом наклоне в разных местах одной и той же древней береговой линии.

Можно выделить три зоны поднятия, расположенные концентрически. Внутри границы каждой из них поднятие делается сразу быстрее, уклон одной и той же береговой линии резче.

Внутренняя граница внешней зоны лежит несколько южнее Ленинграда; вторая граница совпадает с внешней моренной грядой Сальпауселькe; третья граница — финигляциальная (перед началом Анцилового времени) — лежит несколько севернее внутренней гряды Сальпауселькe.

Гораздо сложнее рисунок древних береговых линий в геосинклинальной Средиземноморской области. К сожалению, исследования далеко не достигли здесь той детальности, что

на Балтийском кристаллическом щите. Поэтому метод проведения изобаз еще не применим, а следовательно, отсутствует точное выражение морфологии деформированных поверхностей береговых линий.

Тем не менее общий характер нарушений совершенно ясен. Приведу описание, данное на одном из географических конгрессов Э. Хернандец-Пахеко.

В Греции уровни четвертичных террас очень сложны, не сравнимы для отдельных островов и отличны от западного Средиземноморья и побережья Атлантики; высота террас до 700 м.

Африканское побережье восточного Средиземноморья до Триполитании включительно характеризуется отсутствием террас, или же низкими террасами, что указывает на стабильность земной коры за южной окраиной Средиземноморской геосинклинали.

В Италии уровень террас очень непостоянный. *В Калабрии с конца плиоцена террасы подняты до 1 200 м абс. выс.* Четвертичная тирренская терраса достигает высоты от 35 до 200 м. Пестрота картины объясняется молодостью и интенсивностью тектоники Апеннин. Остров Капри со времени императора Тиберия поднялся на 6 м, Неаполь опустился на 5 м, берег Тосканы опускается. На юг поднятие простирается не далее острова Мальта. В Северной Африке и на Балеарских островах суша более стабильна и террасы не отмечены.

На Пиренейском полуострове террасы известны только отрывочно и на различных высотах.

В общем получается картина вытянутой, соответственно общим очертаниям Средиземноморской геосинклинали, полосы больших поднятий (до 1 200 м) и очень неравномерно поднятых древних береговых линий. К югу, в сторону платформенных областей Африки, амплитуда поднятий резко уменьшается.

Геосинклинальный тип древних береговых линий резко отличается по высоте и мозаичности картины от платформенного типа поднятия. В сказанном легко убедиться, сравнивая оба приведенных примера. С другой же стороны, оба примера показывают на объективную ценность данного метода, как средства изучения *формы* деформаций земной коры.

Сочетание двух основных факторов: эвстатических колебаний и колебаний суши. Высота древних береговых линий, в отличие от формы, является, как мы видели, производной от двух факторов — движений земной коры и движений уровня водоема или эвстатических, откуда проистекает сложность их изучения.

Иллюстрируем сказанное двумя примерами.

Древняя береговая линия позднеледникового Ильдиевого моря в окрестностях Ленинграда совершенно не выражена в рельефе (Марков, 1931).

Если итти от берега Финского залива, мы встречаем две террасы: нижняя — литориновая и верхняя — Балтийского ледникового озера, т. е. первая моложе, а вторая древнее Иольдиевого времени, терраса которого должна была бы располагаться между ними. Однако уровень Иольдиевого моря в районе Ленинграда обнаруживается, но только он лежит ниже современного уровня моря и представлен прибрежными торфянистыми илами черного цвета. Совершенно так же выражен Иольдиевый берег на южном балтийском берегу Швеции, где его называют даже «черный край». К северо-западу от Ленинграда Иольдиевый берег очень скоро появляется выше уровня Балтики и продолжает подниматься в том же направлении, пока не достигает высоты 110 м в районе г. Турку в Финляндии. Следовательно, уровень Иольдиевого моря косой, что указывает на его образование в результате поднятия Балтийского кристаллического щита в послеиольдиевое время.

Профиль береговой линии Иольдиевого моря представляет собой не что иное, как вертикальный разрез низкого купола современной, деформированной поднятием, а когда-то горизонтальной, береговой линии моря.

Нельзя, однако, исключить колебаний уровня моря, как фактора, определяющего высоту Иольдиевого берега. Уже одно то, что берег Иольдиевого моря на каком-то отрезке затоплен, свидетельствует, что уровень Балтики после образования Иольдиевого моря поднимался на высоту не менее глубины затопления последнего.

Итак, *форма* деформации поверхности Балтийского кристаллического щита в послеиольдиевое время определяется рисунком и амплитудой последовательно проведенных изобаз, отражающих колебательные движения земной коры; *высота* изобазового купола зависит также от амплитуды колебания уровня моря.

Приведем второй пример.

Межледниковые отложения бореальной интрессии прекрасно выражены на нашем Европейском Севере в долинах рек Печоры, Северной Двины, Онеги, Варзуги и Поноя. Характер фауны моллюсков, заключенных в этих отложениях, позволяет считать, что высота бореальной интрессии над современным уровнем моря достигала 80 м (Карбасников, 1937).

В пределах Европейской платформы эта высота, повидимому, довольно постоянная. Отсюда возникает мысль, что затопление суши вызвано было гидрократическими причинами. Тем более это правдоподобно, что горизонт бореальных отложений заключает теплолюбивую фауну моллюсков; следовательно, климат был теплый, льды на суше ограничены, уровень океана высок.

Но легко убедиться, что подобное заключение не отражает всей сложности явления. В этом убеждает, прежде всего, следующий расчет. Растаивание льдов последнего оледенения повысило бы уровень океана на 80—100 м, растаивание современных льдов — на 50 м (см. выше). Разность обеих цифр соответствует величине опускания уровня океана после последнего оледенения. Эта разность выражается величиной не более 50 м. Действительное же понижние уровня после времени бореальной ингрессии составило 80 м. И это если мы допустим, что материковые льды в теплое бореальное время совершенно растаяли. Если они продолжали существовать, хотя бы в ограниченных размерах, тем более невозможно объяснить восьмидесятиметровую разницу уровней в настоящее и в бореальное время. Следовательно, современная высота береговой линии бореального моря — создание двойного механизма. С тех пор: 1) уровень моря понизился; 2) суша поднялась. В правильности последнего предположения убеждает нас то, что на Пайхое и в Карелии бореальные отложения залегают на другой высоте — выше, чем на севере Русской равнины.

Типы водоемов. Выше дано было разделение типов деформаций древних береговых линий в зависимости от структуры земной коры, определяющей форму деформаций. Целесообразно также различать *типы водоемов* в зависимости от причин, определяющих характер этих деформаций. Я различаю в этом отношении три типа водоемов:

1. *Океаны и моря.* Все вышеизложенное относится к данной категории водоемов. Древние береговые линии последних являются созданием как колебаний земной коры, так и колебания уровня водной оболочки, зависящей от разных причин. Высоты древних береговых линий отнесены к уровню океана, который однако не является постоянным.

2. *Моря-озера,* т. е. бессточные водоемы типа Каспийского моря. В интересующем нас отношении они представляют в миниатюре Мировой океан, и уровень их колеблется под влиянием тех же самых причин. Наилучший пример — Каспийское море, падение уровня которого привлекает к себе в последнее время столько внимания. Как известно, уровень моря понижается с 30-х годов нашего столетия со средней скоростью в 34 мм в год и понизился в общей сложности на 191 см (для сравнения напомним, что уровень Мирового океана за тот же отрезок времени *повышался* со скоростью в 0,5 мм в год). Большинство исследовавших уровни Каспия предполагает, что эти колебания зависят от изменения величины стока (р. Волга в особенности), следовательно от изменения объема воды Каспия. Приток воды в Каспий составил за последние 68 лет 400,8 км ^{3} в год (в том числе речной сток—324,2 км ^{3}), а расход, главным образом путем испарения,—414,5 км^3 (испарение — 392,3 км ^{3}, сток в Карабугаз — 22,2 км^3). Следовательно, объем воды уменьшился за 68 лет на 13,7 км ^{3}, что и вызвало падение уровня за 15 лет на 191 см, а за 68 лет — на 234 см. «Происходило расходование вековых запасов моря»,— пишет Б. Д. Зайков (стр. 21). Б. А. Аполлов объясняет падение уровня недодачей воды Волгой, вызванной усовершенствованием системы земледелия, но и он оперирует уменьшением запасов каспийских вод, следовательно, эвстатическими, а точнее — гидрократическими причинами. Таким же путем многие авторы объясняют четвертичные трансгрессии Каспия (бакинская, хозарская и хвалынская трансгрессии П. А. Православлева и т. д.).

Не отрицая существенного значения приведенных соображений, к тому же подкрепленных расчетами, позволим себе указать на необходимость учета и других причин, хотя и трудно поддающихся количественной оценке.

К числу этих причин относятся твердый сток рек, впадающих в Каспий и отлагающих на его дне свои наносы. Это тот процесс, который Зюсс оценивал как универсальный фактор океанической трансгрессии. Он должен оказывать какое-

то компенсирующее влияние на уменьшение жидкого стока в Каспий, т. е. уменьшить современную регрессию последнего (см. «Колебания емкости»).

Второй фактор, также не поддающийся количественному учету, но несомненно весьма активный — колебательные движения земной коры в области дна Каспийской впадины. На это обратили внимание Н. И. Андрусов, А. Д. Архангельский, Н. И. Николаев и И. П. Герасимов, изучая четвертичные колебания уровня Каспия. Последний писал:

«Мы можем достаточно уверенно утверждать теперь, что все решения вопроса об истории Каспия, не учитывающие в достаточной мере упомянутых эпейрогенических явлений, оказываются слишком общими и условными». Так, в верхнекаспийское время (послебакинское) трансгрессия вызвана была тектоническими причинами, уменьшившими объем впадины, и т. д.

Необходимо учитывать, что наиболее емкая — южная — часть Каспийской котловины представляет собой область опускания, весьма вероятно, продолжающегося, т. е. долженствующую увеличить емкость котловины и вызвать понижение уровня моря. Не представляет ли собой этот процесс одно из слагаемых всей суммы процессов, отражающихся на уровне Каспия? 34 мм ежегодного *падения* уровня Каспия представляют собой величину, в 1½ раза меньшую ежегодной амплитуды *поднятия* территории Стокгольма, расположенного в области тектонически более стабильной, чем область Средиземноморской геосинклинали, к которой относится и Каспий. Об этом убедительно говорит и меньшая амплитуда древних береговых линий в первой из указанных областей. Можно думать, что уровни Каспия — озера-моря — формируются в результате того же сочетания процессов (геократических и гидрократических), что и уровни океана. Разница заключается лишь в том, что уровень Каспия по высоте независим от уровня океана. Оба уровня водоемов не имеют общего базиса.

С другой стороны, нужно иметь в виду также и несомненную мощность эвстатического фактора для Каспия. Она определяется отношением объема стока (324 км^3 в год) к поверхности впадины Каспия — около 400 тыс. км^2. Для Мирового океана сток составляет 37 000 км^3 в год, поверхность океана — 360 млн. км^2.

Значит, на площадь, в 900 раз меньшую площади океана, Каспий получает объем речного стока только в 114 раз меньший. Следовательно, и гидроэвстатический фактор для Каспия представляет механизм, примерно в 8 раз более мощный, чем для Мирового океана.

Можно сказать, что *энергия* и гидрократических и геократических колебаний уровня Каспия исключительно велика. Она относительно больше, чем для Мирового океана.

Нужно оговориться, что Г. Р. Брегман попытался количественно проанализировать современные движения земной коры на Апшеронском полуострове. Они достигают здесь 20 мм в год, но к берегу сходят на-нет и, по мнению Г. Р. Брегмана, «в современную эпоху деформации земной коры не вносили практически ощутимых нарушений в многолетние изменения уровня Каспия».

3. *Озера.* Здесь мы будем иметь в виду исключительно водоемы, обладающие стоком, в чем и заключается кардинальное отличие озер от морей-озер.

Разница заключается, главным образом, в том, что древние береговые линии озер формируются в зависимости от положения *порога стока озера.* Точка, в которой озеро получает сток, служит регулятором уровня озера. Уровень озера не может понизиться намного ниже ее, точно так же, как он не может подняться сколько-нибудь значительно (более нескольких метров) выше порога стока. В первом случае озеро стало бы бессточным, что противоречит нашей предпосылке; во втором случае увеличится количество воды, вытекающей из озера, что вызовет торможение в поднятии уровня озера.

Отсюда следует, что уровень озера в точке, откуда происходит сток, изменяется незначительно и колебания уровня озера могут быть ясно заметны только на берегах более или менее значительно удаленных от порога стока. Далее следует отметить, что колебания уровня проточного озера, поднятого на некоторую высоту над уровнем океана, не могут быть связаны с изменением объема содержащейся в нем воды (вследствие регулирующей роли истока). В сточном озере эвстатические колебания уровня исключаются, так как избыток воды стекает через порог стока в океан, а ее недостаток компенсируется избыточным выпадением осадков, обусловливающим самое явление сточности. Следовательно, те колебания, которые претерпевает уровень проточного озера, могут отражать исключительно движения земной коры в области озерной котловины, которые и улавливаются, так сказать, в чистом виде.

Это свойство древних уровней озёр делает их драгоценным объектом изучения для каждого занимающегося движениями земной коры.

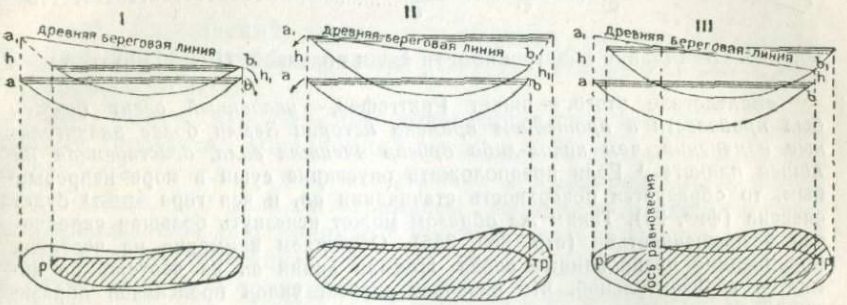
Методика изучения этих движений разработана в области Балтийского кристаллического щита как советскими (Г. Ю. Верещагин), так и скандинавскими исследователями.

Можно предположить всего три различных случая, три разных типа расположения озер по отношению к центру поднятия данного участка земной коры (фиг. 22).

1. Порог стока расположен в точке озера, наиболее удаленной от центра поднятия. Такое озеро по мере поднятия будет регрессировать.

2. Порог стока расположен в точке озера, наиболее приближенной к центру поднятия. Такое озеро по мере поднятия будет трансгрессировать.

3. Порог стока занимает промежуточное положение между первыми двумя пунктами. Озеро разделяется на две части линией нулевого изменения уровня озера, которая пройдет через порог стока («ось равновесия» Верещагина). В части озерной котловины, находящейся между осью равновесия и центром поднятия, будет наблюдаться регрессия (см. тип 1), в противоположной части озерной котловины — трансгрессия вод озера (см. тип 2). Все древние береговые линии расположатся косо по отношению к горизонтальному уровню озера. По ним можно судить только о неравномерных, косых движе-



Фиг. 22. Колебания уровня озёр, в зависимости от положения порога стока озера по отношению к области наибольшего поднятия территории

ниях земной коры: об их наклоне (по углу наклона древних береговых линий) и об амплитуде колебаний земной коры (по относительной высоте древних береговых линий).

2. Абразионно-аккумулятивный уровень

До сих пор история уровня водоемов интересовала нас, поскольку она фиксирует деформации земной коры.

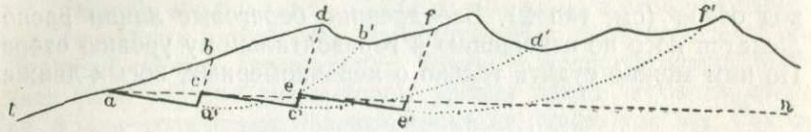
Однако уровень водоема может не только оставлять узкие зарубки на склонах поверхности материков. Эти зарубки под воздействием волн могут продвигаться в глубь материков, оставляя за собой поверхность абразионно-аккумулятивного уровня.

Необходимо поставить и выяснить вопрос: способны ли процессы абразии и аккумуляции создать абразионно-аккумулятивные уровни значительного протяжения, эквивалентного протяжению эрозионно-денудационных пенепленов?

Представления А. П. Карпинского и Ф. Рихтгофена. Морской абразии придавали раньше большое значение. Затем американские географы разработали учение об

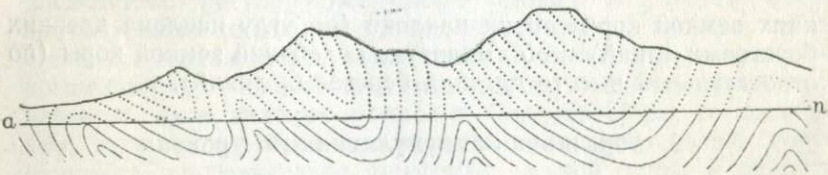
эрозионном процессе, затмившее уже сложившееся убеждение относительно огромной роли абразионного фактора.

Английский геолог Рамсей в 1847 г. первый придал большое значение абразионному фактору. Популярным это представление сделал авторитет Рихтгофена. В «Путеводителе для путешественников» (1886) последний посвящает этому вопросу специальную главу. По мнению Рихтгофена, абразия может достигать существенного значения при условии положительного движения береговой линии.



Фиг. 23. Стачивание возвышенности суши абразией. (По Ф. Рихтгофену.)

«Вследствие этого, — пишет Рихтгофен, — *указанный агент должен был произвести в прошедшие времена истории Земли более значительные изменения, чем какая-либо другая внешняя сила, действующая на нашей планете...*[1] Если предположить опускание суши в море непрерывным, то образуется поверхность стачивания *an*, и вся гора adn[1] будет снесена (фиг. 23). Таким же образом может исчезнуть большая складчатая возвышенность» (стр. 353, 355). Обращаем внимание на чертежи, поясняющие цитированные слова. Прямая линия *an* на чертеже не является горизонтальной, что означает слабый уклон предельной абразионной поверхности, а следовательно, невозможность безграничного продвижения берега в глубь материка без постепенного поднятия уровня моря. «Мы обозначаем эту поверхность, — поясняет далее Рихтгофен, —



Фиг. 24. Наклонная абразионная поверхность. (По Ф. Рихтгофену.)

образующуюся единственно и исключительно при положительном перемещении береговой линии, как абразионную поверхность, самый же процесс как абразию».

«Абразионная поверхность может достигать ширины многих километров; многочисленны и такие случаи, когда она расширялась в прошедшие времена истории Земли до сотен и тысяч километров, хотя и выражена в виде отложений и в различным образом измененном виде» (стр. 356) (фиг. 24).

Еще ранее (с 1880 г.) подобный взгляд высказывал А. П. Карпинский для Южного Зауралья, где до меридиана Челябинска протягивается выровненная поверхность, покрытая

[1] Курсив мой. — *К. М.*

морскими отложениями палеогена, залегающими на дислоцированных палеозойских, глубинных и метаморфических породах. Пространство это производит впечатление древней горной страны, выровненной, как думал Карпинский, абразией. Столь же могущественна, по мнению Карпинского, была роль абразии по отношению к выработке рельефа Русской равнины.

«При таких условиях, — пишет Карпинский, — как известно, могущественным геологическим деятелем является так называемая абразия (т. е. размывающая деятельность наступающего моря). *Эта абразия может отодвинуть береговую линию далеко внутрь материка, уничтожив такие его поверхностные толщи, которые при данных размерах понижения не могли бы опуститься ниже морского уровня. Меньшее значение... имеют изменения земной поверхности, производимые континентальной денудацией,* т. е. размывом проточными водами, выветриванием и пр.» (1894, стр. 78) [1].

Итак, Карпинский считал, что абразия — более могущественный фактор преобразования рельефа, чем денудация в материковых условиях.

Мы видим, что 80—90-е годы прошлого столетия были годами торжества абразионной гипотезы. Карпинский и Рихтгофен оба считали, что роль абразии в преобразовании рельефа больше, чем роль субаэральной денудации и, следовательно, эрозии. Оба они признают необходимым поднятие уровня моря для поддержания действия абразии, ее проникновения в глубь страны и срезания рельефа обширных горных поднятий.

А б р а з и о н н а я т е о р и я в г о д ы т о р ж е с т в а э р о з и о н н о й т е о р и и. Разработка теории эрозионного процесса Девисом и его предшественниками вскоре же заслонила значение абразионной теории. Девис, хотя и различал абразионный цикл, стал развенчивать многие уровни, признанные за абразионные. Он приписывал им эрозионное происхождение. Девис опровергает, например, гипотезу абразионного происхождения ровной поверхности Рейнских сланцевых гор.

«Современная поверхность гор,— пишет он,— несет следы не морских галечников. Она не вполне равнинна, пересекается грядами Зоденвальда, Идарвальда и т. д., которые, однако, не окаймлены морскими обрывами. И эти разнообразные факты свидетельствуют многочисленным исследователям о том, что Сланцевые горы представляют собой поднятую и расчлененную нормальную [2] почти-равнину».

Такого же происхождения рельеф Арденн; в Средней Богемии на выровненной поверхности древних пород лежат континентальные отложения и, следовательно, эта поверхность также является эрозионным пенепленом.

---

[1] Курсив мой. — *К. М.*

[2] Т. е. эрозионную. — *К. М.*

Воззрения эрозионной школы восторжествовали. За последние годы выровненные поверхности, обнаруживаемые внутри материка, стали истолковываться как эрозионно-денудационные поверхности. Это относится и к Южно-Уральской равнине. Один из последних исследователей ее рельефа (С. В. Эпштейн) отмечает: «Приписывать всю выравнивающую роль морской абразии я считаю невозможным потому, что, если бы море наступало на горную страну, оно бы ингрессировало в понижениях рельефа и, лишь заполняя их своими осадками, способствовало бы выравниванию местности» (стр. 43). Автор этих слов, таким образом, не считает возможным приписывать морю существенной выравнивающей роли.

Для того, чтобы оценить истинное значение абразионного фактора, нам необходимо ознакомиться с основами теории абразионного процесса.

Механизм образования профиля подводной береговой платформы. Нельзя сделать нужного нам вывода относительно масштаба абразионно-аккумулятивных явлений, не рассмотрев предварительно механизма образования вертикального профиля подводной береговой платформы.

Механизм этого явления излагался, главным образом, американскими географами В. Девисом и Д. Джонсоном дедуктивным путем и в крайне общих выражениях.

Джонсон характеризовал продольный профиль равновесия подводной береговой платформы следующим образом:

«Самым крутым подводный профиль бывает вблизи берега, где продукты выветривания наиболее грубы и наиболее обильны; в сторону моря он делается постепенно более пологим там, где продукты выветривания становятся мельче и перенесены частью в состояние суспензии. В каждой точке склона крутизна оказывается точно такой, которая позволяет развивающемуся здесь количеству волновой энергии разместить как раз то количество продуктов выветривания определенной крупности, которое сюда попадает» (1919, стр. 210).

Итак, согласно мнению крупнейшего зарубежного специалиста по морфологии берегов, профиль равновесия береговой платформы имеет вид вогнутой кривой; он образуется тогда, когда достигается равновесие между волновой энергией и количеством и качеством переносимого материала. Уклон профиля устанавливается в каждой точке такой, что волновая энергия вся расходуется на перенос материала; дальнейшее изменение профиля поэтому прекращается.

Ход мыслей Джонсона весьма сходен с тем, который обычно развивается при анализе формы и механизма образования продольного профиля равновесия реки. Так же как и в последнем случае, механизм явления американские географы излагают в весьма общих выражениях.

Учение о продольном профиле береговой платформы подвинулось вперед в Советском Союзе, главным образом, благодаря исследованиям В. П. Зенковича. Опираясь на некоторые общие положения, выработанные итальянским исследователем П. Корналья в 90-х годах прошлого столетия, В. П. Зенкович детализирует эти представления. Он обосновывает механизм образования продольного профиля береговой платформы. Я буду придерживаться развиваемых им представлений.

Прежде всего обращаем внимание на то обстоятельство, что основной процесс образования профиля береговой платформы — процесс *волновой,* течения же имеют подчиненное геоморфологическое значение.

Движущаяся волна заключает в себе энергию, сообщенную ей ветром. Эта энергия постепенно расходуется волной на различного рода процессы, из которых для нас главным является выработка продольного профиля береговой платформы. Частицы воды в движущейся волне имеют собственное движение, которое происходит по орбитам. Орбитальные движения частиц воды, имеющие на некотором расстоянии от дна круговую форму, с приближением к последнему приобретают эллипсоидальную форму. У самого дна эллипсы уплощаются и превращаются в отрезки прямой, т. е. частицы воды движутся поступательно — то к берегу, то в обратную строну — от берега.

При движении волны в сторону берега, т. е. по наклонному дну и в условиях убывающих глубин, волна делается несимметричной. Передний склон волны больше испытывает указанное влияние, чем задний склон, и он становится круче. «Чтобы каждый вертикальный ряд частиц воды за время полного периода волны мог вернуться на свое место, нужна глубина большая, чем та, на которую распространяется волновое движение. Если глубина уменьшается ниже указанной, то для образования переднего склона следующей волны физически не хватает воды. Передний склон вследствие этого становится круче заднего» (стр. 35). Скорости движения частиц воды вверх к берегу и вниз от берега также становятся различными. Вода, движущаяся к берегу, сдавлена в меньшем вертикальном промежутке, и поэтому скорость движения к берегу начинает превышать скорость движения от берега. Асимметричность движения оказывает существенное значение на перемещение наноса.

Для того, чтобы учитывать характер движения частиц, необходимо помнить, что последнее происходит на наклонной поверхности дна водоема. Вследствие этого на движение частиц наноса будет также оказывать влияние составляющая силы тяжести. Скорость движения воды, достаточная для передвижения частиц вниз по склону, будет меньше, чем

скорость, достаточная для того, чтобы увлечь частицу вверх по уклону дна, т. е. в направлении, противоположном воздействию силы тяжести.

На значительной глубине, где скорость движения частиц воды и к берегу и от берега одинакова (и притом мала), частицы будут передвигаться вниз, т. е. от берега. Ближе к берегу, как указывалось, скорость движения воды к берегу станет больше, чем от берега, и при некотором уменьшении глубины разница скоростей может быть как раз такова, что она уравновесит влияние силы тяжести, стремящейся к тому, чтобы сдвинуть частицу породы вниз по склону. Следовательно, можно найти такую глубину, на которой, при данном уклоне дна и данной величине частиц, последние вообще не будут передвигаться ни вверх ни вниз по морскому дну. Ближе к берегу скорость прямого движения воды к берегу настолько превысит скорость обратного движения, что частицы получат поступательное движение к берегу.

Итак, на поверхности береговой подводной платформы обозначаются две полосы, ориентированные параллельно берегу и характеризующиеся обратным направлением движения частиц наноса — с одной стороны вверх, с другой — вниз по склону. Обе полосы будут разделены граничной линией, которая пройдет через частицы, не имеющие движения. Это нейтральная линия Корналья (1946, стр. 58).

Из этой закономерности вытекает следующий вывод: крутые подводные склоны будут размываться, пологие — намываться. Действительно, у приглубых берегов сдавливание волны на малых глубинах и асимметрия движения частиц воды, следовательно увеличение скоростей движения вверх по уклону дна, выражены слабо, и влияние силы тяжести меньше нейтрализовано; последняя будет увлекать частицы породы книзу. Берег будет абразионным, подверженным смыванию. На отмелом берегу легко, путем обратного рассуждения, показать, что частицы породы будут передвигаться к берегу. Берег станет нарастать за счет материала, принесенного из глубины.

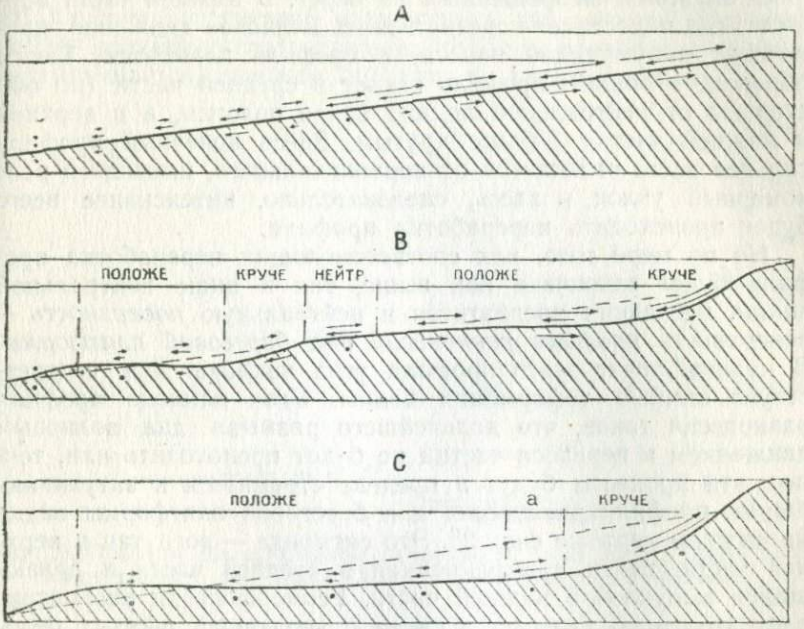
Вышеизложенное объясняет известную картину: крутые, приглубые берега размываются, а пологие, отмелые берега намываются.

Профиль равновесия дна подводной береговой платформы. Описанный процесс позволяет понять, как образуется подводный профиль платформы.

На фиг. 25 этот процесс изображен графически (по В. П. Зенковичу). Сущность его следующая.

Анализируем упрощенный случай: примем волны имеющими постоянную силу, уклон дна — неизменным, нанос — одинаковой крупности. Стрелки различной длины *над* профилем

показывают движение частиц наноса в обоих направлениях. Стрелки *под* профилем показывают равнодействующую движения как по скорости, так и по направлению. Как и следовало из рассуждения, приведенного в предыдущем абзаце, где-то (на чертеже — в середине) располагается нейтральная линия Корналья. Ниже нейтральной линии окончательное перемещение частиц увеличивается по скорости так же, как и кверху от нейтральной линии. Ниже нейтральной линии амплитуда движения частиц сначала возрастает; здесь скорость



Фиг. 25. Образование профиля равновесия дна подводной береговой платформы. (По Корналья и Зенковичу.)

прежнего (к берегу) движения воды меньше, чем обратного; обратное движение получает перевес и, действуя совокупно с силой тяжести, способно передвинуть частицы породы вниз по склону. Но с переходом к большим глубинам движение воды у дна затухает, передвижение частиц уменьшается по амплитуде и, наконец, вовсе прекращается. Частицы в левой части профиля находятся в покое. Вправо (вверх) от нейтральной линии закономерность изменения движения частиц иная. Она определяется все более и более значительным преобладанием скорости прямого движения частиц воды над обратным, даже усилением влияния силы тяжести (которая есть величина постоянная). Поэтому с приближением к берегу амплитуда

передвижения частиц породы не уменьшается, а непрерывно нарастает.

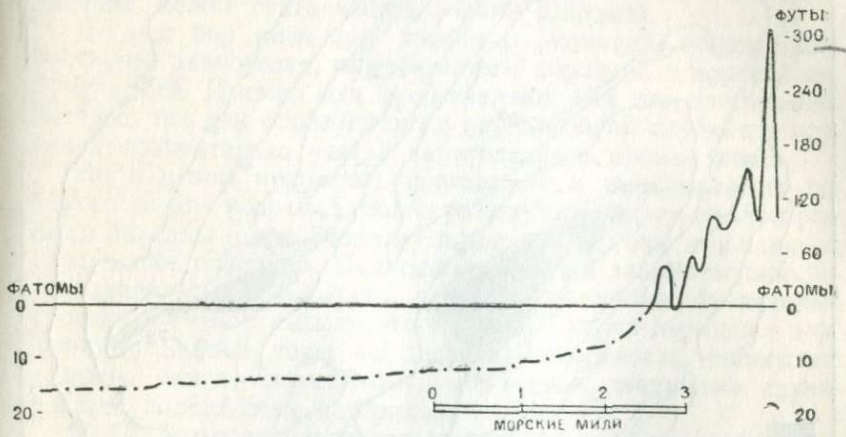
На профиле образуются два участка, где дно будет абрадироваться сильнее всего — выше и ниже нейтральной линии. Эти участки отмечены на верхнем и среднем профиле наибольшей длиной стрелок равнодействующих движений. Форма профиля будет изменяться и приспосабливаться к законам волновых движений. Выше нейтральной линии профиль понизится (нижний чертеж), так как абрадированный материал окажется выброшенным на берег. В нижней части профиля, где перестанет воздействовать волновое движение, происходит аккумуляция наноса, и профиль повысится. Таким образом, в общем, профиль станет в средней части (по обе стороны от нейтральной линии) более пологим, а в верхней и нижней частях — более крутым. Здесь конечный профиль сильнее всего отличается от первоначального, имеющего равномерный уклон, и здесь, следовательно, интенсивнее всего будет происходить переработка профиля.

Но по мере того, как соответствующая переработка профиля будет закончена как выше, так и ниже нейтральной *линии,* последняя превратится в нейтральную *поверхность* — поверхность *профиля равновесия дна береговой платформы.* В каждой точке этого профиля угол наклона дна соответствует степени деформации волны. Угол наклона профиля равновесия таков, что дальнейшего размыва дна волновым движением и переноса частиц не будет происходить или, точнее, эти процессы будут в пределе стремиться к затуханию. Форма профиля равновесия дна береговой платформы видна на нижнем чертеже фиг. 25. Это сигмоида — вогнутая в верхней части, почти прямолинейная в средней части и делающаяся выпуклой в нижней части. Геоморфология рассматривает эволюцию рельефа в связи с эволюцией рыхлых отложений, коррелятных по отношению к рельефу. Необходимо сказать несколько слов и по данному вопросу.

Донные наносы в процессе выработки профиля равновесия будут перераспределяться и займут различное положение, зависящее от их крупности. Нижняя граница полосы наноса любой крупности связана с затуханием скорости волнового (обратного) движения по мере увеличения глубины. Понятно, что для более крупного наноса эта граница расположится выше, где глубина меньше и скорость движения воды больше. Указанные обстоятельства определят положение нижней границы наноса различной крупности. Что касается верхней границы, то, по мере увеличения скорости волнового движения, нанос, передвигающийся к берегу, будет или взмучиваться (если он достаточно тонок), или выбрасываться на берег (если он более крупен).

Таким образом, в конце концов, мы приходим в заключе-

нию, что нанос расположится по мере удаления от берега в порядке уменьшения размера частиц. Крупность наноса будет находиться в зависимости от того, к какой части профиля равновесия он приурочен, а значит от наклона данной части профиля равновесия и его глубины. Первая зависимость — общая в распределении рыхлых отложений различной крупности наклона поверхности. Она характеризует также субаэральное условия денудации и эрозии. Наконец, необходимо отметить, что при усилении волнения нейтральные линии будут передвигаться на глубину. Во время штормов на данной глубине воздействие волнения на дно сильнее, чем при слабом волнении; следовательно, профиль равновесия склона вырабатывается, главным образом, во время штормов.

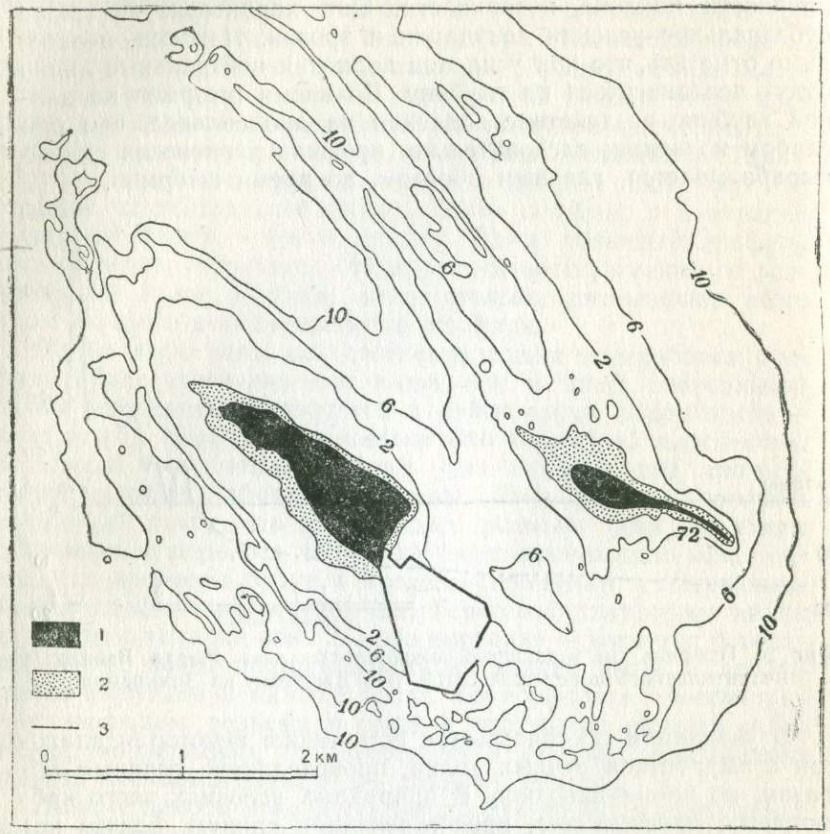


Фиг 26. Профиль дна у западной оконечности о-ва Марта Вайнярд у Атлантического побережья США. (По Джонсону из Зенковича.)

В указанном обстоятельстве есть также некоторая аналогия с выработкой речных долин, происходящей, главным образом, во время паводков. В природных условиях часто наблюдается профиль дна, представляющий кривую, близко напоминающую ту, которая была описана выше. В качестве примера приведем кривую (фиг. 26) профиля дна Атлантического побережья США у о. Марта Вайнярд (по Джонсону).

Если береговая платформа не покрыта наносом, то, как показывает В. П. Зенкович, она приобретает выпуклый профиль. *Абразионный профиль равновесия* подводного склона будет иметь выпуклую форму и характеризоваться крайне постепенным возрастанием глубин по мере удаления от берега (фиг. 27). Этого второго случая Джонсон не предполагал. Следовательно, существует два типа профилей равновесия: первый — это профиль дна, покрытый наносом и имеющий вогнутую форму; второй — абразионный выпуклый профиль.

Нам нет необходимости подробнее излагать условия образования и формы профилей равновесия подводного склона. Существенно то, что во всех случаях образуется поверхность весьма ровная, но с пологими уклонами. Важное значение для нас имеет то обстоятельство, что профиль равновесия подвод-



Фиг. 27. Абразионная береговая платформа у о-ва Гельголанд (с выпуклым профилем).
1—суша; 2—береговая отмель; 3—изобары.

ного склона образует наклонную, а не горизонтальную поверхность. Эту поверхность — абразионный пенеплен — назовем *абразионно-аккумулятивным уровнем.*

Остановимся на размерах прибрежных подводных равнин и глубине их образования.

Размеры прибрежных подводных равнин. Теоретически рассуждая, подводные равнины, обладающие профилем равновесия, могут протягиваться вдоль берега на

неограниченное расстояние. Что же касается ширины такой равнины, измеряемой перпендикулярно берегу, то последняя ограничена.

Нижний край подобной равнины не может располагаться ниже той глубины, до которой проникает волнение. Эта глубина достигает 200 м. С другой стороны, подводная абразионная или абразионно-аккумулятивная равнина всегда сохраняет известный, хотя и незначительный, уклон. Учитывая последний, можно рассчитывать, на каком расстоянии от берега произойдет погружение равнины до 200-метровой изобаты. В. П. Зенкович принимает максимальную возможную ширину подводной равнины до 300 км при *постоянном уровне моря*. Но если учесть колебания последнего, то подводная равнина может стать неограниченно широкой.

До сих пор речь шла только о равнинах, обладающих профилем равновесия, выработанным абразией и морской аккумуляцией. Именно они представляют для нас наибольший интерес, так как образуются на определенной глубине в пределах сравнительно узкого вертикального промежутка.

Но в целом процессы, приводящие к выравниванию поверхности дна водоемов, более разнообразны, чем те, которые были описаны выше. Поэтому я пользуюсь здесь выражением «подводные равнины». Подводные равнины занимают еще более значительные площади, чем абразионно-аккумулятивный уровень в точном смысле этого слова. Будучи выведены движениями земной коры на дневную поверхность, подводные равнины могут, повидимому, образовать обширные пространства поверхности материков.

В. П. Зенкович различает следующие типы подводных равнин (1938):

1) предельные равнины морской аккумуляции,

2) мелководные аккумулятивные равнины отчлененных заливов,

3) трансгрессивные (аккумулятивно-денудационные) равнины.

4) абразионные равнины,

5) денудационные равнины.

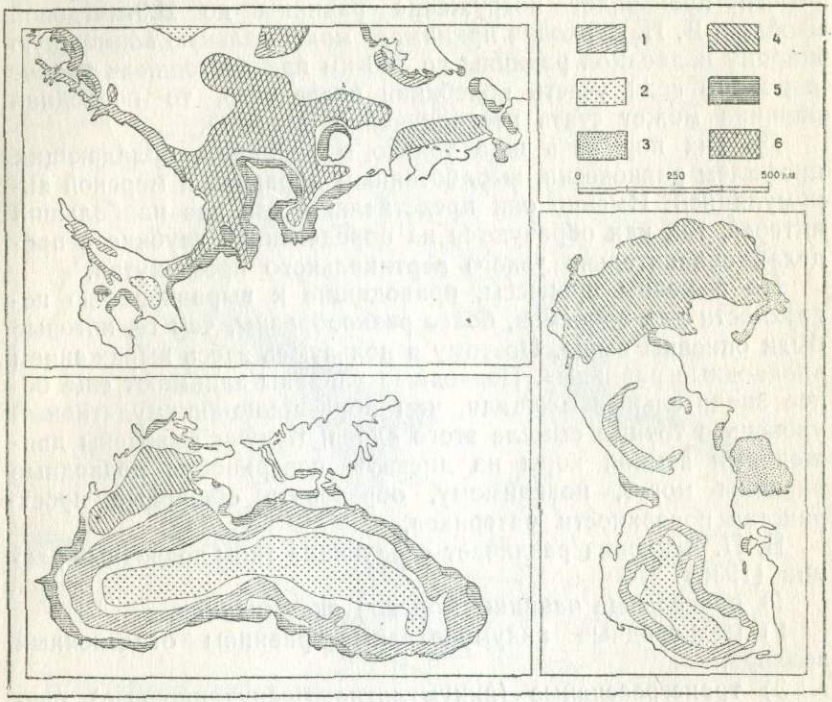
Из перечисленных типов подводных равнин третий и пятый типы равнины представляют наибольший интерес. Они не только образуются в мелководье, но и занимают наибольшие площади. Трансгрессивные равнины «располагаются на неустойчивых участках рельефа», которые испытывали несколько раз сменяющиеся погружение и поднятие... Неоднократно действовавшая абразия срезает все положительные элементы рельефа, а в понижениях, наоборот, отлагается толща осадков» (стр. 377). Временами эти равнины выходили на дневную поверхность и подвергались субаэральной денудации.

Подводные денудационные равнины образуются в резуль-

тате различных процессов денудации: размыва, растворения осадков и т. д.

На картах (фиг. 28)показано широкое распространение равнин различного типа на дне морей Советского Союза. Легко видеть, что особенно большие площади приходятся на равнины двух выделенных нами типов.

Представим себе, что эти равнины подняты и вошли в состав поверхности суши. Они займут пространства, соразмерные с пространствами эрозионных пенепленов. Будем в даль-



Фиг. 28. Подводные равнины Белого, Баренцова, Черного и Каспийского морей. (По В. П. Зенковичу.)

1—зоны крутых уклонов; 2—предельные равнины морской аккумуляции; 3—мелководные аккумулятивные равнины отчлененных заливов; 4—трансгрессивные (аккумулятивно-денудационные (равнины; 5—абразионные равнины; 6—денудационные равнины.

нейшем называть эти ровные пространства *абразионно-аккумулятивными* равнинами, хотя это название и не отражает полностью совокупность процессов подводного выравнивания рельефа.

Название, предложенное В. П. Зенковичем, «волновая база» для наших целей не вполне удобно. По отношению к эрозионным процессам термин «база» имеет смысл уровня, *к которому* стремится данная геоморфологическая поверхность, а не самую эту поверхность (например, уровень моря — базис

эрозии реки и т. д.). В этом смысле профиль равновесия прибрежной подводной равнины имеет два базиса или две базы — верхний — уровень водоема и нижний — изобату, до которой сверху распространяется волновое движение частиц воды.

Абразионно-аккумулятивный уровень и движения земной коры. Один из основоположников учения о морской абразии — Рихтгофен, а также Карпинский совершенно правильно предполагали, что абразия не может распространяться вширь неограниченно, если уровень моря не поднимается. Абразионный берег не может бесконечно передвигаться в глубь суши. Процесс расширения абразионно-аккумулятивной равнины будет затухать по мере того, как волны, проходя над все более и более расширяющимся мелководьем, теряют свою энергию. Таким образом, достигнута будет какая-то предельная ширина подводной равнины и предельно малый уклон поверхности последней, после чего дальнейшая морфологическая эволюция ее прекратится. Эта равнина будет иметь профиль равновесия. По терминологии Филиппсона — это профиль *абразионной терминанты*.

Соображения Карпинского и Рихтгофена совершенно правильны и основаны на признании полого восходящего профиля равнины. Джонсон, напротив, считал, что абразионная платформа горизонтальна, глубина ее ограничена 200-метровой изобатой, что, следовательно, материк может быть срезан абразией полностью и до уровня указанной изобаты даже при постоянном уровне моря.

Предположение Джонсона неверно, и расширение абразионно-аккумулятивной равнины имеет предел, потому что профиль ее не горизонтальный, а полого восходящий к уровню моря. Максимально возможное расширение платформы не может превысить цифры 300 км, по оценке Зенковича, при постоянном уровне водоема.

Тем более имеют значение изменения уровня моря. Поднятие уровня моря — вот тот добавочный фактор, который способен сообщить дополнительный импульс к расширению подводной равнины. Если учесть этот последний фактор, то расширение абразионно-аккумулятивной равнины, теоретически рассуждая, действительно достигнет неограниченных размеров.

Механизм трансгрессии может быть при этом различен (см. выше). Особенно большое значение имеют колебательные движения земной коры, которые, как мы видели в предыдущей главе, представляют главный фактор движения уровня водоемов. Таким образом, для возникновения больших абразионно-аккумулятивных равнин необходимо сочетание двух факторов: абразионно-аккумулятивного процесса и колебательных движений земной коры.

3. Заключение

Морская абразия и морская аккумуляция в условиях трансгрессирующего моря могут, как мы видим теперь, создавать обширные слабоволнистые наклонные пространства. Этот процесс развивается существенно иначе, чем процесс речной эрозии и денудации, и поэтому сравнение количественной роли их вряд ли возможно и целесообразно.

Позднее, когда исследователь научится различать оба вида почти-равнин, можно будет определить и размеры площадей, занимаемых каждой из них. В настоящее время следует только отметить, что значение абразионно-аккумулятивных поверхностей, повидимому, недооценивается. Последние несомненно занимают немалые площади суши.

Изучение абразионно-аккумулятивных поверхностей имеет неоценимое значение для изучения колебательных движений земной коры. Береговая линия и развившийся из нее абразионно-аккумулятивный уровень отвечали в момент своего возникновения горизонтальной поверхности моря или отличались от поверхности моря (абразионно-аккумулятивный уровень) на незначительную величину. Вследствие этого амплитуда и форма дальнейших деформаций абразионно-аккумулятивного уровня устанавливаются на основании их изучения, так сказать, в чистом виде.

Рельеф абразионно-аккумулятивного уровня непосредственно фиксирует воздействие колебательных движений земной коры на формы поверхности Земли. Эту особенность абразионно-аккумулятивного уровня я неоднократно указывал и выше. В ней заключается исключительный интерес изучения абразионно-аккумулятивного уровня, с общетеоретической точки зрения, как поверхности рельефа, фиксирующей взаимодействие эндогенных и экзогенных сил.

Нельзя в этой связи не привести следующую мысль Карпинского: «Другими словами, мы можем, не боясь больших погрешностей, береговую линию бывших в России морских бассейнов принять за нулевую горизонталь или изогипсу» (стр. 77).

Вот это-то первоначальное свойство береговых линий и абразионно-аккумулятивных уровней и представляет исключительный интерес для каждого геоморфолога, поставившего себе задачей изучение развития рельефа в связи с колебаниями земной коры.

Абразионно-аккумулятивный уровень мы пытались осветить с двух сторон — как *пассивное* отражение колебательных движений земной коры (см. «Уровень водоемов и изменение рельефа Земли») и как *активное* преобразование земной поверхности абразией и морской аккумуляцией (см. «Абразионно-аккумулятивный уровень»).

Заканчивая эту главу, я хочу подчеркнуть, что она служит как бы переходом от тематики II части к тематике III части книги, от изучения геоморфологического проявления *эндогенного* фактора к изучению геоморфологического проявления *экзогенного* фактора.

Глава VIII. ДЕНУДАЦИОННЫЙ УРОВЕНЬ

Мы пришли к заключению относительно большого значения понятия абразионно-аккумулятивного уровня для решения основных проблем геоморфологической науки. Это заключение определяется двумя обстоятельствами: 1) абразионно-аккумулятивный фактор является мощным фактором преобразования рельефа и 2) абразионно-аккумулятивный уровень образуется в весьма тесном соотношении с уровнем океана, вследствие чего амплитуда и характер деформаций этого уровня читаются *непосредственно* по его высоте и форме.

Теперь необходимо перейти к анализу *эрозионно-аккумулятивного* или *денудационного уровня*. В моем понимании он является синонимом пенеплена. Но я предпочитаю не выносить последнее наименование в заголовок, так как относительно термина пенеплен имеется порядочная путаница взглядов. Эта глава разделяется на две части. В первой разбирается образование *профиля* денудационного уровня. Вторая часть посвящена проблеме пенеплена.

1. Профиль реки

Профиль абразионно-аккумулятивного уровня — профиль равновесия этого уровня (см. главу II). Совершенно так же и денудационный уровень рассматривается как некоторая зрелая поверхность, а ее профиль — профиль равновесия денудационного уровня. Главным содержанием ближайших страниц является освещение вопроса об эрозионном профиле равновесия.

Такая постановка вопроса отвечает методу изложения, принятому в этой книге. Этот метод заключается в анализе столкновения эндогенных и экзогенных процессов, направленных по вертикали к поверхности Земли. Исходя из этой позиции, и целесообразно рассматривать вертикальную составляющую эрозионного процесса как вертикальный разрез денудационного уровня, которым является профиль равновесия реки.

Я должен обратить внимание на главные (не все) понятия о профиле равновесия реки. Представление о нем насчитывает свыше трехсот лет своего существования.

История вопроса. Понятие о профиле равновесия введено в науку итальянскими гидравликами эпохи Возрож-

дения. Первые из них по времени — Галилей и Гугliель, установившие вогнутый характер продольного профиля русла реки.

Гугliель в 1597 г. вывел пять закономерностей речного русла, из которых первая гласит: течение изменяет форму русла как путем эрозии, так и путем отложения наноса до тех пор, пока не устанавливается *равновесие* между силой и сопротивлением. Пятый пункт устанавливает, что течение старается придать руслу форму вогнутой кривой.

К тем же выводам пришел в 1841 г. Сюррель. Он говорит о *предельном* профиле реки, при котором устанавливается *равновесие,* когда река еще в состоянии переносить твердый нанос, но уже не в силах углублять свое ложе.

Представление о профиле равновесия уточнено швейцарцем Доссом в 1872 г., а представление о базисе эрозии — Поуэлем в 1875 г. Таким образом, кристаллизация учения о продольном профиле реки имеет около 70 лет давности.

В последующие годы эти представления уточняют, главным образом, Филиппсон, А. Пенк и Геттнер. Югославский географ П. С. Иованович посвящает профилю реки обширное исследование. Советские исследователи делают ряд ценных дополнений.

Основные представления. По Доссу изменение профиля реки продолжается до тех пор, пока эрозионная сила не уменьшается настолько, что становится равной сопротивлению ложа. Эту форму профиля Досс назвал предельной, или формой равновесия.

Три года спустя (1857 г.) Д. Поуэль называет *базисным уровнем* такие профили реки, которые практически перестают снижаться.

«Мы можем рассматривать, —писал Поуэль, — *уровень моря как обширный базисный уровень, ниже которого эрозия суши невозможна;* но мы имеем также... и другие базисные уровни эрозии, которыми являются уровни дна главных рек, которые удаляют продукты эрозии... То, что я назвал базисным уровнем, является в действительности воображаемой поверхностью, слабо наклоненной во всех ее частях к нижнему концу главного потока, дренирующего область, через которую этот уровень распространяется, меняя свой уклон в направлении, определяемом притоками... Там, где поток пересекает породы, из которых одни твердые, а другие мягкие, твердые образуют серии временных плотин... и, таким образом, мы имеем серию базисных уровней эрозии, ниже которой породы по обе стороны от реки... не могут быть размыты» (1875, стр. 203—204).

Девис справедливо указывал, что термин базисный уровень понимается Поуэлем трояко: как уровень моря, как некая предельная эрозионная поверхность и как поверхность, совпадающая с местными базисами эрозии.

Затем наступает период времени, когда уточнением вопроса о профиле реки занимаются, главным образом, германские исследователи — Филиппсон, А. Пенк и Геттнер.

Филиппсон в 1887 г. писал, что река совершает глубинную эрозию только до определенного момента, пока ею еще не выработан профиль равновесия, являющийся «эрозионной терминантой». Выработка профиля эрозионной терминанты и составляет конечную цель речной эрозии, после чего последняя перестает действовать и в дальнейшем профиль реки уже не изменяется. Это положение Филиппсона было впоследствии отвергнуто. Да и раньше, начиная с Галилея, считалось, что эрозия реки в конце эрозионного цикла, хотя постепенно и ослабевает, полностью не прекращается до тех пор, пока падение реки не уменьшается до предела, определяемого самой возможностью течения реки. Однако Филиппсон утверждал иное:

«Наконец, достигается уровень, при котором стачивание (дна.— *К. М.*) в единицу времени является столь малым, что мы можем им полностью пренебречь... Если, теоретически рассуждая, эрозия никогда и не достигнет состояния покоя, практически можно говорить про уровень прекращения эрозии, на котором в бесконечно большой промежуток времени эрозия удаляет бесконечно малую массу» (породы. — *К. М.*, стр. 71).

Судя по этой цитате, своему пониманию эрозионной терминанты Филиппсон не придает строго принципиального значения, сам оговаривая это. Однако в таком случае, в статье, носившей чисто теоретический характер, незачем было и выступать с двойственной формулировкой. В дальнейшем она могла вызвать, и действительно вызвала, путаницу в понимании эрозионных явлений.

Второе, также неудачное, утверждение Филиппсона — о закономерной математической форме кривой равновесия реки. «Кривая еще математически не определена, — писал он, — но достижение этой цели не лежит за пределами возможного» (стр. 75). Между тем совершенно очевидно, что кривая равновесия будет всегда (и в различной степени) иметь неправильную и незакономерную форму, поскольку она является суммарным выражением целого ряда факторов, из которых многие не подчиняются какой-либо математической зависимости, как-то: пестрое строение коренного ложа реки, частота и водность притоков и т. д.

Напрасно ссылается Филиппсон на расчеты швейцарского инженера Кофера, определившего (!) длину радиуса кривой профиля равновесия Рейна в районе Боденского озера в 700 км.

Правильно и хорошо Филиппсон дает анализ неравномерностей изгибов продольного профиля реки. Он справедливо замечает, что эта форма определяется и изменением твердости слагающих пород, и характером притоков главной реки, и изменением расхода последней вниз по ее течению, и рядом других факторов. Вследствие этого *профиль равновесия* может быть как вогнутым, так и выпуклым и притом

всегда в какой-то степени — ступенчатым. Но в этом утверждении Филиппсон впадает в противоречие с собственным утверждением относительно математической формы кривой профиля. Таковы некоторые замечания по поводу взглядов Филиппсона.

Главные замечания относятся к понятию эрозионной терминанты. Даже после того как «углы профиля» сглажены, река продолжает углубляющую работу и, следовательно, изменяет свой профиль.

А. Пенк в 1889 г. писал следующее:

«В последние годы вновь укрепился взгляд, что долины рек являются созданием текучей воды. В то время как большое число геологов находилось в плену теорий разрывов и трещин, это воззрение выдвинули гидротехники и множество плодотворных наблюдений об эрозионном воздействии воды изложено в технических журналах» (стр. 91).

«Уровень равновесия реки не отвечает конечной эрозионной кривой, она не есть эрозионная терминанта. Последняя достигнута лишь тогда, когда сила воды стала столь незначительна, что она уже не в состоянии производить корродирующую или транспортирующую деятельность» (стр. 94).

Живая сила реки тратится на внутреннее и внешнее трение. Последнее особенно велико, поглощая почти всю энергию рек с падением менее 4‰ (4 м на 1 км). Следовательно,

«если река глубиной в 1 м вытекает из Центральной Азии к ближайшей точке берега, то она должна была бы понизиться на 10 000 м на протяжении своего течения, длиною в 2 500 км, чтобы иметь возможность производить заметную эрозию.

«В действительности же эродируют и реки с гораздо меньшим падением профиля, хотя она (эрозия. — *К. М.)* происходит лишь в отдельных точках. Но и их профиль — не эрозионная терминанта. Последняя достигается лишь при таком уменьшении падения, когда река перестает транспортировать даже тончайший материал. Но ведь это значит говорить о падении всего в 15—10 м и даже менее. Следовательно, реки, если только они работают достаточно долго, могут размыть внутреннюю часть материка почти до уровня моря» (стр. 97).

Русла рек служат местными базисами для денудации. Последняя осуществляется мелкими потоками, с минимальным падением, и вся страна, достигшая эрозионного предела, «в общем и целом... будет казаться выравненной, с колебанием высот всего до 50 м над у. м.».

Очень ясно та же мысль сформулирована в «Морфологии земной поверхности»: «Если достигнуто нормальное (равномерное. — *К. М.)* падение, то это ни в какой степени не означает остановки в деятельности реки». Эрозия продолжается, пока не образуется «кривая с совсем минимальным падением, которую и следует называть конечной целью речной деятельности» (т. 1, стр. 327 — 328).

Следует пояснить, в чем же заключается действительное отличие взглядов Филиппсона и Пенка.

Филиппсон рисует себе процесс так, что речная эрозия

довольно быстро сглаживает неровности своего продольного профиля, после чего образуется эрозионная терминанта. Эрозионная терминанта — это плавная кривая, но кривая, имеющая *большое* падение Тем не менее Филиппсон думал, что дальнейшего выполаживания кривой уже не происходит. Пенк, напротив, считает, что и после достижения плавной формы профиль реки продолжает снижаться, пока не достигнет совершенно ничтожных уклонов.

Нужно сказать, что оба географа представляли себе образование профиля равновесия реки таким образом, что происходит пятящаяся (регрессивная) эрозия, которая завоевывает все новые и новые отрезки профиля реки, постепенно продвигаясь от ее устья.

Против последнего взгляда возражал А. Геттнер. Он считает, что эволюция профиля реки происходит не из одной какой-либо точки (устья реки), а на всем протяжении профиля: «Река ведь должна эродировать всюду там, — писал он, — где наклон поверхности больше, чем уклон профиля равновесия, при котором масса воды реки как-раз в состоянии переносить донные или принесенные со стороны наносы» (стр. 34).

Таковы основные представления об эволюции профиля реки. Подчеркну некоторые вопросы, представляющие наибольший интерес.

1. Все исследователи согласны, повидимому, в том, что река с течением времени создает сравнительно плавный или выровненный продольный вертикальный профиль своего русла как путем эрозии дна, так и путем аккумуляции наноса на дне долины. Образование выровненного профиля — это, повидимому, один из самых общепризнанных пунктов эрозионной теории.

2. Одни утверждают, что плавный профиль реки и есть уже предельный профиль — эрозионная терминанта реки (Филиппсон). Более многочисленна другая группа исследователей, которая считает, что и после образования выровненного профиля река продолжает постепенно понижать его. С этой точки зрения можно различать два понятия: 1) выровненный (нормальный) профиль и 2) предельный профиль реки.

3. Для профиля равновесия реки большинство исследователей принимает известное равенство между «силой» (масса воды и ее скорость) и «сопротивлением» (количество и крупность наноса), в результате которого река перестает изнашивать коренное дно. В зависимости от расхождения взглядов состояние указанного выше равновесия относят или к нормальному или к предельному профилю реки.

4. Два разных взгляда высказано также на вопрос о том, как происходит образование профиля равновесия реки: снизу,

от устья реки, или же на всем протяжении ее профиля (Пенк, Филиппсон и Поуэль — Геттнер).

Необходимо сделать оговорку относительно одного ошибочного положения, привнесенного в понятие о профиле равновесия. Последний не отвечает какой-либо математической кривой, в частности не образует параболической кривой, хотя профиль равновесия весьма часто и, в особенности, в условиях умеренного климата напоминает параболу, или, лучше сказать, плавную вогнутую кривую. Но эта форма не является каноном. Основное свойство кривой равновесия — обеспечить равновесие «между силой и сопротивлением», и именно вследствие него кривые равновесия имеют в разных своих отрезках различную крутизну наклона и форму. Профиль равновесия может иметь и выпуклую форму. Ведь и дебит реки, и скорость течения, и количество наноса, и его крупность могут варьировать на протяжении течения реки, подчиняясь различным закономерностям, а потому и возникают их различные сочетания в различных точках течения реки.

В изданном незадолго до войны атласе Франции (Atlas de France) опубликованы продольные профили больших французских рек, а геоморфолог Клозье поместил разбор и объяснение указанных профилей. Основное — это неравномерность уклона, изломы профилей. И, тем не менее, эти профили являются профилями равновесия, так как именно подобного рода неравномерность профиля обеспечивает постепенность движения наноса и углубления русла реки. В одном случае излом вызван уменьшением наклона профиля после впадения крупного притока, когда дебит реки внезапно возрастает и она получает способность осуществлять перенос наноса при меньшем наклоне русла. Иногда, напротив, приток, будучи многоводнее главной реки, имеет более пологий профиль, чем последняя (Ивонна и Сена). Местами, после впадения притока, река приобретает более крутое падение — а именно в том случае, когда приток вносит в главную реку много взвешенного материала (Гаронна и ее приток р. Heсте) и т. д.

Таким образом, профиль равновесия может иметь неравномерный уклон, может быть ступенчатым, изломанным и т. д. (даже выпуклым). И если мы обнаруживаем неправильную форму профиля древних речных террас, мы не в праве еще сделать вывод о последующих (тектонических) искривлениях профиля террас и всего соответствующего участка земной коры. Необходимо в каждом отдельном случае проделать внимательный анализ профиля террас и установить, какие неровности являются нормальными для профиля равновесия данной реки, а какие из них (и есть ли они вообще) отражают последующие движения земной коры.

В качестве образца подобного исследования укажу на ра-

боты Зергеля, посвященные анализу террас в верховьях рек Везер и Эльба. Автору их потребовалось проанализировать двадцать восемь различных рабочих гипотез образования этих террас, прежде чем оказалось возможным установить, что террасы упомянутых рек разделяются на две системы — «дотектоническую» и «послетектоническую», причем первые дислоцированы относительно вторых. И именно данные Зергеля с большим ограничением и осторожностью позволяют принять его собственное определение террас как «истинного барометра тектонических движений».

Новейшее исследование по вопросу о речной эрозии, интересное во многих отношениях, принадлежит Р. Е. Хортону. Это исследование сочетает органическую черту американской школы — ее дедуктивный подход — с приемами количественного математического анализа эрозионных явлений. Это, конечно, многообещающее сочетание.

Заметим, однако, что основной для нас вывод Хортона, рисующего разрез эрозионно-денудационного уровня как вогнутую параболическую кривую (базальную поверхность), не изменяет сказанного выше по существу.

В Советском Союзе исследование профилей ряда рек произвел за годы войны Г. И. Горецкий. Он проследил продольный современный профиль р. Чусовой и ее террас на протяжении около 600 км вниз по течению и пришел к выводу, что продольный профиль р. Чусовой хотя и характеризуется перегибами своего уклона, все же формировался (на протяжении последних 20 тысяч лет) без участия орогенических или эпейрогенических движений. Отзвуки последних не обнаруживаются даже в тех местах, где Чусовая сечет вкрест простирания геологические структуры (Уфалейский кряж, Киргишанский увал).

Изменение продольного профиля Чусовой объясняется действием других причин: влиянием крупных притоков Чусовой, больших меандр, различием залегания пересекаемых рекой пластов, местным подпором паводковых вод и т. д.

Профили террас Чусовой вниз по течению расходятся (дивергируют), что объясняется понижением базиса эрозии Чусовой — уровня р. Камы (ее врезанием). Это врезание достигло общей величины 15,5 м, а за последние 20 000 лет — 2,4 м, что составляет понижение базиса эрозии на 1,2 см в столетие.

Базис эрозии. Примем условно, что базисом реки является точка сочленения последней с уровнем моря. Будем называть этот базис *нижним базисом* эрозии реки [1].

Где следует помещать базис эрозии реки, раз у всех рек

[1] Избегая таких определений, как главный базис и тем более абсолютный базис эрозии.

без исключения наблюдается опускание дна реки под уровень океана (моря) намного выше той точки, где река впадает в океан или море? Эта неясность вызвала дебаты в советской литературе, в связи с особенностями продольного профиля р. Волги, которому свойственны указанные выше черты (Православлев, Николаев и Поляков).

Ложе р. Роны опускается ниже уровня моря уже в 65 км выше устья реки, а ложе р. Гаронны в 180 км выше устья последней.

Клозье предлагает считать базисом эрозии такой пункт течения реки, в котором динамика реки затухает и сменяется динамикой волнового процесса и господством приливно-отливных течений. Например, вершины эстуариев французских рек лежат, с этой точки зрения, *выше базисов* эрозии самих рек.

С этой же точки зрения положение базиса эрозии будет со временем изменяться, даже когда неподвижен и данный участок земной коры и уровень океана (моря). Например, если река станет многоводнее (под влиянием ли климатических изменений, или искусственных мероприятий), ее режим сохранится на большем расстоянии в глубь эстуария, морского залива и т. д. и средний уклон реки уменьшится. Положение базиса эрозии изменится также по мере накопления или удаления рыхлых наносов. Для эстуариев рек Франции это явление может вызвать изменения базиса эрозии по высоте на 30 м.

Башин идет еще дальше. Он рассуждает следующим образом. За нижнюю границу эрозии, которую называют также базисом эрозии, принимают обыкновенно уровень моря. Этому, однако, противоречит тот факт, что у всех больших рек, впадающих в океан, вблизи устья дно их ложа лежит глубже морского уровня. До тех пор, пока вода сохраняет течение, она эродирует, и даже на дне моря может иметь место эрозионная работа течений. Правда, мы не знаем нижнюю границу эрозии, но нет оснований для предположения, что она представляет собой уровенную поверхность моря. «С гораздо большим вероятием должно обозначать наиболее глубокую часть дна как низший эрозионный базис».

Вопрос о базисах эрозии реки, оказывается, таким образом, весьма сложным. Следует, во-первых, различать некоторую точку, лежащую близ устья реки, которая является *нижним базисом* эрозии реки. Положение этой точки может быть весьма неопределенным, как мы видели выше. Затем следует различать *местные* базисы эрозии. Как видно было выше, последние входят как органическая составная часть и в профиль равновесия реки и не являются признаком невыработанного профиля реки.

Работы советских исследователей. П. А. Православлев обратил внимание на то, что дно р. Волги опу-

скается до — 64 м ниже уровня океана, или, иначе говоря, лежит на 38 м ниже уровня Каспия. Создается впечатление, что долина Волги в нижнем течении затоплена. Так именно и понял указанное соотношение Православлев. «Русло Волги, — писал он, — выработано при условиях более низкого положения базиса эрозии» (т. е. уровня Каспия). Однако этот взгляд критически рассмотрели Н. И. Николаев и Б. В. Поляков (счастливое сочетание усилий геоморфолога и гидролога). Они отметили, что подобное же явление «затопленных» устьев долин широко распространено в природе и выражено у рек, приуроченных к различным образом развивающимся участкам земной коры. Указанное явление можно видеть у множества рек Франции (см. выше), Англии; оно же констатировано для Дона, Урала, Терека, Сыр-дарьи, Амударьи.

Надо иметь в виду, что Волга отлагает такое большое количество аллювия, которое способно заполнить переуглубленный участок ее течения в 41,5 года, т. е. за отрезок времени, в течение которого он заведомо не мог образоваться прогибанием земной коры. Тот перегиб профиля Волги, который наводит нас на мысль о неуравновешенности ее профиля, гораздо естественнее объяснить именно состоянием равновесия. Или, как пишут упомянутые два автора, «эти особенности в очертании продольного профиля обязаны своим происхождением, главным образом, гидрологическому режиму, с которым они находятся в полном соответствии» (стр. 259).

Второй пример, кратко упомянутый выше, иллюстрирует изучение *местных* базисов эрозии реки.

Г. И. Горецкий изучил профиль р. Чусовой и констатирует следующие величины уклона профиля Чусовой (табл., стр. 174).

Просматривая цифры уклонов, можно видеть, что на фоне постепенного их уменьшения книзу, характеризующего вогнутость кривой, наблюдается дважды резкое уменьшение уклона: ниже 565 км и ниже 421,5 км. Эти изломы профиля суть местные базисы эрозии р. Чусовой. Колебания уклона здесь и в других точках обусловлены: 1) литологической сменой состава коренных пород — в зонах пород легко размываемых уклоны профиля уменьшаются; 2) влиянием притока р. Чусовой; 3) большими излучинами; 4) пересечением рекой пород в различных направлениях по отношению к простиранию и падению пластов и т. д. Всего Г. И. Горецкий различает 8 причин, создающих перегибы профиля, или местные базисы эрозии р. Чусовой.

Разнообразие последних делает целесообразным классифицировать местные базисы эрозии в зависимости от создающих их факторов, причем следует иметь в виду, что последние часто являются созданием самой реки. Такими местными базисами эрозии реки являются перепады, создаваемые

№ п/п	Название пунктов в начале и в конце отрезка	Расстояние от устья в конце отрезка (км)	Уклон в метрах на км
1	Ст. Левшино—цементный завод	35,0	0,069
2	р. Шалашная	82,5	0,103
3	„ Бурсун	177,5	0,184
4	г. Чусовой	192,5	0,363
5	р. Кумыш	257,5	0,394
6	„ Сылвица	290,0	0,392
7	дер. Зимняк	315,0	0,354
8	„ Пермяково	367,5	0,367
9	„ Сулем	421,5	0,505
10	„ Демидова-Утка	506,0	0,433
11	„ Кузино	553,5	0,313
12	565-й км (граница выходов силура) . . .	565,0	0,385
13	р. Ревда	623,0	0,393

самой рекой и притом в одних и тех же точках ее течения.

Из всего изложенного следует заключить, сколь осторожно и вдумчиво надо трактовать различные перегибы в продольном профиле реки как результат вертикальных движений земной коры. Множество случаев может быть объяснено без допущения движений подобного рода.

Второе, не менее важное обстоятельство заключается в том, что нижний базис эрозии реки совсем не определяет фактический ход эрозии на протяжении всей речной долины. Последняя зависит от уклонов реки, массы воды, характера наноса, сопротивляемости ложа размыванию, — словом, от факторов, характеризующих процесс *в данной конкретной точке русла* и в ближайших к ней точках, лежащих выше и ниже по течению. Нижний базис эрозии реки является базисом реки лишь в потенции, как некий уровень, ниже которого река углубиться не может. Однако, так как мы почти всегда имеем дело с реками, обладающими более или менее значительным уклоном, значение главного базиса эрозии реки фактически остается нереальным.

В. А. Дементьев отметил, что главное значение в развитии профиля долины и ее террас имеют движения земной коры, увеличивающие или уменьшающие уклон русла. Опускания базиса эрозии, вызванные теми же или иными причинами, способны в одних случаях вызвать эрозию, в других — аккумуляцию в нижних отрезках речных долин.

Совершенно прав также П. С. Макеев, который сомневается, влияют ли колебания базиса эрозии на изменение профиля реки.

Представления С. П. Иовановича. Крупнейшее исследование о продольных профилях рек принадлежит югославскому географу С. П. Иовановичу. Сложное, интересное по выводам и во многих отношениях спорное, оно заслуживает того, чтобы на нем специально остановиться.

Это подчеркивает редактор книги Эмм. де Мартонн. «Речь идет о наиболее проникновенном исследовании, посвященном продольным профилям рек», — пишет он (стр. V). Автор также считает, что он разрешает крупную задачу.

Этот труд, — пишет Иованович, — «представляет собой попытку найти новые методы для анализа и сравнения продольных профилей рек, позволяющие углубить изучение их форм и их генезиса и придать этим методам наибольшую возможную точность.

«...Мне представлялись также освещенными некоторые принципы речной эрозии и эволюции продольных профилей рек, открывающие новые перспективы, заставляющие корректировать до сих пор принятые концепции и принципы» (стр. IX).

«Между тем создается впечатление, что им до сих пор не уделялось достаточного внимания. Продольные профили чаще всего изображаются лишь схематическим образом. Их форма поясняется поверхностно, некоторые характеристики выводятся из общеизвестных принципов речной эрозии» (стр. 1).

По мысли автора форма профиля выражает влияние многих факторов: 1) стока реки; 2) положения базиса эрозии; 3) геологической структуры; 4) растительности; 5) времени.

Цель генетического анализа — установить долю участия каждого из указанных факторов в образовании особенностей профиля и выразить ее численно. А путь для разрешения поставленной задачи заключается в последовательном анализе роли каждого фактора в отдельности.

Надо определить, какова будет форма профиля, образованного под влиянием одного такого фактора — *главного* (как пишет автор) — стока. Построив такой профиль, сравнивая его с фактическим профилем реки, мы установим степень различия обоих профилей. Анализ реальных различий профилей позволит решить, какими факторами и в какой степени эти различия обусловлены.

Итак, путь автора — аналитический, обычный путь раскрытия сложных зависимостей.

Начинать надо со стока, так как *профиль равновесия* реки тем и характеризуется, что форма его отвечает условиям

стока и образуется, «если сток воздействует один в течение неограниченного времени, в то время как остальные факторы бездействуют, или воздействуют одинаково слабо на протяжении всего профиля. Следовательно, профиль равновесия соответствует (sera tout à fait conforme) действию стока».

Величину стока автор (стр. 42) определяет по эмпирической формуле М. Пардэ и по ряду других формул. Укажем лишь, что вычисления его весьма кропотливы: нужно вычислить предварительно для множества точек количество осадков, коэфициент стока, нужно знать площадь бассейна и т. д. Суть излагается автором на двадцати страницах и заключается в том, чтобы найти формулы, устанавливающие численные соотношения между величиной стока и наклоном профиля реки. Полная взаимообусловленность этих величин признается за признак того, что профиль представляет собой профиль равновесия (см. выше). Автор привлекает множество эмпирических формул. Эмпирический характер формул уже сам по себе, мне думается, ограничивает их применимость в различных районах. Можно ли основывать на них *универсальные* зависимости? Выбор автором отдельных величин произволен. В результате проделанной «долгой и тягостной» (по собственному выражению Иовановича) работы автор составляет таблицу, которая выражает *наклон профиля равновесия в зависимости от величины стока для некоторого отвлеченного случая*. Из этой таблицы видно, что по мере увеличения стока наклон профиля равновесия должен уменьшаться. И если при стоке = 0,1 0,1 м³/сек, уклон профиля равновесия составит около 0,000035, то при стоке = 2 000 м³/сек. уклон уменьшится до 0, 000000027. Это *идеальный абсолютный профиль равновесия*.

Например, сток р. Вардар в устье равен 157 м³/сек., а на 0,1 длины от устья он составляет 154,8 м³/сек.; следовательно, в среднем для указанного участка сток равен 155,9 м³/сек. По таблице легко находим для данной величины стока уклон идеального профиля равновесия, равный $\frac{0{,}1318^1}{10^6}$.

Найти причину отличия уклона реального профиля р. Вардар от уклона идеального профиля равновесия на этом участке и представляет задачу дальнейшего генетического анализа. Сравнение обоих профилей будет заключаться в сравнении специальных показателей («высоты», «уклона», «площади»), причем *идеальный профиль равновесия принимается за основной профиль*, показатель которого равен 1.

Все данные относятся не к произвольно выбранному, а к этому *абсолютному* эталону. В трех таблицах автор дает эти

---

[1] Уклон мал и для удобства всюду выражается автором указанным способом.

величины для профилей трех югославских рек — р. Вардар, р. Тимок и р. Морава. Из сравнения приведенных цифр автор делает важные выводы: 1) профили всех трех рек не представляют собой идеальных профилей равновесия; 2) профили всех трех рек конформны (сходны) с их же идеальными профилями равновесия.

Автор затем рассуждает следующим образом. Эрозия будет протекать скорее там, где уклон профиля больше, т. е. где скорость потока больше; перегибы будут стачиваться рекой, поэтому уклон профиля будет делаться сравнительно однообразным, выражаясь в отдельных точках одним и тем же показателем высоты. Это будет означать, что наш профиль стал профилем *равновесия,* конформным по отношению к идеальному профилю равновесия.

Выравниванию профиля способствует снос продуктов размыва вниз по течению и замедление, вследствие этого, эрозии именно там, где уклон потока обычно меньше и т. д.

Иованович на примере р. Вардар описывает самый процесс генетического анализа.

Прежде всего надо построить теоретический профиль реки, зависящий *только* от стока. Такой профиль должен быть сходным с *идеальным* профилем равновесия. Его можно назвать *профилем стока.* Этот профиль сравнивается с реальным профилем реки. Устанавливается степень их сходства. Степень сходства выражается отношением высот соответствующих точек обоих профилей. В идеале отношение равно 1. Для Вардара оно колеблется в пределах 0,750—1,540, т. е. в пределах от—0,25% до +54%, а в среднем для 10 точек от +18,9% до —10,1%; наконец, в среднем для всего профиля конкордантность составляет +85%. Значит, *форма профиля обусловлена, главным образом, стоком.* Различие же обоих профилей обусловлено воздействием и других—геоморфологических—факторов: геологического строения, тектонических движений, изменения климата.

Несколько интересных замечаний касаются, например, влияния изменений климата на сток, на перехваты, врезание реки в породы иного состава (проницаемые породы и т. д.).

Увеличение стока стремится создать профиль сравнительно мало вогнутый, плоский, а уменьшение стока создает более резко вогнутый профиль. Если изменение стока вызвано изменением климата, его можно уловить на протяжении всей реки и отличить от влияния таких факторов, как перехваты и т. д., отражающиеся на форме определенной части профиля. Автор приводит такой расчет. Пусть река перехватила верховья своей соседки. Допустим, что ее сток равнялся у точки перехвата 0,5 м³/сек., а в устье — 140 м³/сек. «Перехваченные» верховья имели сток в 4 м³/сек. Тогда наша река увеличит свои расходы соответственно до 4,5 м³/сек. и

144 м³/сек. Расчет показывает, что профиль равновесия, приспособленный к новым условиям стока, будет иметь в верховьях уклон в 5,7 раза меньший, а в нижней половине в 1,025 раза меньший, чем имел бы старый профиль равновесия реки.

Основные понятия, которые вводит Иованович:

Во-первых, он говорит об *абсолютном идеальном профиле равновесия* — понятии отвлеченном. Это профиль, форма которого зависит только от стока и приспособлена к условиям стока. Абсолютный идеальный профиль построен для некоторой отвлеченной гаммы точек. Каждой следующей точке отвечают: 1) увеличения объема стока и 2) уменьшения угла наклона профиля. Сумма точек достаточно велика, чтобы при анализе главных конкретных случаев мы могли, как в таблице логарифмов, подобрать нужную величину стока и связанную с ней величину наклона профиля. В указанном и заключается смысл понятия «абсолютного идеального профиля» — служить основой для решения конкретных случаев [1].

Второе понятие — *идеальный профиль равновесия* (названный так в отличие от абсолютного идеального профиля). Этот профиль строится совершенно так же, как и первый, но, в отличие от первого, для конкретных точек величин стока данной реки. Чтобы построить такой профиль, необходимо обладать данными о величинах стока и углах падений профиля.

Смысл вычисления абсолютного идеального профиля тот, что без него нельзя построить идеального профиля. Цель построения идеального профиля та, что, сличая с ним конкретный профиль реки, определяют, «сколько» эрозионной работы у реки еще впереди.

Следующее понятие — *профиль стока*. Это профиль, форма которого обусловлена также условиями стока, но за определенный отрезок времени. Он еще не успел стать профилем равновесия. Неправильности профиля, обусловленные пестротой геологического строения, местными тектоническими движениями и пр., здесь «сняты».

Но профиль равновесия вырабатывается и под влиянием стока и под влиянием геологического строения, усложняющего его форму. Такой профиль назван *приближенным профилем равновесия,* — это четвертый тип профиля.

Таким образом, каждый последующий профиль учитывает взаимодействие все большего числа факторов.

Наконец, пятый профиль — *реальный современный* профиль реки.

Из сказанного видно, что автор рисует себе эволюцию профиля реки распадающейся как бы на два этапа; сначала

---

[1] В книге Иовановича абсолютный идеальный профиль вычислен для 84 величин стока — от 0,1 м³/сек. до 2 000 м³/сек.

река стирает все мелкие неровности профиля, зависящие от факторов, посторонних стоку; затем профиль реки, принявший уже форму плавной кривой, постепенно снижается, приближаясь к идеальному профилю реки. Следовательно, конкретный профиль может уже в той или иной *степени* получить сходство с профилем стока. Степень схожести формы этих двух профилей можно выразить численно, сравнив, насколько отличаются друг от друга их показатели высоты, или «коэфициенты конкордантности».

Вот конкретный пример (фиг. 29).

Для р. Вардар коэфициенты конкордантности колеблются в пределах от 0,750 до 1,540, т. е. реальный профиль располагается то ниже, то выше профиля стока, и эти отступления от высоты профиля стока колеблются в пределах от +0,54 (или +54%) до —0,25 (или —25%); среднее же из положительных отступлений составит +18,9% и среднее из отрицательных отступлений — 10,1%. В общем «степень конкордантности» (параллельности) двух профилей — около 85%.

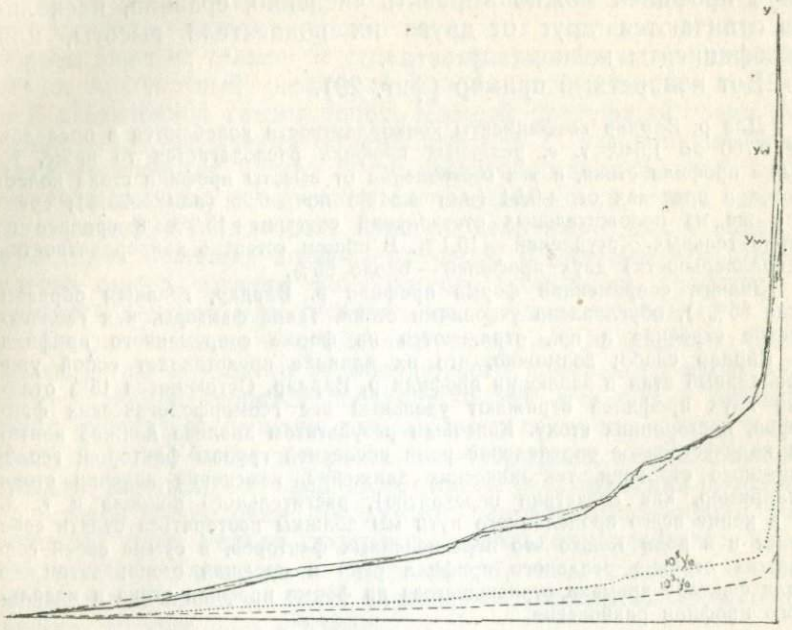
Значит, современная форма профиля р. Вардар, главным образом («на 85%»), обусловлена условиями стока. Такие факторы, как геологическое строение и пр., отражаются на форме современного профиля р. Вардар слабо; возможно, что их влияние представляет собой уже пройденный этап в эволюции профиля р. Вардар. Остающиеся 15% отличия двух профилей отражают удельный вес геоморфологических факторов, посторонних стоку. Конечным результатом анализа должно явиться количественное определение роли последней группы факторов: геологического строения, тектонических движений, изменения величин стока (например, как следствия перехватов), растительного покрова и т. д. И в конце всего проделанного пути мы должны постараться отдать себе отчет и в роли только что перечисленных факторов, в сумме своей создавших отличие реального профиля реки и профиля стока; затем — в роли фактора времени, отразившегося на форме профиля стока и идеального профиля равновесия.

Таковы основные соображения Иовановича. Прогрессивной их чертой является настойчивое желание уточнить представление о профиле реки. Некоторые понятия несомненно имеют интерес, как-то: реальный профиль, профиль стока, идеальный профиль равновесия реки. Точно так же надо приветствовать попытки количественно сравнить профиль. Значение представляют предлагаемые Иовановичем новые методы графического сравнения профилей. В конце книги дается ярко и точно составленная оценка различных толкований профиля равновесия, причем автор справедливо оценивает «нормальный» профиль лишь как этап к образованию предельного профиля реки и отрицает существенную роль нижнего базиса эрозии реки.

Все выше сказанное характеризует интересные особенности исследования. Но вряд ли автор нашел верный путь для количественной характеристики профилей рек. Вряд ли он нашел способ заглянуть в будущее реки, сравнивая современный и будущий идеальный профиль реки. Реальный профиль сопоставлен с серией других, из которых каждый

вычислен с учетом эмпирических формул, которые не могут быть взяты за основу для определения формы *обобщенных* профилей.

Русловой процесс и профиль реки. Легко убедиться, что есть два пути разработки для представления о профиле равновесия реки: это, с одной стороны, эмпирические



Фиг. 29. Продольные профили р. Вардар по Иовановичу.

y_0—идеальный профиль равновесия; y_w—профиль стока; y_e—приближенный профиль равновесия; y_m—профиль конформности; y—реальный современный профиль. Преувеличение вертикального масштаба в 200 раз, за исключением профиля стока и профиля конформности, для которых преувеличение составляет 200 000 раз.

данные о форме профиля и, с другой стороны — чистая дедукция. Американцы в своих построениях руководствовались почти исключительно вторым приемом; советские, французские и германские исследователи были в большей мере эмпириками, чем американцы.

Много есть в учении о профиле равновесия реки от инженерной науки. Эта окраска свойственна была уже великим инженерам-гидравликам эпохи Возрождения, но она чувствуется в работах французов XIX и XX столетий и у советских исследователей, соприкасающихся с огромными преобразованиями речных систем в нашей стране. Гидрология рек должна обогатить геоморфологию пониманием процесса, лежащего в основе образования профиля равновесия реки. Геоморфолог, если он предоставлен сам себе, вынужден огра-

ничиваться умозаключениями. Сближение путей обеих наук дало бы наилучшие результаты.

Русские гидрологи-речники много сделали для понимания руслового процесса, основного процесса в формировании предельного профиля реки. Особенно должны быть упомянуты в этой связи имена Лахтина и Лелявского.

М. А. Великанов дал освещение современных представлений о русловом потоке в его отношении к вопросам геоморфологии. Он иллюстрирует роль двух смежных дисциплин в разработке учения о профиле реки следующими словами: «Нормальный» профиль реки геоморфологов в виде плавно опускающейся кривой, суммарный, интегральный, сглаженный профиль, конечно, представляет некоторый интерес, но тот профиль, о котором мы читаем в работе Лахтина, — нечто совсем иное. При низких горизонтах по Лахтину имеется большой уклон на перекатах и малый на плесах, при высоких — наоборот. И эта обратимость уклонов играет, оказывается, большую роль во всех эрозионных процессах речного русла. Но мы говорим здесь об эрозионных процессах в малом масштабе протяжения и времени; геоморфологи же трактуют об эрозионных процессах на сотнях километров и в масштабе многих тысячелетий. Это опять-таки другая постановка вопроса».

Оценка позиций гидрологии и геоморфологии дана точная и меткая. Но, к сожалению, метод гидрологический и метод геоморфологический — диференциальный и интегральный, частный и общий — оперируют величинами столь разного порядка, что это затрудняет сопоставление результатов.

Может быть, поэтому именно гидрологи, касаясь самих геоморфологических явлений, излагают их как нечто *данное*, а не доказуемое тем анализом, который находится в собственных их руках. Возьмем, к примеру, «Гидрологию суши» М. А. Великанова. При характеристике эрозионных форм рельефа не дается анализа развития профиля реки. Например, «долина может быть определена как пониженная часть между смежными холмами и горами» (стр. 55). «Гипсометрическая структура материка такова, что наклоны его поверхности увеличиваются от океана в глубь материка, давая, таким образом, некоторую вогнутую кривую» (стр. 76). «Данное» в этих цитатах не превращается в доказуемое, хотя орудие доказательства находится в руках самих гидрологов.

Сочетание обоих методов могло бы дать колоссальный результат для изучения законов развития профиля реки. Теория руслового процесса должна сделать в этом отношении то же самое, что сделала *уже* теория волнового процесса для понимания абразионно-аккумулятивного профиля.

Гидрологи, возможно, недооценивают огромного значения

своих выводов для геоморфологии. Я не имею возможности полностью использовать теорию руслового потока для объяснения законов образования профиля рек. Но важно хотя бы показать, что даже давнишние положения классической гидрологии способны разъяснить много таких неясностей, вокруг которых и теперь еще происходит борьба умозрительных построений геоморфологов. В частности, мы в состоянии, основываясь на элементарных гидрологических законах, разъяснить следующие спорные для геоморфологов вопросы.

1. Происходит ли выработка продольного профиля путем регрессивной эрозии вверх от главного базиса реки, или одновременно на всем протяжении русла?

2. Существует ли такое состояние профиля (состояние равновесия), при котором река только переносит нанос, не будучи в состоянии эродировать, т. е. понижать профиль своего русла?

3. Как влияет изменение положения базиса эрозии на выработку продольного профиля реки?

Мне представляется, что эти столь мучительные для геоморфолога вопросы в достаточной мере уже разъясняют положения основоположников изучения речного русла — Фарга, Жирардона, Дюбуа, Лахтина, Лелявского [1].

Приведу некоторые из указанных положений, не претендуя на исчерпывающее освещение вопроса.

Первый закон Фарга гласит: максимальная глубина находится ниже по течению вершины кривой вогнутого берега; наибольший выступ отмели противоположного выпуклого берега находится непосредственно ниже по течению вершины выпуклой кривой. Прибавим к этому лишь то, что и глубина русла и отмели образуются одновременно и четкообразно на всем (или на значительном) протяжении русла реки.

Это простое положение (известное не только гидрологу, но и каждому наблюдавшему общие черты речного русла) разрешает спор между взглядами Геттнера — Иовановича и Филиппсона — Пенка — Девиса. Из положения Фарга следует, что профиль реки углубляется *одновременно* в разных точках русла, а не только от базиса эрозии путем регрессив-

---

[1] «Глубокая интуиция некоторых инженеров-строителей выправительных сооружений подсказывала им довольно верные, хотя и самые общие представления о динамических свойствах речного потока. Здесь на первое место надо поставить во Франции имена Фарга и Жирардона, а в России — Лелявского и Лахтина. Эти лица... чисто интуитивно создали основу динамики речного потока и ввели ряд ценных и плодотворных положений о поперечной циркуляции потока, о *связи между очертанием реки в плане и ее продольным профилем*»... — пишет М. А. Великанов (1946 г.).

«Без знания форм речных долин, иначе говоря, без соответственных разделов геоморфологии, мы обойтись безусловно не можем», — продолжает он (стр. 41).

ной эрозии; далее, что глубинная, боковая эрозия и аккумуляция протекают не последовательно во времени (как часто утверждают наши учебники), а одновременно.

Жирардон еще в 1894 г. указывал, что количество твердых частей, влекомых рекой, зависит от сопротивления размыву русла. Оно возрастает с возрастанием водности потока *и уклона профиля реки*. Это утверждение связывает явления эрозии, транспорта наноса и уклона русла. Из него следует, в частности, то, что при определенной величине уклона транспортирующая возможность реки может быть как раз достаточна для переноса речного наноса. Следовательно: 1) определение профиля равновесия, основанное на этом соотношении, правильно; 2) уклон, а не изменение нижнего базиса реки лимитирует эрозию.

В. Лахтин («О механизме речного русла») много занимался перекатами и плесами или, пользуясь языком геоморфологии, — местными базисами эрозии.

Приведу некоторые соображения этого основоположника русской гидрологии, например, описанный им пример профиля р. Днестра, состоящего из чередующихся местных базисов, создаваемых работой самой реки (стр. 21—22).

«Участок этой реки, — пишет Лахтин, — на 200 верст вниз от г. Могилева имеет средний уклон 0,000189, и если из всего протяжения этого участка выделить отдельно те части, которые расположены на закруглениях, и вычислить сумму соответствующих им падений отдельно, то полученный при этом средний уклон будет равен 0,000134, в то время как на прямых участках он получился равным 0,000252. В низкую воду закругления обладают, следовательно, и на Днестре слабым уклоном, меньшим против среднего его размера, в то время как прямые части, наоборот, имеют усиленный уклон. Но такое их распределение становится совершенно противоположным, как только от продольной профили низких вод мы перейдем к профили вод высоких. *На закруглениях*, которые, как указано выше, в меженное время имели уклон всего 0,000134, почему он и представлялся в виде плеса с тихим течением, теперь *уклон увеличивается до 0,000225 и вызывает усиленное движение высоких вод, а вместе с ним и ту большую глубину и устойчивое русло, на которое было указано выше. В то же время на прямых участках*, которые в меженное время отличались усиленным стоком и значительным течением, *при высокой воде*, наоборот, *уклон уменьшается до 0,000174 и оказывает настолько сильное ослабление энергии движения высоких вод, что вызывает отложение здесь засорений и образование мелководных перекатов*» (стр. 21—22) [1].

В этой цитате подчеркнуты строки, относящиеся к поведению Днестра при половодье, когда река производит главные преобразования русла. Что же мы видим? Профиль уровня Днестра ступенчатый, а вертикальный профиль дна русла Днестра — зигзагообразный. Выпуклины этих зигзагов представляют собой не что иное, как перекаты, создаваемые самой рекой. Это *местные базисы эрозии реки*. Их можно назвать фиксированными базисами, с той оговоркой, что

[1] Курсив мой. — *К. М.*

положение их не изменяется до тех пор, пока не изменилось положение извилин реки в плане.

Местные базисы реки — перекаты — достигают высоты нескольких метров. Так, Б. В. Поляков упоминает, что величина намыва наноса на Дону, на Моллановском перекате, за один только 1929 г. достигала 3,5 м. Это величина для профиля равнинной реки значительная.

Местные базисы эрозии — перекаты — создают местный перелом в режиме потока: во время паводка, как указывает Лахтин, ниже перекатов — свободное течение, углубление русла, выше переката — подпор, «засорение русла» и намыв переката. Следовательно, местные базисы эрозии существуют и оказывают влияние на выработку продольного профиля реки, притом одновременно в двух направлениях — вверх и вниз по течению. Из этого же вытекает, что ступенчатый (перекаты — плесы) профиль русла есть устойчивая форма профиля при наличии извилин русла в плане.

Именно такая форма продольного профиля необходима для того, чтобы обеспечить бесперебойное движение наноса, что является одним из признаков профиля равновесия реки (см. выше). Следовательно, ступенчатость профиля равновесия — явление закономерное.

В книге Лахтина, изданной свыше 50 лет назад, можно найти и другие данные, разрешающие споры геоморфологов. Например, устанавливается закономерное увеличение крупности наносов вместе с возрастанием уклона реки (стр. 55 и табл. IV) и т. д.

В решении задачи о колебаниях базиса эрозии реки большое значение имеет вопрос о подпоре, разработанный гидротехникой в связи с сооружением плотин. Приближенное решение этой задачи состоит в том, что при сооружении плотины (*поднятие* базиса эрозии) подпор распространяется вверх по реке на расстояние, определяемое прежде всего высотой подпора, уклоном и скоростью течения реки (а значит, и глубиной). По определенным формулам длина подпора, вызванная поднятием базиса реки, всегда может быть высчитана.

Например, при уклоне реки, равном 0,0003, глубине воды, равной 3 м и высоте подпора—1,5 м, длина подпертого участка реки составит около 16,6 км, а выше поднятие базиса реки сказываться уже не будет.

Количественную сторону явления мы здесь излагать, понятно, не можем. Для нас важна суть его, заключающаяся в том, что поднятие базиса эрозии реки распространяется вверх по ее течению не до верховьев реки, а на строго определенный отрезок течения вверх от точки поднятия базиса эрозии реки. У горной реки явление подпора дает себя чувствовать только на очень ограниченном отрезке, у равнинной реки — на более длинном отрезке. Во всяком случае совер-

шенно неправильны такие предположения, что работа горных рек Таджикистана будет испытывать изменения в связи с колебаниями уровня Аральского моря. Подобные предположения делались, и против них совершенно справедливо возражал Макеев. Неверно, конечно, что эрозия истоков Оки и истоков левых притоков Днепра различна оттого, что базис эрозии Волги ниже, чем базис эрозии Днепра (Жирмунский), что террасы Ловати образованы в связи с колебаниями уровня Балтики (Даниловский) и т. д. Таких преувеличений роли базиса эрозии множество, и они должны быть оставлены.

Что касается *понижения* базиса эрозии, то оно может вызвать как усиление, так и ослабление глубинной эрозии реки. Ослабление глубинной эрозии и даже повышение профиля реки произойдет в том случае, если поверхность, обнажившаяся в результате регрессии водоема, будет иметь столь малый уклон, что она расположится выше кривой равновесия реки (Прикаспийская низменность после регрессии Хвалынского моря?). Тогда река будет и вышележащий участок перерабатывать применительно к малому уклону ее нового нижнего отрезка. Она будет фактически подперта и станет аккумулировать, а не углублять русло. Лишь если при понижении базиса эрозии обнажится участок со сравнительно крутым падением поверхности, произойдет оживление эрозии, согласно, так сказать, с классической теорией.

Однако и в том и в другом случае после понижения базиса эрозии переработка продольного профиля будет протекать постепенно. В общем влияние колебаний базиса эрозии реки (нижнего) на работу реки и ограничено и разнозначаще. Этих обстоятельств не учитывают обычно наши руководства.

Я не буду продолжать разбора гидрологической литературы. Необходимо указать, что даже изложенного уже достаточно, чтобы устранить ряд спорных положений геоморфологов. А ведь вышеуказанные гидрологические работы публиковались как раз в годы горячих споров между Девисом, Филиппсоном, Пенком.

Заключение. 1. Следует различать три главных типа продольного профиля реки, отвечающие стадиям развития этого профиля:

а) невыровненный профиль,

б) выровненный профиль,

в) предельный профиль.

Выровненный профиль отвечает ближе всего нормальному профилю Пенка и профилю стока Иовановича; предельный профиль — эрозионной терминанте — идеальному профилю равновесия Иовановича.

2. Выровненный профиль и предельный профиль оба можно рассматривать как профили равновесия, понимая под

последними профиль с равномерно изменяющимся уклоном в направлении от истока к устью реки [1].

Но река продолжает эродировать, пока она не образует предельного профиля.

3. Эрозионная способность реки определяется уклоном русла, количеством и крупностью влекомого наноса, водностью и скоростью течения реки.

4. Следовательно, из геоморфологических факторов определяют величину эрозии уклон, или точнее уклоны, образуемые отрезками реки.

5. Поднятие нижнего базиса эрозии (уровня водоема) передается вверх по реке лишь на строго ограниченное расстояние, определяемое протяженностью подпора реки; выше последнего роль поднятия базиса в эрозионной работе реки сводится к нулю.

Колебание уровня моря теоретически может оказать влияние на эрозию вышележащего отрезка течения реки, но только путем регрессивной эрозии (а также аккумуляции); оно может вызвать как усиление аккумуляции, так и усиление эрозии выше по течению реки.

Реальное влияние колебаний нижнего базиса эрозии на эрозионную работу больших рек незначительно и не однозначно.

6. Профиль равновесия реки (выровненный профиль и предельный профиль) может иметь различную форму — как вогнутую (что характерно для рек с расходом воды, увеличивающимся вниз по течению), так и выпуклую. Ступенчатость профиля равновесия явление распространенное.

7. Профиль реки стремится к минимальному уклону, представляющему собой разрез денудационного уровня. Последний смыкается сверху с нижним базисом эрозии, так же как снизу к этому базису прижимается абразионно-аккумулятивный уровень.

8. Профиль реки — профиль денудационного уровня — формируется под влиянием нескольких факторов (§ 3), из которых только уклон представляет элемент, характеризующий рельеф. Следовательно, колебательные движения земной коры, отражаясь на уклоне поверхности, через него изменяют и эрозионную работу реки. Уклон профиля дна долины — *уклон денудационного уровня — отражает взаимодействие колебательных и эрозионных процессов.*

---

[1] Равновесие в механике означает такое состояние сил, которое или вызывает движение тела, или сообщает телу равномерное и прямолинейное движение. И то и другое определение равновесия не приложимо буквально к учению о профиле равновесия реки.

2. Денудационный уровень

Предельный профиль равновесия реки представляет разрез денудационного уровня. Он дает представление о рельефе последнего. Как показывает гипсографическая кривая, денудационные поверхности занимают большие площади суши на двух *разных* высотных ступенях. Последнее обстоятельство невольно приводит к мысли о влиянии колебательных движений земной коры на современное положение денудационного уровня.

Действительно, развитие поверхности этого типа неразрывно связано с колебательными движениями земной коры.

Историческая справка. Денудационная поверхность, как особый тип рельефа, была выделена одновременно в 1889 г. А. Пенком и Девисом. А. Пенк назвал выровненные поверхности *волнистыми равнинами* (Wellungsebene), а Девис предложил название *пенеплен* (peneplain), которое больше привилось. Сба автора рассматривали выровненные поверхности как поверхности, оставшиеся на месте более расчлененного рельефа, сниженного затем эрозией и денудацией. На этом основании Рихтгофен, а за ним Пенк (в 1895 г.) предложили другое название — *остаточных поверхностей,* которое тоже получило распространение в Германии и Австрии и приняло некоторую принципиальную окраску в результате длительной полемики между германскими и американскими геоморфологами, затрагивавшей сущность теории пенеплена.

Сравнительно ровные, но высокие пенепленизированные пространства гор навели на мысль о молодых поднятиях последних, и Девис начинает упоминать *поднятые пенеплены.* Вплоть до начала XX в. поднятие пенеплена представляет трудно объяснимый процесс, так как господствующая контракционная гипотеза признает опускание как основное направление движения поверхности литосферы (см. выше). По этому поводу Девис совершенно правильно возражал Зюссу, указывая на поднятые пенеплены. По мере развития магматического течения в геотектонике, — и поднятия земной коры, т. е. колебательные движения обоих знаков, начинают пользоваться общим признанием. В. Пенк (с 1919 г.) вводит эту геотектоническую идею в геоморфологию. Вместе с тем он значительно развивает представление о выровненных горных поверхностях.

«Наименование предельных и почти-предельных поверхностей субаэральной эрозии, —писал Девис, — требует хотя бы беглого рассмотрения. Мое личное предпочтение, обязанное, возможно, тому участию, которое я принимал в выборе названий, заключается в... осторожном употреблении слова «равнина» для эрозионных поверхностей, вследствие редкого нахождения признаков полного или предельного выравнивания, и в обычном употреблении слова «пенеплен», как названия почти предельной формы, развившейся в течение эрозионного цикла» (стр. 103).

Думаю, что и эта цитата и общеупотребительный характер выражения «пенеплен» — денудационный уровень — избавляет меня от необходимости более точной характеристики первоначального понимания этого термина. Однако генетическое разнообразие равнины и почти-равнины велико и не охватывается термином пенеплен. Необходимо определить место этого понятия в общей системе равнин различного генезиса.

Джонсон еще в 1916 г. стал различать геоморфологические уровни различного происхождения. Наше понятие «геоморфологический уровень» сходно с понятием «plan», которое предложил в 1916 г. Джонсон, не делая, однако, из своего предложения выводов теоретического характера. Джонсон хотел сказать, что термин «peneplain», введенный в 1889 г. Девисом, имел в виду только эрозионные равнины и почти-равнины. Но так как выровненные поверхности могут иметь различное происхождение, необходимо ввести для их обозначения другой термин, не получивший еще эрозионного оттенка. В качестве такого термина Джонсон предложил слово «plan».

Типы равнин. На территории СССР существует по крайней мере три генетических типа равнин: скульптурные, или эрозионно-тектонические, структурные и аккумулятивные равнины. Аккумулятивные равнины связаны с территориями, опускающимися относительно соседних районов. Можно также сказать, что для геосинклинальных областей характерны участки денудационных и аккумулятивных—реже структурных — равнин, всегда сравнительно ограниченные по площади, а для платформ не менее характерны структурные, денудационные и аккумулятивные равнины обширных размеров и неправильных очертаний.

Итак, основные типы равнин можно встретить и в геосинклинальных и в платформенных областях. Разница заключается в размерах, форме и высоте нахождения равнин и равнинных участков в области геосинклинали и в области платформ.

Примерами денудационной равнины (почти-равнины) могут служить южная и восточная части Европейской равнины, а в горах — сырты Тянь-шаня, Памира, денудационные поверхности Алтая.

Примеры структурных равнин (почти-равнин) — многие районы Востока Европейской равнины в Приволжской возвышенности и в Высоком Заволжье, Средне-Сибирская столовая равнина.

Наконец, аккумулятивными равнинами являются: Полесье, Ферганская межгорная равнина и т. д.

Нужно, конечно, иметь в виду условность этого, как и любого другого, классификационного признака: многие де-

нудационные равнины отражают черты геологической структуры и, наоборот, структурные равнины всегда более или менее расчленены эрозией, а поверхность их бывает срезана денудацией косо по отношению к плоскостям напластования. Примеров подобных переходов множество на Русской равнине. Точно так же почти невозможно найти пример более или менее обширной аккумулятивной равнины, не «тронутой» процессами эрозии и денудации.

Однако все три указанных типа равнины выражены, в общем, четко и представляют собой основные морфо-генетические категории равнинного рельефа.

А. Пенк противопоставлял скульптурные и структурные равнины. Первые он назвал «Schnitfläche», а вторые «Schichtfläche»; для первых характерно то, что топографическая поверхность лежит ниже геологической поверхности, для вторых — топографическая и геологическая поверхности совпадают. Можно добавить, что у третьей категории — аккумулятивных равнин — точно так же геологическая поверхность совпадает с поверхностью топографической. Ведь неровности аккумулятивного рельефа создаются первичными неровностями верхней поверхности геологического напластования, например, плаща аллювия и т. д.

Итак, существует несколько типов равнин. Разнообразие их зависит от направления и от амплитуды колебательных движений, следовательно, от приуроченности к различным геоструктурам. Но все многообразие этих генетических и морфологических типов объединяет *равнинность* — общая их черта. Она отражает такое соотношение между колебательными движениями земной коры и денудационно-аккумулятивными процессами, при котором последние, подчиняясь закону предельного профиля, оказываются в состоянии выровнять возвышенности и впадины, создаваемые колебательными движениями.

Энергия денудационного и *энергия* аккумулятивного процессов пробуждается колебательными движениями и пропорциональна интенсивности последних. Примерами могут служить срезанные денудационными поверхностями сложные тектонические структуры и заполненные «до краев» аккумулятивными толщами глубокие межгорные прогибы. В этом взаимодействии колебательных движений и денудационного процесса заключаются причины образования денудационного уровня всюду, где достигается пропорциональность воздействия обоих процессов на земную поверхность.

Равнинность представляет собой (наравне с гористостью) одну из двух основных генетических категорий рельефа, объединяющих равнины разных (трех основных) типов. Равнина, как мы ее здесь понимаем, — генетическое понятие.

Пенеплен (как его понимает Девис) — лишь один из трех основных типов равнины.

Определение равнины как генетической категории я иллюстрирую двумя примерами.

Почти-равнина Балтийского кристаллического щита. Поверхность Балтийского кристаллического щита, если рассматривать ее подробно, очень неровна. Но если отвлечься от мелких неровностей рельефа, обнаружится наличие выровненной поверхности, или, может быть, и нескольких выровненных поверхностей, расположенных с небольшими высотными интервалами.

Седергольм писал по поводу пенеплена Балтийского кристаллического щита следующее: часто считают, что пенеплен, развитый в средней и восточной частях Фенноскандии, нижнекембрийский. В действительности пенеплен моложе, хотя все же он очень древний. Что пенеплен моложе архея, видно из того обстоятельства, что он развит в каледонском горном сооружении (Скандинавском хребте). Следовательно, возраст пенеплена не старше конца палеозоя. В Северной Норвегии пенеплен срезает дислокации в юре и, следовательно, он не старше последних. Точно так же можно установить, что пенеплен моложе нефелиново-сиенитовых интрузий и эффузий, возраст которых — пермский. Далее имеются следы третичной пенепленизации.

Из этих фактов следует, что следы пенепленизации констатированы на Балтийском щите для различных отрезков времени, начиная с палеозоя, а может быть, и с архея. В сущности, мы можем предполагать, что результаты колебательных движений «гасились» на поверхности эрозионно-аккумулятивными процессами и поверхность щита сохраняла в течение почти всей геологической истории Земли характер пенеплена.

Столь устойчивые черты пенепленизации Балтийского кристаллического щита — следствие малых амплитуд и медленности колебательных движений земной коры; эрозионно-денудационные процессы оказывались в состоянии поддерживать почти непрерывно пенепленизацию рельефа.

В целом тип рельефа — пенеплен — отражает спокойное развитие этого участка литосферы, представляющего собой отчасти кристаллический щит, отчасти древнюю (каледонскую) геосинклинальную область. Здесь мы видим именно пенеплен как один из трех основных типов равнин, а два других типа — равнины, структурные и аккумулятивные — не имеют большого распространения.

Русская равнина. Равнинность Европейской части СССР привлекла внимание многих исследователей. А. П. Карпинский, а позднее Г. И. Танфильев пытались ее объяснить.

А. П. Карпинский совершенно верно объяснял это явление спокойной тектонической историей Русской равнины и развил свою, блестяще оправдавшуюся, теорию колебательных движений Русской равнины. Он отметил также, что равнинность является исконным свойством рельефа Европейской России, во всяком случае, с начала палеозоя, т. е. на протяжении полумиллиона лет. «К спокойным областям, очевидно, должна быть отнесена Европейская Россия на большей части ее громадного протяжения», — писал Карпинский. — «Страна наша в те минувшие геологические времена, которые мы в состоянии проследить, повидимому, никогда не возвышалась значительно над морским уровнем», — продолжал он (стр. 77).

В «Географии» Г. И. Танфильева имеется специальная небольшая глава, озаглавленная «Причины равнинности России» (т. I, стр. 198 — 200). Танфильев дает следующее объяснение равнинности:

«Первая причина равнинности кроется в весьма слабой нарушенности горизонтального залегания геологических пластов, из которых построена равнина. До 80-х годов вообще не было известно достоверных случаев, где бы эта горизонтальность была существенно нару-

шена, за исключением, конечно, кряжей близ окраины равнины... Однако, при общей равнинности, Россия могла бы иметь гораздо более расчлененный рельеф, если бы те же, в общем горизонтальные слои были более приподняты над уровнем моря. Тогда реки могли бы глубже врезаться в материк и создать большую разность в высоте водоразделов и долин. Слои, сохранившие в большей или меньшей степени свою горизонтальность, повидимому, однако, сколько-нибудь значительной высоты не достигали» (стр. 198, 199).

Итак, Танфильев думал, что есть две причины равнинности Европейской равнины: горизонтальность слоев и малая приподнятость последних. Но он не отмечает связи обоих явлений, которая состоит в спокойном, платформенного типа, развитии Русской равнины и свойственной платформам малой амплитуде колебательных движений земной коры.

Причиной равнинности Европейской части СССР является малая амплитуда колебательных движений. Благодаря ей эрозионно-аккумулятивные процессы оказывались в состоянии в течение всего периода времени, начиная с палеозоя, срезать образовавшиеся поднятия и заполнять аллювием прогибы.

Такова общая причина равнинности Европейской равнины. Что касается частных случаев, то причина диференциации равнины на три типа заключается в следующем.

Денудационный тип равнины можно рассматривать как наиболее отчетливое отражение незначительности амплитуд колебательных движений. Здесь уместно напомнить, что долинные врезы различного возраста (девонские, доюрские, домеловые, доледниковые и современные) совпадают нередко в одной горизонтальной плоскости. Это явление, на которое обращалось внимание в главе I части II книги, является также выражением равновесия между эрозионными и колебательными движениями.

Структурный тип равнины также выражает спокойное развитие платформы, как прямо, так и косвенно, посредством горизонтального залегания слоев осадочного покрова платформы. Горизонтальное залегание слоев само является результатом платформенного типа развития, но налагает здесь дополнительный отпечаток на равнинный рельеф через литологию пластов. Это выражается в стремлении отдельных участков поверхности расположиться послойно и в образовании уступов твердых пластов, т. е. в некоторой ступенчатости рельефа.

Аккумулятивные равнины главным образом аллювиальные. Они разбросаны по понижениям и, следовательно, выравнивают поверхность Русской равнины за счет заполнения этих понижений. Они есть равнины *аггрдации,* а денудационные равнины представляют собой равнины *деградации* по терминологии американцев. Оба процесса направлены к одной цели — выравниванию рельефа, образованию профиля равновесия последнего. Это достигается повышением профиля равнины в понижениях за счет аккумуляции и понижением профиля путем глубинной эрозии на повышениях.

Есть еще второй фактор, объясняющий образование аккумулятивных равнин — ледниковые воды. Аллювиальные пространства Русской равнины это, по преимуществу, флювиогляциальные плащи. Огромные размеры последних (Полесье, Мещера и т. д.) поражают еще более, если учесть, что вынос и отложение флювиогляциальных песков — дело очень короткого отрезка времени. Причина столь мощной аккумуляции — обилие вод флювиогляциальных потоков. Чем больше водность, тем меньше уклон, при котором возможен транспорт рекой наноса. Транспортирующие возможности наших рек, повидимому, оказались непропорционально малы по отношению к массе рыхлого ледникового материала, который ими перемывался. Результатом этого явилась мощная флювиогляциальная аккумуляция.

Флювиогляциальные наносы разнесены на большое расстояние и отложены в виде плоских плащей, так как многоводные реки стремятся к пологому профилю равновесия и сохраняют способность транспорта наносов в условиях малого падения.

Возможно, что в рельефе Русской равнины следует различать не только ступени эрозионно-денудационного рельефа. М. В. Пиотровский недавно показал, что Приволжская возвышенность между Сызранью и Камышиным образует два эрозионно-денудационных уровня, т. е. пенеплена: верхний на высоте 280—320 м и нижний на высоте 220—240 и менее метров, причем они оба разделены отчетливым уступом. В этой же работе даны прекрасные иллюстрации структурных особенностей этой, в основных чертах эрозионно-денудационной, равнины.

Горные денудационные поверхности. В горах наилучшим образом изучены выровненные поверхности Средней Азии. Они представляют характерную черту ландшафта Тянь-шаня, Памира, Джунгарского Алатау, Тибета и Каракорума, Алтая и Саян.

За последнее время были составлены карты различных типов рельефа северных цепей Тянь-шаня и Джунгарского Алатау. Эти карты дают, прежде всего, численное выражение площади денудационных поверхностей в процентах к общей площади гор.

Приведу эти цифры (табл., стр. 193).

Выровненные денудационные поверхности встречаются на разных высотах, начиная от альпийских вершин и гребней. Лучше сказать, что в большинстве случаев денудационная поверхность спускается книзу, иногда достигает предгорий и, таким образом, как бы представляет собой обобщенное выражение рельефа хребта. Не следует думать, что денудационная поверхность имеет равнинный рельеф. Гораздо чаще этот рельеф можно определить как холмистый, а иног-

Название хребта	Площадь эрозионно-аккумулятивных поверхностей (в процентах к общей площади гор)
Заилийский Алатау	20
Кетмень	16
Киргизский Алатау	16
Джунгарский Алатау	10
Алтай (Юго-Западный)	24

да он переходит в низкогорный и в среднегорный. Возраст и литология осадочных отложений, залегающих у основания хребтов и в межгорных понижениях между ними, свидетельствуют, что на месте Тянь-шаня и Памира еще в палеогене высокой горной страны не было. Эта обширная территория охвачена была пенепленизацией. В мезозое и палеогене возникли обширные денудационные поверхности, которые во второй половине третичного и в четвертичное время были деформированы колебательными движениями земной коры. В результате этих движений денудационная поверхность оказалась волнообразно изогнутой. Она поднята в гребнях волн на высоту нескольких километров, разбита сбросами и ступенчато деформирована.

Таким образом, можно различить две фазы развития денудационного уровня гор Средней Азии: фазу выравнивания и фазу поднятия выровненных поверхностей. Пользуясь терминологией, предложенной С. С. Кузнецовым, можно говорить об *автохтонных* и *аллохтонных* поверхностях.

Аллохтонные поверхности этого рода встречаются, конечно, и в платформенных областях, поскольку всюду колебательные движения производят изменения — поднятия и опускания денудационных поверхностей. Но явление «аллохтонности» выражено особенно ярко в геосинклинальных областях, где можно наблюдать перемещения денудационных поверхностей на несколько километров по вертикали.

Приведу несколько примеров, иллюстрирующих рельеф, распространение и характер деформации горных денудационных поверхностей.

Хребет Кетмень. «На всем своем протяжении этот хребет характеризуется выровненностью вершинной поверхности. Ее высота колеблется в незначительных пределах, достигая в высших точках 3 500 м, и постепенно понижается к западу. Эта волнистая поверхность образует своеобразный изгиб, полого спускаясь к северу и к югу. Густой

гидрографической сетью она расчленена на отдельные плосковолнистые массивы, узкие лопасти, глубоко вдающиеся по междуречьям. В восточной части вершины речек противоположных склонов хребта иногда сходятся, образуя перехваты» (Калецкая, Авсюк и Матвеев, стр. 132).

Джунгарский Алатау. Эрозионно-аккумулятивная поверхность пользуется большим распространением и охватывает различные высоты — от гребней гор до подножий гор: «Нередко выровненные поверхности образуют как бы широкое подножие для подымающихся над ними массивов альпийского рельефа и вдаются в пределы последнего в виде широких *лопастей. Местами альпийский рельеф бывает* увенчан выровненными участками, которые, постепенно понижаясь, образуют род переходов к выровненным поверхностям подножия гор». Выровненные поверхности пользуются большим распространением среди гляциального рельефа на большой высоте. Такой же рельеф виден и ниже, на высотах 3 000, 2 000, 1 200—1 400 м над уровнем океана. «*И здесь, как и в пределах* центрального массива, эти выровненные вершинные поверхности во многих случаях обнаруживают изгиб, снижаясь от центральной части гряд к *периферии*» (*там же*, стр. 158).

На Памире эрозионно-аккумулятивные выровненные поверхности создают характерный облик ландшафта Центрального Памира.

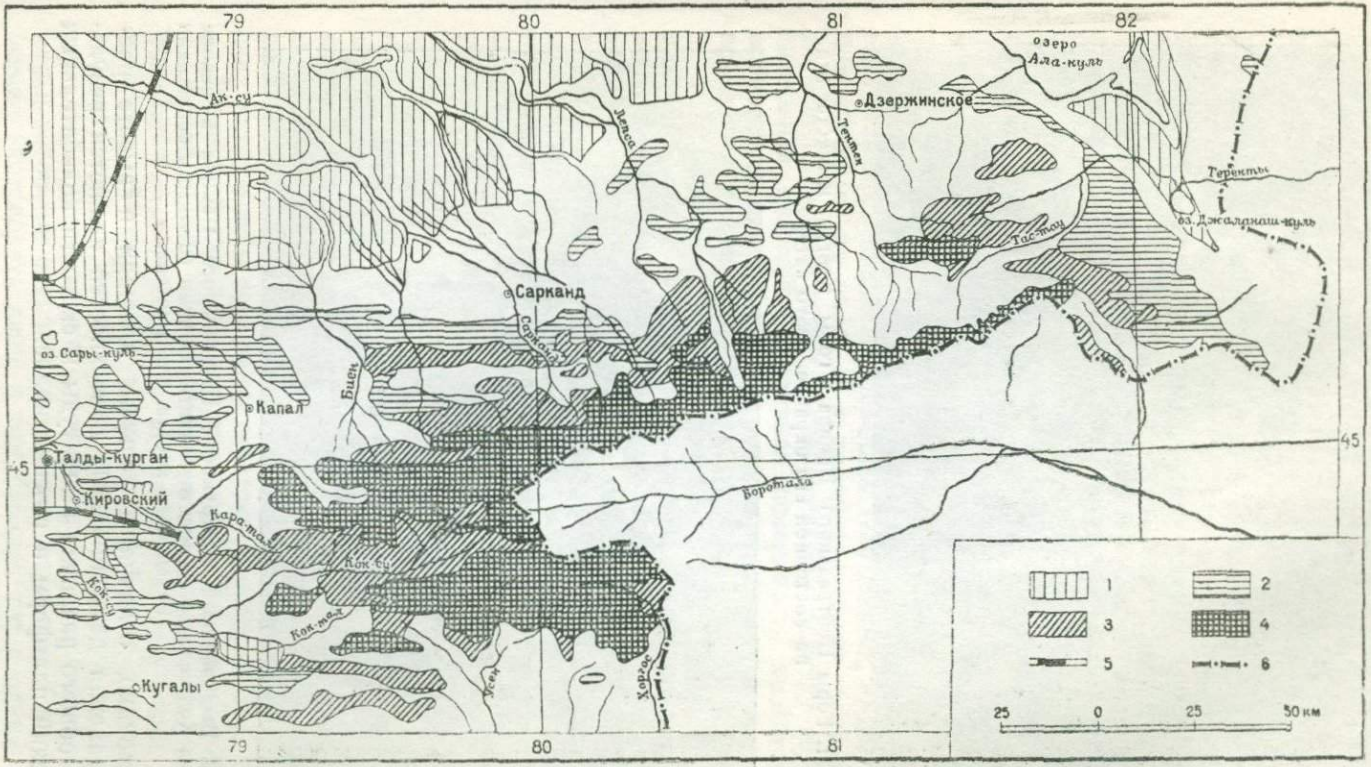
Как мной было указано (1937), Центральный Памир представляет собой, в общем, область несколько опущенную по отношению к его высочайшей горной оторочке. *Последняя, подчеркнутая белой каймой* вечных снегов, почти отсутствующих на Центральном Памире, образована «семитысячниками»: массивом Кунгур и Мустаг-ата на востоке (фиг. 31), хребтами Гиндукуш и Ваханским на юге, хребтом Академии наук на западе и Заалайским хребтом на севере.

Рельеф Центрального Памира можно, в целом, определить как низкогорный и среднегорный с амплитудой колебания высот в пределах 1—1,5 км, что, однако, сочетается с большой абсолютной высотой гор, достигающей в средней 5—5,5 км. *Следовательно, явление выравнивания* рельефа наложило свой отпечаток на рельеф Центрального Памира. Встречаются на Памире участки и гораздо более плоские, настоящие денудационные поверхности. Наилучшим образом такая поверхность развита в верховьях р. Гунт, на стыке хребтов Шугнанского и Базар-дарьинского. Здесь, к югу и к западу от перевала Кой-тезек, простирается обширная ровная и слабоволнистая поверхность, над которой с юга резко господствуют зубчатые и покрытые вечными снегами вершины Ваханского *хребта (фиг. 32).*

Прекрасные описания денудационных поверхностей в последнее время даны для Армянского нагорья (С. С. Кузнецов), Урала (В. А. Варсанофьева, А. В. Хабаков, Н. В. Башенина), Саян (В. В. Ломакин), Станового хребта (Е. В. Павловский, Н. В. Думитрашко) и т. д.

Первичные и конечные остаточные поверхности. Приведенные выше примеры показывают, что денудационные поверхности пользуются развитием как в области платформ (где они, собственно говоря, охватывают почти всю площадь суши), *так и в геосинклинальных* — горных областях. В последних распространение этих поверхностей фрагментарное, и они, различным образом изменяясь или ступенчато падая, встречаются на различных высотах.

Если автохтонные древние денудационные поверхности и не существуют в чистом виде, то во всяком случае автохтонность этих поверхностей выражена больше в равнинно-платформенных областях, а аллохтонность свойственна особенно горным геосинклинальным областям.



Фиг. 30. Горные денудационные поверхности Джунгарского Алатау. (По карте М. С. Калецкой, С. Н. Матвеева и Г. А. Авсюка.)

1—плоские древнеаллювиальные и пролювиально-делювиальные равнины, увалистые и волнистые равнины; 2—низкогорный рельеф с мягкими контурами и выровненные поверхности в пределах низкогорья; 3—выровненный рельеф высокогорий с мягкими контурами и внутригорные плоские и волнистые равнины; 4—среднерасчлененный и выровненный гляциально-высокогорный рельеф.

Фиг. 31. Горы Центрального Памира и горы Кунгур и Мустаг-ата на восточной его окраине. Фото автора.

Фиг. 32. Выровненные поверхности Центрального Памира в районе перевала Кой-тезек с господствующими над ними снежными вершинами Ваханского хребта. Фото автора.

Очевидно, отличия в рельефе, площади и высоте распространения денудационных поверхностей являются результатом общего различия амплитуды и скорости колебательных движений платформ и геосинклиналей.

В. Пенк сделал попытку различить два основных типа денудационных поверхностей. Он назвал их: 1) первичными и 2) конечными остаточными поверхностями.

1. *Конечная остаточная поверхность* В. Пенка — понятие, эквивалентное пенеплену Девиса. Конечная остаточная поверхность образуется тогда, когда эрозия и денудация компенсируют поднятие, отчего горная страна выравнивается. Если, например, считать, что выровненные поверхности рельефа Тянь-шаня образованы путем стачивания древнего (варисцийского) горного рельефа, то эта выровненная поверхность представляла собой в мезозое — палеогене конечную остаточную поверхность выравнивания. Ее образование как бы заканчивает развитие горной страны.

Однако легко видеть, насколько выражение «конечная остаточная поверхность» является искусственным. Ведь никакого «конца» в развитии рельефа нет и не может быть. В Тянь-шане после эпохи общей пенепленизации, мезозоя — палеогена началось поднятие: пенеплен был поднят, изогнут, разбит сбросами на части и в настоящее время подвергается размыву. По отношению к современному рельефу гор денудационная мезозойско-третичная поверхность является *первичной,* так как *из нее,* под влиянием различных изменений, произошел современный горный рельеф.

2. *Первичная остаточная поверхность* В. Пенка есть почти равнина, *искони* являющаяся таковой. Малая амплитуда колебательных движений позволяет экзогенным процессам размыва и аккумуляции нивелировать неровности, образуемые колебательными движениями. Поэтому рельеф сохраняет равнинные черты. Первичные остаточные поверхности свойственны платформенным областям, тектонически развивавшимся спокойно. При некоторых условиях такие «первично-ровные» участки могут сохраниться и в горах.

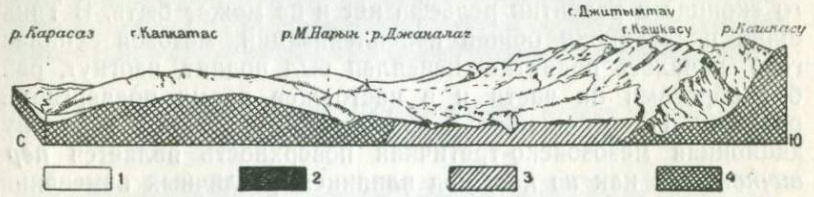
Мы уже видели, как условно первое понятие. То же следует сказать и о втором понятии. Равнина Европейской части Союза является «первичной» в течение длительного, но все же ограниченного отрезка времени — от начала палеозоя, когда гор в пределах современной Русской равнины в действительности не было. Но в таком случае правильнее говорить о стабильной (в пределах определенных хронологических дат), а не о первичной остаточной поверхности.

Термин «первичная» просто неверен, так как в протерозое и в архее рельеф Европейской части равнины, по всей вероятности, был горный. По отношению к нему такие равнины являются конечными, знаменуя собой последующую фазу выравнивания. Словом, выделение первичных и конечных остаточных поверхностей принципиально невозможно. Примеры, которыми оперировал В. Пенк, неудачны. Оба понятия можно употреблять лишь в том смысле, что в одних местах

мы видим выровненный рельеф, образовавшийся на месте горного рельефа, а в других — горный рельеф на месте выровненного. При этом всегда следует оговаривать, начиная от какого возрастного рубежа мы рассматриваем развитие рельефа. В разобранных выше примерах можно было видеть, что рельеф Русской равнины представляет собой конечную остаточную поверхность, а выровненные поверхности Тянь-шаня —обрывки первичной остаточной поверхности мезозоя—палеогена.

Этот вывод по смыслу совершенно противоположен тому, к которому приходил В. Пенк.

Типы деформаций денудационного уровня. Деформацию денудационного уровня изучил С. С. Шульц. Много интересного мы находим в упомянутой работе М. С. Калецкой, С. Н. Матвеева и Г. А. Авсюка.



Фиг. 33. Деформированные денудационные поверхности гор Кашкасу и Капка-тас (Тянь-шань). (По С. С. Шульцу.)

1—современные отложения; 2—ледниковые отложения; 3—третичные отложения; 4—палеозой

Приведу, прежде всего, ряд примеров.

Несомненно, что существенным типом деформаций древних выровненных поверхностей являются волны больших складок. Именно этот тип деформаций более всего выражает характер основного геоморфологического процесса — колебательных движений, и именно он создает самые крупные черты рельефа.

С. С. Шульц рассматривает хребты Тянь-шаня как волны больших складок:

«Основные черты рельефа описываемого района, — пишет он, — мы считали возможным объяснить лишь исходя из предположения, что второстепенные горные гряды и разделяющие их продольные депрессии являются пологими складками второго порядка, развивающимися из первого порядка антиклинали, которую представляет собой вся система Терскей-Алатау». Этот вывод можно распространить шире: «Взаимное расположение хребтов и впадин Тянь-шаня и общий тип их строения становится понятным, если мы будем рассматривать всю эту горную систему как выраженную в рельефе крупную виргацию затухающих на запад складок, антиклинали которых представляют хребты, а синклинали — впадины. Такое чисто внешнее орографическое заключение подтверждается геоморфологическим и геологическим изучением отдельных хребтов и впадин Тянь-шаня» (1937, стр. 629 и др.).

Выровненные поверхности различным образом изогнуты. Например, к югу от Иссык-куля «гребень гор Тегерек сложен гранитами, срезан-

ными плоской поверхностью древней денудации, наклоненной на север под углом в 20°... Южный склон гор Бозджаб — Кызыл-тау гораздо короче и круче северного, и если новейшее поднятие этих гор рассматривать как одну большую складку, то складка эта асимметрична...» (стр. 775).

Фиг. 33 изображает подобные изогнутия выровненных поверхностей. Кроме складок, наблюдаются и разрывы выровненных поверхностей.

Те и другие описаны также М. С. Калецкой, Е. В. Павловским, Н. В. Думитрашко, С. В. Обручевым, Д. М. Колосовым и другими исследователями. Нигде сочетание разрывов с пологим изогнутием древней денудационной поверхности не достигает такой выразительности, как в Прибайкалье. Кривая огромного свода Станового хребта образует здесь выровненную и наклонную поверхность, изборожденную древними долинами. Самый свод превратился в серию провалов, ограниченных по краям гигантскими разрывами. Наибольшим из всех провалов является глубочайшее в мире оз. Байкал.

Изогнутые и разбитые сбросами денудационные поверхности описаны и во многих зарубежных районах. Описание подобного рода было сделано В. Пенком для Анатолийского полуострова. Одно из самых выразительных описаний принадлежит Б. Виллису и относится к району Мертвого моря. Выровненная поверхность, которую Б. Виллис называет «зрелой поверхностью Иудеи», образует поднятия на флангах Мертвого моря — Палестинскую и Трансиорданскую глыбы. Здесь эта поверхность поднята до 750 м над уровнем океана. На дне Мертвого моря она же лежит на 780 м ниже уровня океана.

«Эрозионная поверхность пенеплена, — пишет Б. Виллис, — может быть использована так же, как и какой-либо стратиграфический горизонт. Основные допущения при этом будут одинаковы с теми, которые делаются в отношении осадочных пластов. Последние отлагаются вниз на пологом склоне под водой; первые подымаются пологим склоном от края воды. В обоих случаях имеется определенная плоскость, которая может развиться только в определенном отношении к водной поверхности. Изменение положения плоскости, находящейся выше или ниже уровня воды, определяет деформацию, и количество изменений соответствует количеству деформаций, в то время как форма искривленной или дислоцированной поверхности указывает на степень развития структур» (стр. 16).

Я нарочно привел эту цитату. Она напоминает нам, что эрозионная поверхность пенеплена, или денудационный уровень имеет, в конечном счете, отношение к нижнему базису эрозии. Профиль денудационного уровня есть профиль предельной кривой равновесия реки. Отсюда и неопределенность трактовки исходного (не деформированного) рельефа денудационной поверхности. Последняя (профиль равновесия) не имеет профиля математической кривой. Ее рельеф может

быть ступенчатым. Он поднимается хотя и полого, но может достигнуть, с удалением от нижнего базиса, некоторой, точно не определимой, высоты.

Поэтому денудационный уровень, будучи деформирован, является мало точным показателем амплитуды и формы колебательных движений. Как уже указывалось (глава 1), более точных результатов мы можем достигнуть в этом отношении, изучая форму деформаций древних берегов, отвечающих *элементарной* поверхности — плоскости Мирового океана — высоте *нулевой* изогипсы.

Проблема множественности денудационных уровней. Что денудационная поверхность может быть изогнута и расположится на различной высоте (это подтверждают многочисленные наблюдения), легко объяснить механизмом колебательных движений. Если последние сопровождались разрывами, по плоскостям которых происходили вертикальные перемещения, денудационная поверхность также распадается на ступенчато расположенные участки. Естественно думать, например, что высокие денудационные поверхности Тянь-шаня произошли из единого низкого и слабоволнистого денудационного уровня мезозоя и палеогена. В таком направлении эта задача разрешалась Девисом и, как мы видим, его единомышленником Б. Виллисом.

В. Пенк зачительно усложнил вопрос представлением о так называемой *предгорной лестнице*. Это представление я здесь только кратко изложу, а критическое его изучение отнесу на одну из последующих глав, посвященных воззрениям В. Пенка в целом. Пользуюсь случаем заметить, что выражение «предгорная лестница» неточно, так как речь собственно идет о *горной* лестнице, т. е. о системе ступеней, принадлежащих горному рельефу, а не предгорьям.

В. Пенк развивал мысль, что многие возвышенности образуют системы концентрически расположенных ступеней, иногда окружающих довольно сильно расчлененную и более высокую *центральную горную страну*. Эти ступени были названы В. Пенком *предгорной лестницей* (Piedmonttreppe), причем в германской литературе встречаются довольно многочисленные, но равнозначащие синонимы этого наименования. Одно время предгорные лестницы описывали и изучали в Гарце, Шварцвальде, Саксонских Рудных горах, Альпах, Скандинавии, Анатолии, Кордильерах, Аппалачах, а несколько позднее в Исполиновых горах, Оденвальде, Апеннинах, Карпатах, Балканах, Финляндии, Куэнь-луне, в Атласе, Японии. В СССР предгорные лестницы описаны на Урале (Варсанофьева), Алтае (Калецкая) и Памире (Марков). Возник и всеми стал повторяться известный канон, вследствие чего и дискуссия вокруг воззрений В. Пенка развернулась преимущественно по вопросу образования предгорных лестниц.

Исходя из концепции В. Пенка о развитии склонов, объяснить возникновение предгорной лестницы совсем не трудно. Это объяснение, казалось бы, подсказывает сам автор, говоря о влиянии местных базисов эрозии на сохранение прежнего характера вышерасположенного рельефа. Действительно, если происходило восходящее развитие рельефа, то верхние части рельефа могут представлять даже равнину, господствующую над крутым рельефом, но отделенную от последнего изломом склона, а потому продолжающуюся развиваться самостоятельно, по прежнему «нисходящему» плану. Если вслед за стадией восходящего развития поднятие замедлилось и вновь наступило нисходящее развитие, то под крутым рельефом может возникнуть плоский рельеф, а под ним опять крутой, если поднятие вновь ускорилось. Может, в конце концов, возникнуть предгорная лестница, состоящая из ряда ступеней, существование которых поддерживается влиянием местных базисов денудации.

Необходимой предпосылкой для образования предгорной лестницы является постепенное расширение области поднятия, происходящее одновременно с увеличением высоты. Как писал В. Пенк, увеличиваются и *амплитуда* и *фаза* поднятия.

Из русских авторов быстрее и полнее всех точку зрения В. Пенка отразила В. А. Варсанофьева. Применив упомянутые выше соображения В. Пенка, В. А. Варсанофьева описала предгорную лестницу на склонах Северного Урала:

«Таким образом, мы можем установить в пределах Уральского хребта несколько снивелированных эрозионных поверхностей, расположенных на разных уровнях. Каждая более низкая поверхность врезается в уступ, на котором расположена более высокая, в виде системы речных долин, постепенно расчленяющих этот уступ и создающих сначала на окраине, а затем в центре ландшафт островных гор и, наконец, совсем уничтожающих эту более высокую ступень».

«...Эта система одна над другой расположенных эрозионных равнин, из которых каждая последующая постепенно уничтожает предыдущую, врезаясь в нее в виде сети речных долин, — не что иное, как рассмотренная нами выше Piedmonttreppe . Такое положение их особенно ясно указывает на то, что они не являются частями одного, радиально дислоцированного и приподнятого на разные уровни пенеплена. Следовательно, *единого* древнего пенеплена мы не находим на Урале» (стр. 164).

В. А. Варсанофьева различает четыре ступени предгорной лестницы. Возраст самой древней ступени — триасовый.

Нужно заметить, что вскоре после выхода в свет (в 1924 г.) основного сочинения В. Пенка, оказавшего огромное влияние на умы геоморфологов, во многих горных районах стали отмечать предгорные ступени. Но за последнее время постепенно вновь возвращаются к концепции единой или, во всяком случае, немногочисленных денудационных поверхностей.

Так например, в Альпах одно время считали, что дену-

дационных поверхностей много. Но последние работы Махачека сильно упрощают картину.

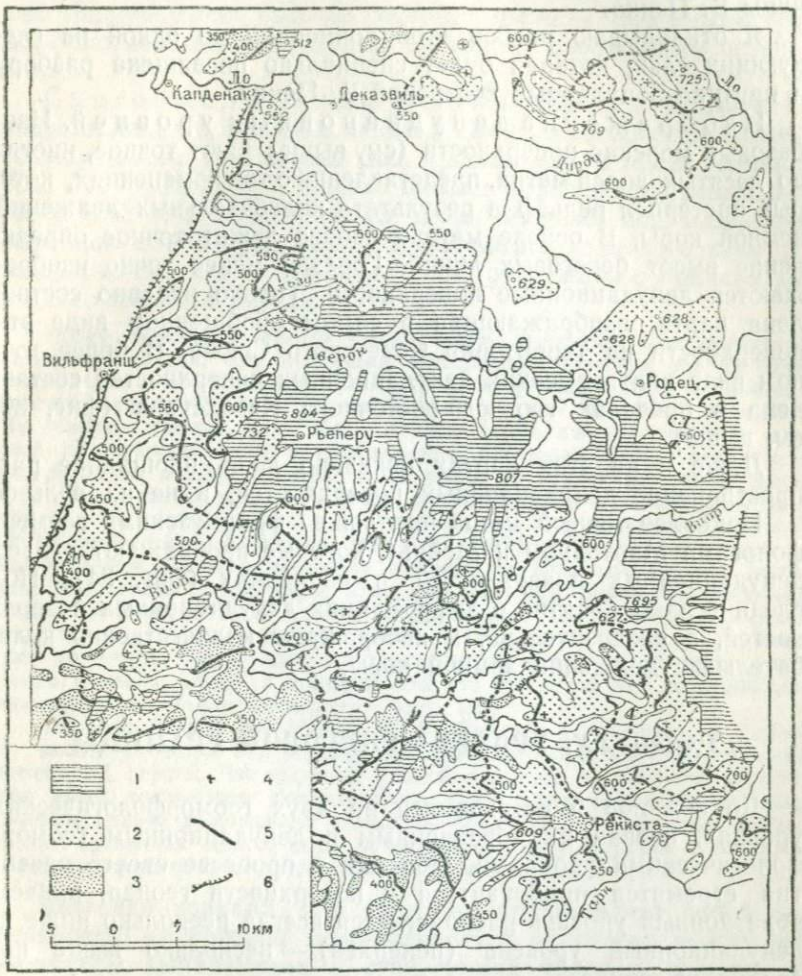
Мы знаем,— писал Махачек в 1930 г., — что Альпы в целом пережили последний и высший пароксизм складчатости и надвигов в середине олигоцена. Эти движения должны были происходить на большой глубине и под давленем очень мощных, с тех пор уже размытых масс породы. Они действовали не вверх, а по горизонтали, часто даже на глубине, и не создали, конечно, высоких гор. Соответствуют этому особенности отложений, лежащих вокруг Альп в соседних районах погружения. Они показывают своим тонким и среднезернистым составом, что на месте современных Альп горный рельеф не мог образоваться еще долго спустя после заключительной фазы альпийского орогенеза. Однако на вершинах высоких поверхностей известковых Альп встречаются очень мелкие гальки, которые показывают, что ко времени их отложения реки текли из Центральных Альп на север, поперек еще не образовавшихся ущелий продольных долин. Так как эти гальки встречаются также на вершинах и склонах древнего среднегорного рельефа плато Известковых Альп, последнему должен был предшествовать еще более древний и слабоизмененный ландшафт, названный Ликтенекером« Augensteinlandschaft». Этот рельеф еще сохранился в виде высоких выровненных поверхностей и холмов, из которых возникли, путем длительного поднятия, современные высокие горы. Это единая денудационная поверхность Альп.

«Развитие Альп протекало в течение одного большого акта поднятия» (стр. 307).

Перед второй мировой войной (в 1939 г.) Махачек вновь обращался к анализу альпийского рельефа и опять констатировал, что в Альпах существует только одна денудационная выровненная поверхность. Эта поверхность далеко не равнинная, с относительными колебаниями высот до 800 м. Ее можно проследить и в Известковых, и в Центральных, и во Французских Альпах на высоте 1 600 — 2 800 м над уровнем океана. Возраст единой денудационной поверхности Альп — нижне- или среднемиоценовый. С тех пор эта поверхность была поднята и деформирована, причем в Западных Альпах преобладают изгибы поверхности типа больших складок широтного простирания, а в Восточных Альпах — обычные глыбовые поднятия. Неправильно, как подчеркивает Махачек, думать, что в Альпах существует до 25 денудационных уровней.

М. С. Калецкая и С. Н. Матвеев, в цитированной уже не раз работе, несомненно стоят на позициях В. Пенка и стараются держаться его образа мыслей. Однако тщательное изучение рельефа гор юго-восточного Казахстана лишает их возможности поддерживать гипотезу множественности уровней предгорной лестницы.

«Имеем ли мы здесь дело с системой разновозрастных поверхностей выравнивания, деформировавшихся в отрезки времени относительного покоя параллельно росту гор, — пишут они, — или все лежащие в настоящее время на разных гипсометрических уровнях поверхности выравнивания представляют части единой поверхности, претерпевшей де-



Фиг. 34. Карта эогеновой эрозионной поверхности в юго-восточной части Центрального массива Франции.

1—уровень, превышающий эогеновый уровень; 2—эогеновый уровень; 3—отложения гравийных глин; 4—изолированные участки отложения; 5—изолинии эогеновой поверхности, проведенные через 50 м; 6—разрывы.

формацию в период роста гор, — вопрос еще не совсем ясный» (стр. 160, а также стр. 162).

Мной уже указывалось (1945), что концепция Б. Л. Личкова, выделяющего целый ряд уровней постоянной высоты, не выдерживает критики.

Из всего изложенного не следует вывода, что я вообще не допускаю образования нескольких поверхностей денудации. Я констатирую в этой главе лишь изменение мнений, которые теперь в общем не склоняются к гипотезе предгорной лестницы В. Пенка.

Я откладываю разбор этой концепции до одной из следующих глав, которая будет специально посвящена разбору и критике популярных воззрений В. Пенка.

Изображение денудационных уровней. Изобазовые морские поверхности (см. выше) дают точное, иногда до десятых долей метра, представление о тех изменениях, которые претерпел рельеф в результате колебательных движений земной коры. В основе метода изобаз лежит точное определение высот береговых линий. Гораздо менее точно изображаются денудационные поверхности. Только недавно составлена карта, изображающая в самом обобщенном виде эти поверхности на территории Советского Союза. В более точном виде карта высоких денудационных поверхностей составлена в пределах гор юго-восточного Казахстана (фиг. 30, см. выше).

Даже и на этих картах показано лишь площадное распространение денудационных поверхностей, а не их рельеф.

Наиболее точный метод предложен французскими геоморфологами Мартонном и Мейнье, которые изображают рельеф денудационных поверхностей в изолиниях (фиг. 34). Последние дают понятие о деформациях денудационных поверхностей, а следовательно, и изображают количественно колебательные движения земной коры.

Глава IX. УРОВЕНЬ СНЕГОВОЙ ГРАНИЦЫ

До сих пор я остановился на двух геоморфологических уровнях, назвав их абразионным и денудационным геоморфологическими уровнями. Оба они в процессе своего развития стремятся приблизиться к поверхности геоида, причем абразионный уровень располагается всегда несколько ниже, а денудационный уровень (пенеплен) — несколько выше поверхности геоида.

Поверхность геоида можно рассматривать как предел развития указанных геоморфологических уровней, как *базисную* поверхность обоих уровней.

Имеем ли мы на поверхности Земли какие-либо другие геоморфологические уровни, к которым приурочена деятельность иных геоморфологических процессов?

Такие геоморфологические уровни без сомнения имеются. Можно выделить высокие геоморфологические уровни. Не о всех из них можно высказаться достаточно определенно, и не

каждый из них имеет одинаковое геоморфологическое значение.

Я остановлюсь в этой главе более подробно на одном из высоких геоморфологических уровней.

Наибольшее геоморфологическое значение из числа высоких уровней имеет уровень *снеговой границы*. Это третий геоморфологический уровень, на котором необходимо остановиться.

Снеговые границы и хионосфера. Создателем представления о снежной, ледяной сфере, о хионосфере является в сущности не Тиндаль (как указывают), а М. В. Ломоносов. Это представление было вполне определенно высказано им в 1763 г. в сочинении «О слоях земных» под названием *морозной атмосферы, мерзлой атмосферы, холодного слоя атмосферы*. Вот что писал Ломоносов, рассуждая о причине холодного климата Тибета:

«Кому расстояние вечной зимы, то-есть *холодного слоя атмосферы* от нижней земной, или от морской поверхности, известно, тот не будет сомневаться о причине толь холодного растворения воздуха в Тибете, в рассуждении других мест, на одной широте с ним положение имеющих. Не обинуясь скажет, что Тибет возвышен много далее равновесия морской поверхности; стоит в приближении *морозного слоя атмосферы, в котором снег и град родятся;* и из коего, не взирая на летние жары, не токмо в наших краях, но и под самым жарким поясом сверху упадают, за подлинно уверяя, что *лютая зима беспрепятственно господствует недалече над нашими головами. Отступание ее показывает завсегда льдом и снегом покрытыя высоких гор вершины.* По сем искусные Астрономы и Географы измерили, что под Екватором *морозный слой атмосферы* отстоит близко четырех верст от равновесия морской поверхности. Около полярных поясов, то-есть на 66½ градуса, лежит уже на Земли. Сие соединение переменяется, отдаляясь от оного пояса летом к северу, зимой к полудню; так что тут зима, где *морозный слой атмосферы до Земли достигает*»[1] (стр. 173).

«Морозный слой атмосферы» М. В. Ломоносов помещает на Тибете на высоте от моря 3½ версты, на «Санктпетербургской» широте — на высоте 1¼ версты. Что касается Южной Америки, то «главную вершину сея части составляют Кордильерские горы, коих самые главы выше облаков далече в *морозную атмосферу восходят*... Между сими горами лежит провинция Квито, имея возвышение между морским горизонтом и между пределами *мерзлой атмосферы* на половине» (стр. 175).

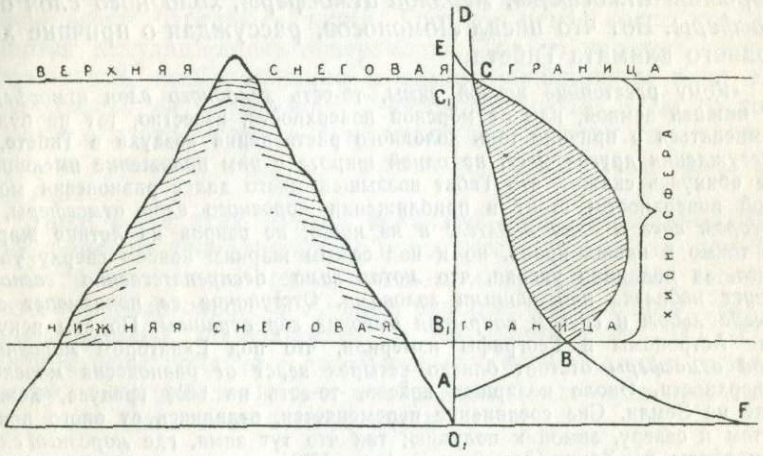
Снеговая граница, как известно, представляет собой поверхность, на которой устанавливается равенство между количеством выпадающих и стаивающих твердых осадков. Я буду иметь в виду климатическую или, лучше сказать, теоретическую снеговую границу, т. е. понятие наиболее абстрагированное от местных условий. Теоретическая снеговая граница рассматривает равенство между аккумуляцией и абляцией снежных осадков в среднегодовом балансе и относит его к горизонтальной поверхности. Таким образом, исключается влияние кратковременного нарушения равенства аккумуля-

[1] Курсив мой. — *К. М.*

ции и абляции, а также влияние местных особенностей рельефа.

Выше снеговой границы располагается область вечных снегов. Нам очень мало известно, какова мыслимая вертикальная мощность области вечных снегов. Практически, т. е. в пределах ныне существующей высоты гор, область вечных снегов, в большинстве случаев, если не всегда, не имеет верхней границы.

Однако уже первые исследователи ледников Тиндаль и Гейм считали, что область вечных снегов имеет некоторую ограниченную толщину. Девяносто лет назад (в 1858 г.) Тиндаль предполагал, что если бы горы были достаточно высоки, то «полоса вечных снегов образовала бы пояс, под



Фиг. 35. Хионосфера и снеговые границы (По П. А. Шумскому.)

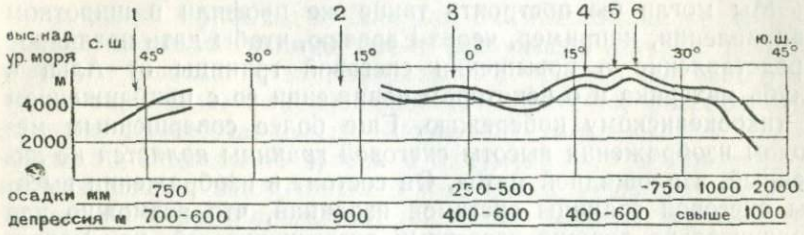
которым летом расстилались бы бесснежные равнины и долы, *над которыми возвышались бы бесснежные вершины*»[1] (стр. 198).

Гейм также предполагает существование верхней снеговой границы. В 1885 г. он писал, что условия для накопления снежных осадков выше некоторой критической высоты должны ухудшаться. Поэтому теоретически должна существовать не только нижняя, но и верхняя снеговая граница, хотя существует ли последняя реально в какой-либо горной группе — неизвестно. Во всяком случае «снеговая область есть слой неодинаковой толщины» (Гейм). Местами верхняя и нижняя снеговые границы встречаются, и слой вечных снегов вовсе выклинивается. Нельзя считать, что в любом месте могли бы существовать ледники, будь горы достаточно высокими.

[1] Курсив мой. — *К. М.*

Такие мысли развивали основоположники гляциологии. Они считали, что существует определенная вертикальная зона вечных снегов, имеющая не только нижнюю, но и верхнюю границу. Значительно позднее, в 1923 г., польский гляциолог Добровольский назвал эту зону *хионосферой*, а в самое последнее время советский гляциолог П. А. Шумский развил представление о хионосфере и показал, что в высоких широтах — Антарктики и Северной Гренландии — реально существует не только нижняя, но и верхняя снеговая границы. Шумский иллюстрирует понятие о хионосфере чертежом, который я привожу в измененном виде (фиг. 35) и который можно кратко объяснить следующим образом.

Пусть по оси абсцисс мы откладываем величину снежной абляции и аккумуляции, а по оси ординат — высоты. Линия *ABCE* есть кривая аккумуляции на разных высотах, а ли-



Фиг. 36. Современная и древняя снеговые границы в Кордильерах. (По Клюте.)

ния *FBCД* — кривая абляции на разных высотах. Известно, что с высотой количество осадков возрастает, потом, достигнув некоторой величины при дальнейшем возрастании высоты, вновь падает. Такая закономерность хорошо выявлена в Альпах и в горах Советской Средней Азии, и она относится и к снежным осадкам гор. Кривая аккумуляции на фиг. 35 показывает эту закономерность.

Совсем иначе ведет себя кривая абляции. Абляция с удалением от земной поверхности, являющейся главным источником нагрева атмосферы, уменьшается.

Обе кривые на чертеже пересекаются в точке *B*, затем выше расходятся, потом сближаются и вторично пересекаются в точке *C*. Заштрихованное пространство между кривыми показывает интенсивность снегонакопления на высотах между *B* и *C*, вертикальное растояние $B_1 — C_1$ есть мощность хионосферы, высота точка B_1 над осью абсцисс, или отрезок $B_1 — O$, отвечает высоте нижней снеговой границы, высота точки C_1 — высоте верхней снеговой границы, над которой (над хионосферой) горы поднимаются еще на некоторую высоту.

Представления, которые в последнее время вновь подчер-

кнул Шумский, мы должны будем учитывать в этой главе. Но практически мы почти всегда все же имеем дело с нижней снеговой границей. В дальнейшем я буду ее для кратности называть просто снеговой границей, а слово «нижняя» употреблять лишь в тех случаях, когда речь станет итти о верхней снеговой границе.

Снеговая граница, как нам хорошо известно, имеет разные высоты, определяемые как широтой места или зональным фактором, так и положением по отношению к границам материков, или провинциальным фактором. Вертикальный меридиональный разрез изображает профиль (фиг. 36), на котором верхняя линия означает современную, а нижняя — древнюю снеговую границу. На чертеже показано повышение снеговой границы от полюсов к областям субтропических барометрических максимумов и некоторое понижение ее в экваториальной зоне.

Мы могли бы построить такие же профили в широтном направлении, например, через Евразию, чтобы дать наглядное представление о повышении снеговой границы от Альп в глубь материка и о некотором понижении ее с приближением к тихоокеанскому побережью. Еще более совершенным методом изображения высоты снеговой границы является не линейный, а площадной метод. Он состоит в изображении высоты снеговой границы системой изолиний, что возможно для сравнительно хорошо известных возвышенностей, как например, для Кавказа, Альп и Скандинавских гор. Для Кавказа подобная карта уже свыше 30 лет назад была опубликована А. Л. Рейнгартом, а для Арктики — Г. Альманом и П. А. Шумским.

На карте П. А. Шумского (фиг. 37) видно, что наиболее высокое положение климатическая снеговая граница занимает на материке в Субарктике — от 2 до 3 тыс. м над уровнем океана, достигая максимальной высоты в северо-восточной Якутии. Замечательно, что даже в верховьях р. Индигирки, в хребте Сунтар-хаята, где сказывается уже влияние Тихоокеанского минимума, снеговая линия находится на высоте 2 300 м.

К побережью снеговая граница резко снижается, в среднем до 1 000 м, как по направлению к северу (к Ледовитому океану), так и к западу (к Норвегии) и к востоку (Берингово море). Далее к северу, в полосе полярного шельфа, снеговая линия продолжает снижаться, хотя и медленнее.

«На Шпицбергене изохиона 600 м заходит почти до 60° с. ш., достигая самого северного в Евразии пункта. Вдоль восточного берега Свальбарда наблюдается крутой изгиб изохионы к югу. В северной части Баренцова и Карского морей снеговая линия опускается ниже 100 м, приближаясь к уровню моря в районе Новой Земли. Вдоль западного берега Новой Земли также наблюдается изгиб изохион к северу, заметный еще в южной части Земли Франца-Иосифа. При этом

изохионы сильно сгущены в средней части Новой Земли, тогда как к северу от 75° с. ш. снижение снеговой линии происходит значительно медленнее. После изгиба к югу в Карском море изохионы снова далеко отклоняются к северу от Таймыра, а затем снеговая линия круто снижается на Северной Земле до 50 м в ее северной части. Далее к востоку еле намечается изгиб изохион к северу в западной части Новосибирского архипелага. Наконец, в районе о. Врангеля можно предполагать *значительный подъем снеговой линии (до 1 000 м по* Шумскому. — *К. М.),* причем зона аномально высокого ее положения, повидимому, охватывает все северное побережье Канадского архипелага и Гренландии» (Шумский).

Карта дает очень отчетливое представление о сложном виде поверхности снеговой границы. Мысленно обобщая данные карты (фиг. 37), мы можем составить себе общее представление относительно сложной, неправильной кривизны поверхности снегового уровня, или, как стоит в заголовке настоящей главы, *уровня снеговой границы.*

Факторы, определяющие положение уровня снеговой границы. Для нас восстановление «рельефа» уровня снеговой границы имеет следующий интерес. Во-первых, мы должны констатировать, что уровень снеговой границы определяет локализацию специфических рельефообразующих процессов, как-то: морозного выветривания, солифлюкции, ледниковой эрозии и аккумуляции. Следовательно, первый вопрос заключается в том, каков удельный вес этих процессов в преобразовании той части рельефа, которая соприкасается с хионосферой снизу. Затем нас должен интересовать и основной вопрос геоморфологии — изучение наблюдаемого уровня древней снеговой границы как результата взаимоотношения ее первоначальной высоты и тех изменений, которые вносят в рельеф колебательные движения земной коры. Здесь мы сталкиваемся с таким взаимоотношением экзогенных и эндогенных процессов, который весьма мало изучен и, тем не менее, много сулит нам в дальнейшем для выяснения основного вопроса геоморфологии.

Я не буду здесь останавливаться на первом вопросе—анализе активной геоморфологической роли ледникового фактора. Ему не так давно была посвящена моя обзорная статья, в которой изложена и моя точка зрения на незначительную геоморфологическую роль ледникового эрозионного фактора.

Резюмируя эту точку зрения, могу лишь отметить, что в настоящее время ледниковому преобразованию рельефа придают незначительную роль. *Прошло то время, когда* Рихтер объяснял выровненные участки Альп разрушением, морозным выветриванием вершин, поднявшихся над «границей черного и белого». Ни один из исследователей, специально *занимающихся вопросами* гляциологии, не думает теперь, что обширные горные долины «выпаханы» ледниками, как в этом старался убедить Гесс. Из этого не следует, конечно, что справедливы противоположные крайние выводы, которые

выдвигала в прошлом столетии так называемая швейцарская школа гляциологии (А. Гейм), вовсе отрицавшая роль ледниковой эрозии. Но мы можем сказать, что общая «сумма» горного рельефа мало изменяется в зависимости от прямой деятельности эрозионно-ледниковых процессов, локализованных у снеговой границы.

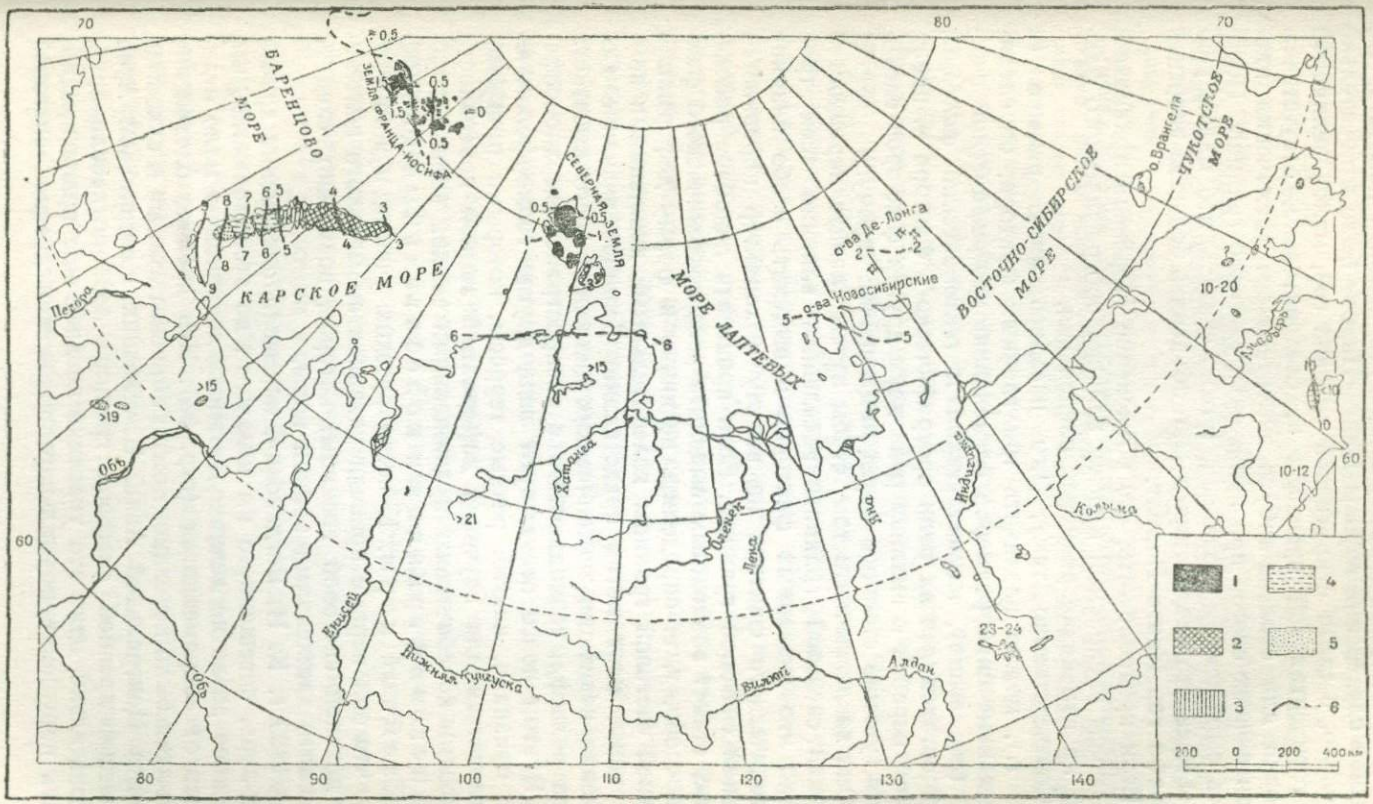
Этот вывод имеет для нас непосредственный интерес в следующем отношении.

Если сравнивать положение современной и древней снеговой границы и констатировать существенное отличие их высотного положения, то последнее не может быть отнесено за счет существенного изменения рельефа нивацией, морозным выветриванием, ледниковым выпахиванием — словом, суммой процессов, привязанных к уровню снеговой границы.

Однако, если рельеф существенно и не изменялся во времени указанными процессами, то это еще не значит, что местные особенности в положении древней снеговой границы не связаны с геоморфологическими или, лучше сказать, с орографическими условиями. Дело в том, что опускание или поднятие хионосферы может вызывать аккумуляцию твердых осадков в новых орографических условиях, характеризующих другой тип рельефа. Например, аккумуляция вечных снегов при опускании хионосферы (депрессии снеговой границы) может захватить пространство древнего денудационного уровня, лежавшего раньше ниже и вне снеговой аккумуляции. В таком случае площадь вечных снегов возрастает очень сильно, и соответственно вырастут размеры отдельных ледников. Обширная снеговая аккумуляция вызовет добавочное местное понижение температуры и дополнительную депрессию снеговой границы. В каком-либо другом, пусть даже соседнем горном районе, при аналогичных начальных климатических предпосылках, *но в иных условиях рельефа* депрессия снеговой границы и разрастание размеров оледенения может достигнуть гораздо меньших величин.

Словом, в зависимости от местных орографических условий, изменение размеров оледенения и самого положения снеговой границы может иметь различные местные показатели. Отражение местных орографических факторов на изменении размеров оледенения я назвал в 1939 г. геоморфологическим фактором оледенения, а теперь предпочитают говорить об *орографическом факторе оледенения*, что точнее.

В качестве иллюстрации к вышесказанному приведу обмен мнений, имевший место вокруг вопроса о причинах весьма малого размера древнего оледенения одной из высочайших вершин Гималаев — группы Нанга Парбат (8 124 м). В. Пенк в 1936 г., отмечая эту аномалию, отнес ее за счет молодого поднятия Нанга Парбат, которое втянуло под современную хионосферу следы древнего оледенения. Несколько позднее



Фиг. 37. Уровень современной снеговой границы в Арктике. (По П. А. Шумскому.)

1—реликтовое покровное оледенение устойчивое (с фирновой областью); 2—реликтовое покровное оледенение неустойчивое (с редуцированной фирновой областью или лишённое фирнов); 3—сетчатое оледенение; 4—районы альпийского оледенения; 5—районы эмбрионального оледенения (климатически не оправданные каровые, висячие ледники и фирновые поля); 6—изохионы с отметками климатической снеговой линии в сотни метров над уровнем моря.

Моравец вернулся к этому вопросу и пытался показать, что древнее оледенение группы Нанга Парбат было относительно невелико, в связи с крутизной склонов гор, малой величиной их горизонтальной проекции и, следовательно, отсутствием условий для сколько-нибудь значительного увеличения площади вечных снегов при понижении снеговой границы. Пользуясь выражением Моравеца, можно сказать, что малые размеры древнего оледенения нужно объяснять большой энергией рельефа гор Нанга Парбат.

Если предположить, что объяснение Моравеца правильно, мы имеем прекрасный пример влияния орографического фактора на изменение размеров оледенения.

Соответственно тому, что писалось мною раньше (в 1939 г.), можно различать три главных фактора, определяющих изменение размеров оледенения: *орографический фактор* (см. выше), *климатический и тектонический факторы*.

Я остановился на роли орографического фактора и, прежде чем перейти к анализу роли двух других факторов оледенения, уточню стоящую перед нами сейчас задачу.

Она заключается в том, чтобы путем анализа неровностей древней снеговой границы расчленить влияние всех трех только что указанных факторов и выделить особо влияние тектонического фактора на высоту и характер неровностей древней снеговой границы. Если проделать подобное расчленение, станет возможным выделить роль тектонического фактора особо, т. е. определить величину и форму деформации древней снеговой границы колебательными движениями земной коры. Этот метод представляет большое значение для изучения новейших тектонических движений всего высотного пояса рельефа, совпадающего с распространением хионосферы. В этом поясе отсутствуют ведь другие геоморфологические признаки, как-то: речные террасы, которыми привыкли пользоваться для изучения деформаций земной поверхности молодыми колебательными движениями земной коры.

Снеговая граница и колебательные движения земной коры. К чести русских ученых нужно сказать, что они первые привели указания аномального положения древней снеговой границы, которое, возможно, следует объяснить движениями земной коры.

В 1889 г. К. И. Богданович, описывая оледенение хребта Куэн-лунь, посещенного им незадолго до этого, заметил, что «прежнее развитие ледников в эпоху ледниковую мало отличалось от современного» (стр. 53). Что древнее оледенение Куэн-луня было невелико, можно объяснить также и сухостью климата Центральной Азии. В условиях Центральной Азии депрессия древней снеговой границы *вообще* невелика, и, следовательно, одно это указание не дает еще права предполагать нарушение нормального положения древней снеговой

границы в Куэн-луне молодым тектоническим поднятием. Но вскоре К. И. Богданович приводит аналогичные наблюдения, сделанные им на Восточном Памире.

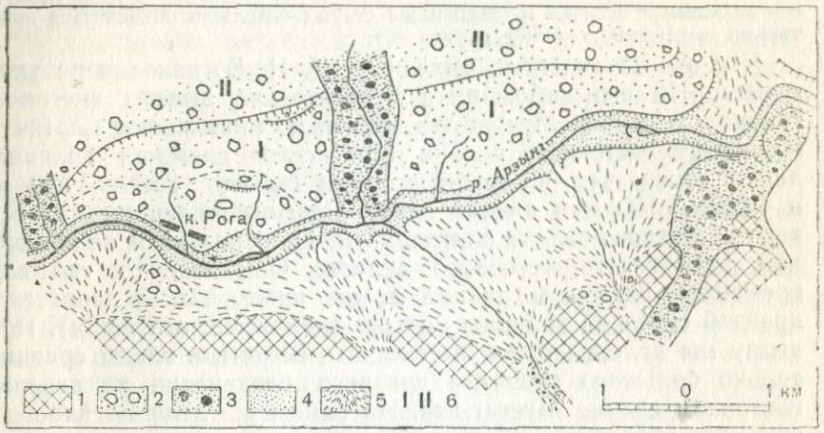
«На северо-восточном склоне группы Мустаг-ата, — пишет он, — присутствие старых морен и форма долин ясно указывают на присутствие ледников некогда и здесь, притом ледников значительных размеров, не спукавшихся, однако, ниже 13 тысяч футов, несмотря на выгодные к тому топографические условия. Значение Мустаг-ата, как выдающегося ледникового центра, гораздо больше в современную нам эпоху, чем в минувшую; по крайней мере на SW склоне Мустаг-ата, от перевала Кара-таш до Тагармы, я не наблюдал таких следов старых ледников, которые для объяснения их заставляли бы предполагать изменение общих климатических условий страны; напротив того, нахождение старых морен в перемежку с моренами, двигающимися и притом спускающимися обычно гораздо ниже старых — должно объясняться причинами частными...» (1889 г., стр. 6).

Что это за «частные причины», К. И. Богданович не указывает. Но его наблюдения относительно высоты снеговой границы в группе Мустаг-ата несколько разъясняют картину. На северо-восточном склоне Мустаг-ата снеговая граница лежит ниже, чем на юго-восточном склоне (4 260—4 550 м и 4 860—5 160 м в начале лета). Следовательно, климат северо-восточного склона благоприятнее для развития ледников, чем климат юго-восточного склона. Обыкновенно где современная снеговая граница лежит ниже, там и депрессия древней снеговой границы больше (например, в Альпах). Поэтому мы должны были бы ожидать встретить следы сравнительно большого развития древнего оледенения на северо-восточном склоне Мустаг-ата. На самом же деле Богданович отмечает обратную картину: на северо-восточном склоне следы древнего оледенения менее значительны, чем на юго-восточном склоне. Более того, на северо-восточном склоне Мустаг-ата современные морены спускаются даже ниже древних морен.

Такое расположение следов древнего оледенения прямо противоречит тому, которое можно объяснить климатическими условиями. Его нельзя объяснить и орографическими условиями северо-восточного склона Мустаг-ата, которые Богданович упоминает как «выгодные». Остается возможным сделать только одно предположение, что северо-восточная часть Мустаг-ата испытала молодое поднятие, вследствие чего следы древнего оледенения оказались поднятыми по отношению к современным ледникам и снегам.

Махачек, много занимавшийся древним оледенением западного Тянь-шаня, обнаружил следы только одной ледниковой эпохи. Он сделал предположение, что Тянь-шань в четвертичное время поднимался, и более древние морены оказались поднятыми больше, чем молодые. Они перекрыты следами последней ледниковой эпохи, а может быть, и современными моренами и недоступны изучению.

Мной наблюдались в Заилийском Алатау современные морены, спускающиеся ниже древних морен. Такая инверсия морен может быть объяснена молодым, продолжающимся до настоящего времени, поднятием Заилийского Алатау. На Памире, в хребте Петра Первого, я не мог не обратить внимания на следующее явление: во время последней эпохи оледенения вдоль северного и южного склонов хребта протягивались огромные долинные ледники: Вахийский (около 60 км длины) и Муксуйский (около 150 км длины). После того, как эти ледники отступили, но не сразу после их отступания, на склонах хребта Петра Первого стали продвигаться боковые ледники. Морены боковых ледников налегают на береговые



Фиг. 38. Молодые морены р. Арзынг (Западный Памир), связанные с местным поднятием хребта Петра I и наступанием его боковых ледников. 1—коренные породы; 2—морены главного ледника; 3—морены боковых ледников; 4—аллювий; 5—конусы выноса; 6—моренные террасы.

морены больших продольных ледников, но не непосредственно, а отделяются он них аллювиальными песками (долина р. Арзынг) и ленточными глинами (долина р. Мук-су). Наступание боковых ледников хребта Петра Первого ограничено восточным отрезком последнего. Рельеф этого отрезка носит особенно резко выраженный высокогорный характер и с запада ограничен линией надвига палеозоя восточной части хребта на мезозой западной части. Картину дополняют следующие черты долин рр. Арзынг и Мук-су: против указанного участка хребта долины имеют характер ущелий (знаменитое ущелье р. Мук-су), а выше ущелий долины расширяются и образуют широкие галечные поймы (у кишлака Пашимгар, у кишлака Алтын-мазар). Все эти факты, мне думается, указывают на молодое поднятие восточного участка хребта Петра Первого. В результате этого поднятия область вечных снегов увеличилась настолько, что ледники получили возмож-

ность роста и спустились относительно склонов хребта на некоторый отрезок. Поднятие хребта вызвало также врезание антецедентных ущелий, подпор долин Арзынга и Мук-су выше по течению этих рек и образование широких пойм этих долин (фиг. 38).

Укажу на интересные наблюдения, сделанные В. Н. Огневым в Баубашатинском горном узле (Ферганский хребет). Древние морены развиты на южном склоне Баубаш-ата больше, чем на северном склоне. «Эта «аномалия», — пишет В. Н. Огнев, —объясняется просто тем, что естественное соотношение высот было нарушено более поздними движениями роста гор» (стр. 229).

В сущности ту же картину отмечают для Северного Урала Д. Г. Боч и И. И. Краснов. На возвышенностях Вишерского Урала «встречаются только свежие следы последней фазы последнего оледенения... Здесь поднятие порядка 100—200 м вероятно имело место в конце вюрмского времени (или в поствюрмское время)... Поднятие в момент последней климатической депрессии создало благоприятные условия развития эмбриональных ледниковых форм» (стр. 67).

Здесь о деформации древнего уровня снеговой границы не может быть и речи, так как нижняя граница хионосферы не соприкасались с горами, которые лежали ниже. Но возникновение могучих ледниковых форм Вишерского Урала произошло благодаря встречному движению хионосферы, которая опустилась, и Вишерского Урала, который поднялся.

Во всех приведенных примерах констатировались явления, которые можно связать с молодым поднятием гор. В результате этого поднятия древняя снеговая граница (эпохи максимума последнего оледенения) была деформирована, поднята, местами может быть даже выше современной снеговой границы. Соответственно поднятию древней снеговой границы подняты были и следы древнего оледенения.

Я дополню приведенные выше примеры еще тремя. Они относятся к Восточной Азии, Западной Европе и Северной Америке.

На восточной оконечности Тибета находится высочайшая горная группа Китая — Минья Гонкар (Minya Gonkar), достигающая 7 600 м высоты. Снеговая граница располагается на восточном склоне этой горной группы на высоте 5 200 — 5 400 м. Следовательно, на высоту еще более 2 км выше поднимаются вечные снега. Обращает на себя внимание незначительное развитие следов древнего оледенения. Древние морены спускаются только до высоты 3 800—4 000 м, и древние ледники спускались всего на 200—500 м ниже современных ледников. Длина древних ледников относится к длине современных ледников как 1,1 и 1,6 к 1. Между тем в Альпах констатировано соотношение 12:1 и даже 30:1. Тем более

поразительно, что на склонах Минья Гонкар пользуются значительным развитием флювиогляциальные отложения. Теперь они прорезаны реками и откладывались, когда склоны гор были положе, чем в настоящее время. Надо также отметить, что и поверхность Китайского Тибета тоже находится в стадии молодого эрозионного расчленения. Наконец, флора склонов Минья Гонкар представляет любопытную смесь субтропических и альпийских видов. Все эти факты можно объяснить так, что горы Минья Гонкар во время эпохи оледенения были ниже, чем теперь, и впоследствии поднялись.

В Альпах Пенком долго отрицались признаки молодого поднятия, протекавшего параллельно с явлениями оледенения. Но на протяжении последних 20 лет такое поднятие стало вполне признанным, а швейцарский ученый П. Бек объяснил даже гюнцское и миндельское оледенения Альп поднятием последних.

Более отчетливо эту мысль развивал Лихтенекер. Он обращает внимание на то обстоятельство, что древняя и современная снеговая границы поднимаются в глубь гор, оставаясь параллельными друг другу. Последнее нельзя считать нормальным. Во время древнего оледенения снега и льды Альп были так велики, что не могли не вызывать значительного добавочного охлаждения и соответствующей ему дополнительной депрессии снеговой границы в центральных районах Альп. Так как этот фактор в настоящее время не играет существенной роли, то древняя и современная снеговая границы не должны быть параллельны друг другу. Указанный параллелизм можно объяснить только если предположить, что древняя снеговая граница была сводообразно поднята после максимума оледенения.

Такие же упоминания стали в последнее время появляться и из области горных районов Северной Америки. Р. Шарп писал, например, что древнее оледенение Восточного Рубинового хребта Гумбольдта в штате Невада носило черты, которые можно понять только допустив участие в них движений земной коры. Этот хребет достигает около 3 500 м высоты (11 400 фут.) над уровнем океана. В нем обнаружены следы лишь двух ледниковых эпох, отвечающих Висконсину. Следы более древних ледниковых эпох не обнаружены. Это можно объяснить непрерывным, до сегодняшнего дня, поднятием хребта, который в начале четвертичного периода был значительно ниже, чем в настоящее время. Поэтому в первой половине четвертичного периода в Восточном Рубиновом хребте ледники не могли еще образоваться. Морены первой стадии оледенения разбиты сбросами и перемещены до 50 фут. по вертикали по обе стороны от линий сбросов.

Число подобных примеров, иллюстрирующих деформацию

древней снеговой границы колебательными и сопряженными с ними движениями, непрерывно увеличивается. Со временем мы несомненно получим возможность, сопоставляя положение современной и древней снеговой границы в каком-либо районе и вводя поправку «на климат» и «на орографию», получить представление о направлении, амплитуде и форме молодых движений земной коры.

Таким образом, снеговая граница представляет собой геоморфологический уровень, который характеризуется сочетанием своеобразных рельефообразующих процессов. Построив этот уровень для определенного отрезка времени, например для времени максимума последнего оледенения, геоморфолог получает в руки метод, позволяющий ему изучать взаимодействие нивации и колебательных движений земной коры, процессов эндо- и экзогенных.

Глава X. ВЕРХНИЙ ДЕНУДАЦИОННЫЙ УРОВЕНЬ И ВЕРШИННАЯ ПОВЕРХНОСТЬ ГОР

Верхний денудационный уровень по А. Пенку. В 1889 г. А. Пенк ввел понятие о верхнем денудационном уровне. Это обобщение сделано было на основании замечательного и широко распространенного явления — постоянства уровня высоких горных вершин, которое так часто бросается в глаза исследователям гор.

В своей «Морфологии земной поверхности» А. Пенк сформулировал понятие абсолютного верхнего денудационного уровня следующим образом: чем быстрее происходит поднятие гор, тем быстрее идет разрушение их вершин. Поэтому через высшие точки гор можно провести «вокруг всей Земли абсолютный верхний денудационный уровень, выше которого не может вырасти ни одна вершина» (1894, 1, стр. 367). Положение верхнего денудационного уровня определяют различные факторы: интенсивность выветривания, характер пород, быстрота поднятия. Если каждый из этих факторов изменяется в пространстве постепенно, или если их сумма создает в конце концов предпосылки для более или менее равномерного снижения высоты гор в различных точках земной поверхности, то тогда может возникнуть то удивительное постоянство высоты горных вершин, которое так часто поражает глаз исследователя. В качестве примера, следуя И. С. Щукину, можно привести приблизительно одинаковую высоту вершин хребта Академии наук (за исключением разве высоты пика Сталина — 7 495 м). Пик Молотова имеет высоту 6 868 м, пик Ворошилова 6 886 м, пик Орджоникидзе 6 346 м, пик Гармо 6 615 м, пик Коммунистической академии 6 452 м, пик Муссджилга 6 316 м, пик Сандал 6 160 м и т. д.

В целом рельеф Памира представляет собой полого вогнутую чашу, дно которой образовано бесснежными горными вершинами, колеблющимися в пределах сравнительно тесного интервала от 5 000 до 6 000 м абсолютной высоты. Края этой «чаши», подчеркнутые оторочкой вечных снегов, поднимаются до высоты 7 100—7 750 м: хребет Академии наук (7 495 м), Заалайский хребет (7 127 м), хребет Сары-кол (Мустаг-ата 7 433 м), Гиндукуш (7 750 м) (фиг. 31).

Все это пространство может точно так же служить примером сравнительно постепенного изменения высот. Поверхность, мысленно проведенная через высшие точки Центрального Памира, хотя приподнята у краев Центрального Памира на 2 500 м выше, чем в его средней части, но поднимается весьма плавно и образует вершинную поверхность, как ее понимал А. Пенк.

Охватывая взором панораму бесчисленных горных пиков Памира, мы поражаемся остротой их контуров и свежестью следов выветривания. Несомненно, что разрушение одиноких вершин происходит с огромной интенсивностью, затрудняющей дальнейший рост гор в высоту. Но достигли ли они предела абсолютного верхнего денудационного уровня? Ведь, с другой стороны, края пологой вдавленности Центрального Памира, которая упоминалась мной выше, образуют еще значительно более высокие горные хребты: Академии наук, Заалайский, Мустаг-ата, Кунгур и Гиндукуш. Они плотно укутаны фирном, под которым, очевидно, стачивание вершин не происходит, или происходит весьма медленно. Может быть, благоприятная экспозиция, облегчавшая принос осадков, способствовала накоплению этой фирновой защиты, которая сохраняла вершины гор в процессе их дальнейшего поднятия? Или же поднятие периферии Памира происходило настолько интенсивно, что высота гор увеличивалась, несмотря на разрушающее воздействие суммы экзогенных процессов?

Во всяком случае, на примере Памира мы можем видеть, что абсолютный верхний денудационный уровень никак нельзя представлять себе как поверхность горизонтальную. «Волны» вершинной поверхности гор могут достигать амплитуды, измеряемой километрами.

В 1894 г. А. Пенк, оценивая роль различных факторов, определяющих высоту гор, пришел к выводу, что главные из них — это высота снеговой границы и высота границы лесной растительности. Дело в том, что три эти границы обнаруживают в различных широтах довольно согласованный ход изменений, который Пенк расценивал как изменения, причинно связанные друг с другом. Им приведена была (т. II, стр. 333) таблица, на которой сходство изменений высоты гор, снеговой границы и высоты верхней границы леса проступает довольно явственно.

Все вершины, превышающие 6 000 м абс. выс., писал Пенк, сосредоточены в низких широтах между параллелями 45° северной и южной широты. Точно так же в полярных областях нет вершин, поднимающихся выше 4 000 м абс. высоты[1]. Самые высокие горы, превышающие высоту 8 000 м, находятся не у экватора, а в северном полушарии между 32 и 37° с. ш. Высочайшая точка южного полушария—гора Аконкагуа—лежит также на 32° ю. ш. Совершенно таким же образом снеговая граница поднимается от полюсов к субтропикам, вновь несколько опускаясь у экватора. Такой же ход обнаруживает меридиональный разрез лесной границы. Из этого сходства кривых Пенк делает вывод, что выше границы леса процессы разрушения гор сразу начинают протекать гораздо интенсивнее, чем в лесной зоне гор; что же касается снеговой границы, то последняя образует второй вертикальный рубеж, у которого процессы разрушения гор опять резко усиливаются. Поэтому горы хотя и вырастают на высоту, бóльшую высоты снеговой границы, но превосходят ее на некоторую ограниченную величину, не превышающую 3 км. Так как такие взаимоотношения приурочены к молодым и интенсивно поднимавшимся горным хребтам (Средиземноморский — Центральноазиатский пояс, Кордильеры — Анды), то *даже в оптимальных условиях быстрого поднятия экзогенные процессы способны поставить предел дальнейшему росту гор*. Следовательно, поверхность высочайших горных вершин Земли есть действительно абсолютный верхний денудационный уровень. Таков ход мыслей А. Пенка.

Критика представлений А. Пенка. Вряд ли однако можно в настоящее время всерьез предполагать, что современная высота гор определяется их «дорастанием» до абсолютного верхнего предела — абсолютного верхнего денудационного уровня. В то время, когда Пенк высказывался соответствующим образом, почти не придавали значения молодым тектоническим процессам, которые, как мы это теперь знаем, создали высочайшие горные хребты. Энергия этих движений так велика, что заставляет усомниться в возможности компенсации их снижением гребней гор сверху.

Но кроме этого общего соображения совершенно достаточно посмотреть на гипсометрическую карту мира, чтобы убедиться в неправдоподобности предположения А. Пенка. Главную проверку его представлений мы должны были бы получить, рассматривая рельеф Кордильер и Анд, так как они пересекают различные широтные зоны. В Северной Америке горы выше всего севернее 60° с. ш. (гора Св. Ильи, гора

[1] Это «правило», однако, имеет слишком много исключений. В высоких широтах обоих полушарий есть «слишком» высокие горы: гора Кинлей в Аляске — 6180 м, гора Ваткинса в Восточной Гренландии — 3 955 м, вулкан Эребус в Антарктике — 423 м.

Кинлей). Горы здесь на 2 км выше, чем между 35 и 45° с. ш., что прямо противоречит «правилу» Пенка; в Андах высокие точки лежат действительно в тропической зоне. Однако здесь же проходит глубокая Атакамская впадина Тихого океана, направленная в сторону материка. Этот отрезок Анд был захвачен наиболее интенсивными молодыми тектоническими движениями. Последними, а не повышением верхнего денудационного уровня и объясняют высоту данного отрезка Анд.

Никому не пришло бы теперь на ум предположение, что высшие точки Старого Света лежат между 30 и 40° с. ш. потому, что между указанными широтами верхний денудационный уровень поднят выше всего. Положение альпийского широтного пояса гор Евразии связано с историей Средиземноморской геосинклинали и интенсивностью молодых поднятий. Самую большую массу высокой суши в мире образует здесь Тибет, окаймленный с запада и юга Каракорумом и Гималаями. Гималаи и Каракорум выше Тибета, а снеговая линия лежит в Гималаях и Каракоруме ниже, чем в Тибете. Тибет, как известно, почти не имеет древесной растительности, а между тем именно Тибет представляет собой величайшую высокогорную массу суши мира. Короче говоря, *соотношения между высотой гор, высотой снеговой границы и распространением древесной растительности в самой обширной высокогорной области мира обратны тем, которые указывались Пенком.*

Из вышеизложенного следует вывод: *общая орографическая картина мира не имеет ничего общего с положением предполагаемого абсолютного верхнего базиса денудации.* Да и возможно ли вообще было это представление? Соответствует ли действительности то предположение, что по мере возрастания высоты местности скорость разрушения гор возрастает? Против этого предположения можно сделать ряд возражений. Во-первых, с увеличением высоты суточные колебания температур уменьшаются [1]. Во-вторых, самые высокие горы покрыты фирном, без сомнения предохраняющим их от выветривания. В тех же случаях, когда отдельные высокие пики бесснежны, они и безводны, а вода является наиболее мощным агентом выветривания (морозного) и движения масс вниз по склону в горах.

Поэтому нас не удивляет то обстоятельство, что, начиная с 1919 г., Пенк стал пользоваться понятием «вершинная поверхность» вместо понятия «верхний денудационный уровень».

Термин «вершинная поверхность» есть перевод немецкого

---

[1] Явление, известное Воейкову уже в 1889 г. Например в Альпах, в Зонннблике (3 106 м) суточные амплитуды в течение всего года не превышают 2,1°, в то время как в Мюнхене они достигают 9,2° (см. Л. С. Берг «Климатология», стр. 285).

«Gipfelfluhr», иногда неблагозвучно передаваемого в русской литературе как «гипфельфлур». Вершинная поверхность — понятие, введенное в 1919 г. А. Пенком. Гейм в 1927 г. справедливо заметил, что это словосочетание удобно в том отношении, что не определяет способа происхождения вершинной поверхности.

Термин «вершинная поверхность» выражает то же явление, что и предложенный ранее термин «верхний денудационный уровень». Однако, в отличие от последнего, термин «вершинная поверхность» не есть понятие генетическое. Как образовалась вершинная поверхность — об этом само ее наименование нам еще ничего не говорит. Из этого не следует, однако, что автор этого понятия А. Пенк не делал попыток объяснить, как вершинная поверхность образовалась. Такая попытка сделана уже в первой работе А. Пенка (1919), но ее надо рассматривать скорее как отход от определенной и ясной концепции и признание разнородности вершинных поверхностей.

Вершинная поверхность гор. Рассуждения А. Пенка прекрасно изложены на русском языке Я. С. Эдельштейном. Я могу остановиться на них поэтому в самой краткой форме, учитывая лишь то существенное новое, что они содержат для освещения вопроса о вершинной поверхности.

Острие статьи А. Пенка направлено против учения о циклах эрозии Девиса. Последний, в целях может быть главным образом педагогических, часто повторял, что развитие рельефа проходит ряд стадий от молодости к старости. Частое подчеркивание подобного *возможного* пути развития создало представление, что Девис считает направление развития рельефа как бы *предопределенным* от начальной горной стадии к стадии почти-равнины — пенеплена. А. Пенк, анализируя рельеф Альп, пытается показать, что предопределенного пути в развитии рельефа Альп не существует и что отдельные части Альп имеют свою историю развития, запечатленную в их внешнем облике.

Для Альп наиболее характерным является их высокогорный облик, который создался в результате определенного пути развития, в условиях известного равновесия между быстротой поднятия и быстротой вреза речной сети. Если такое равновесие установилось, то прирост высоты гор, являющийся результатом поднятия, будет нацело уничтожаться врезом речной сети и отступанием от речных артерий навстречу друг другу склонов гор, которые не могут превысить некоторой предельной крутизны. В результате подобного сочетания процессов поднятия; врезания рек и отступания склонов, высота гор будет сохраняться абсолютно и относительно постоянной, но только при сохранении неизменным сочетания указанных условий, т. е. быстроты поднятия, интенсивности врезания рек

и расстояния между ними (определяющего ширину хребтов, а следовательно, при данной высоте и крутизну склонов). Следовательно, горизонтальность острия водораздельного гребня будет явлением местным, ограниченным данной водораздельной линией, так как для более или менее обширной площади каждое в отдельности из этих условий (например, расстояние между речными артериями) изменяется и равновесие между составляющими процесса нарушается.

Если высокогорье Альп все же сохраняет постоянство высот своих гребней, то последнее можно отнести только за счет влияния еще какого-то дополнительного фактора. Этот фактор—интенсификация процессов выветривания гребней по мере их поднятия. Горы понижаются «сверху», по мере приближения к некоторой границе, которая является не чем иным, как верхним денудационным уровнем. Этой позиции А. Пенк продолжает придерживаться.

Правда, он рисует и два других возможных пути развития. При одном из них, когда амплитуда и скорость поднятия менее значительны, чем в только что разобранном случае, горы «достигают» только среднегорного облика. При условии минимального поднятия рельеф сохраняет неизменно характер равнины. Во втором и третьем случаях амплитуды колебания высот, хотя и меньше, чем в первом случае, все же могут быть различны, и *уровень* высот будет отсутствовать. Он возникает при наличии того же дополнительного условия, как и при развитии высокогорного рельефа: постоянства расстояний речных артерий друг от друга.

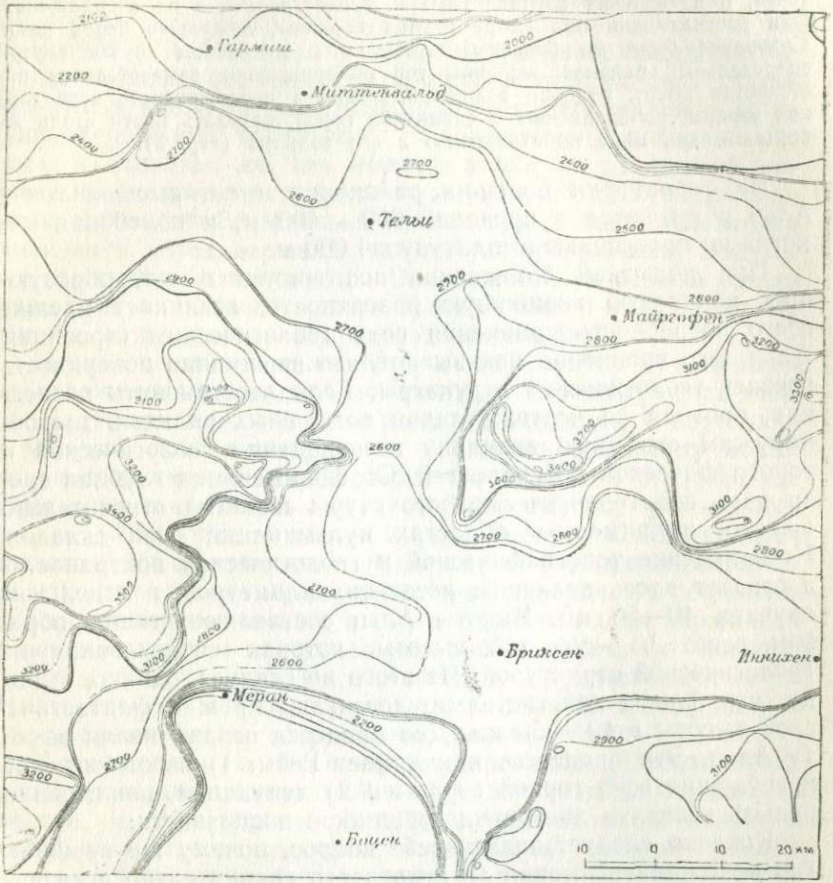
Мы видим, что в этой статье А. Пенк весьма усложнил вопрос. Постоянство высот может быть свойственно рельефу различного типа: почти-равнине, среднегорью, высокогорью; в пределах каждого типа оно создается при наличии равной густоты речной сети, следовательно снизу; в условиях высокогорного рельефа уравнивание высот горной страны происходит также «сверху».

Собственно говоря, представление об универсальном значении верхнего денудационного уровня оказалось разрушенным самим автором этого понятия.

Однако это представление оказалось настолько живучим, что вскоре стали даже появляться попытки картирования вершинных поверхностей Альп. Пример такой карты напечатан в 1921 г. Автор ее — Леви; он показал в изолиниях вершинную поверхность западной части Восточных Альп между массивами Бернина и Анкогел. Эта карта имеет масштаб 1:750 000. Изогипсы проведены через 100 м. Автор соединял изолиниями высшие точки в пределах частей указанного района. Таким образом, эта карта представляет обобщенную гипсометрическую карту — и только (фиг. 39).

Но так как детали в ней умышленно опущены, проступают явственнее главные черты рельефа. Поднятия вершинной поверхности Леви связывает со сводами больших складок и кульминациями их продольных осей.

Конечно ничего нового по сравнению с гипсометрической картой карта Леви не дает. Она просто-напросто упрощает



Фиг. 39. Попытка изображения вершинной поверхности Альп при помощи изолиний. (По Леви.)

истинную картину рельефа в целях иллюстрации представления о вершинной поверхности, нисколько не будучи в состоянии это представление обосновать.

Другая попытка осветить вопрос о вершинной поверхности была сделана Альбертом Геймом. А. Гейм касается проблемы вершинной поверхности вскоре после А. Пенка. Он

посвятил этому вопросу специальную работу, выпущенную отдельной книжкой в 1927 г.

Его точно так же поражает постоянство уровней вершин в пределах целых районов или вытянутых зон альпийских гор.

«Все мои читатели часто уже наблюдали Альпы с господствующих точек, и прекрасная картина глубоко запечатлелась в их воображении. Они рассказывали про «море горных вершин», лежавшее перед ними. Сравнение было им близким потому, что, во всяком случае внутри сопредельных районов, вершины гор обнаруживают замечательное постоянство высот, подобно волнам на море, а протяженность всей горной страны, по сравнению с единичной горой, казалась почти столь же большой, как море по отношению к его волнам» (стр. 3).

На территории больших районов отметки высших точек Альп колеблются в пределах 300 — 400 м, и колебания никогда не превышают амплитуду в 1 000 м.

При попытках объяснения постоянства высот, образующих волнистую вершинную поверхность, возникает прежде всего потребность сравнения ее с геологическим строением Альп. Это сравнение показывает, что вершинная поверхность срезает геологические структуры. Если восстановить последние, проводя на чертеже линии воздушных складок, мы обнаружим огромную величину несовпадения геологической и топографической поверхностей. Особенно велика глубина среза там, где геологические структуры подняты относительно высоко, например, в областях кульминаций осей складок. Несовпадение топографической и геологической поверхностей достигает здесь величины десятков километров, в отдельных случаях 40—50 км. Высоты Альп составляют, таким образом всего $^1/_2 — ^1/_{10}$ той высоты, которая «подсказана» их геологической структурой. Из этого не следует, однако, вывода, что Альпы действительно достигали прежде фантастической высоты в 40 — 50 км. Два процесса ограничивали высоту Альп. Эти процессы, как думает Гейм: 1) изостатическое погружение всей горной страны и 2) денудация, понизившая рельеф «сверху» до уровня вершинной поверхности.

Конечно следует задать себе вопрос, почему же вершины гор понижались именно до некоторого сравнительно постоянного уровня. А. Гейм считает, что причиной этого является, в конце концов, горизонтальность основного базиса эрозионных и денудационных процессов — уровня океана. Правда, эрозия и денудация проникают в глубь гор, испытывая влияние различных местных факторов. Например, южный склон Альп круче северного склона, что отражает неровности первичного тектонического рельефа, который накладывает различный отпечаток на эрозию северного и южного склонов. Местными базисами являются уровни альпийских озер. Денудация определяется литологией пород и т. д. Но, в конечном счете, над

всеми местными факторами господствует один общий, интегральный: процессы денудации привязаны к уровню океана. Ровность вершинной поверхности гор представляет собой, таким образом, отражение горизонтальности поверхности Мирового океана. «Море господствует в вершинных поверхностях», — пишет А. Гейм. Итак, Гейм возвращается к взглядам Девиса, против которых возражал Пенк и которые Девис все вновь и вновь отстаивал.

В 1924 г. А. Пенк отмечал вершинную поверхность как одну из главных особенностей альпийского лика (его статья носит название «Лик Альп»). Ему первому принадлежит сравнение вершинной поверхности с окаменевшей поверхностью моря. «Точно так же, как морские волны не удаляются значительно от среднего уровня моря, так же и соседние вершины имеют приблизительно одинаковую высоту. Мы можем проложить через вершины идеальную поверхность. Это будет вершинная поверхность... Она кажется на первый взгляд ровной, но в действительности она колеблется в пределах гор так же, как вершины в пределах ее самой».

Пенк совсем не занимается в этой статье объяснением происхождения вершинной поверхности. Его интересуют только ее деформации. Пенк считает, что поднятия и опускания вершинной поверхности прямо отражают амплитуду вертикальных движений земной коры. Он отмечает, что там, где вершинная поверхность лежит особенно высоко, врезающиеся в нее долины имеют самые крутые склоны. Следовательно, врезание долин протекает энергично, а оно предопределяется поднятием. Там же, где вершинная поверхность понижена, она и расчленена меньше, и таким образом волны вершинной поверхности Альп представляют собой отпечаток молодых поднятий земной коры. Изгибы последней представляют собой большие складки — основную форму молодой тектоники и в то же время основу современного рельефа Альп.

Заключение. Ясно сформулированное Пенком положение о верхнем денудационном уровне находилось, как мы видели, в противоречии с действительным распределением высот земной поверхности, с понижением снеговой границы и верхней границы лесной растительности. Возникает понятие «вершинная поверхность», которую стараются истолковать более сложными путями. Оказывается, что равенство высот какой-либо территории может возникнуть при различной высоте и быстроте поднятия и только в частном случае — при достижении ею верхнего денудационного уровня. Внимание обращается снова на роль речной эрозии как фактора выравнивания рельефа. Неожиданно возвращаются к старой мысли, что пенепленизация, «выравнивание снизу», так же как и «выравнивание сверху», формирует волнистые изгибы вершинной поверхности. Достаточно ясно выражена эта мысль

в статьях А. Пенка, относящихся к двадцатым годам. Еще резче это соображение звучит в работе А. Гейма.

Собственно говоря, ясное, но неверное представление *абсолютного верхнего денудационного уровня* сменилось попросту неясным представлением о *вершинной поверхности* гор. Неясность этого представления генетическая. Выяснилось, что для объяснения подмеченного явления необходимо привлечь не один, а множество факторов, а следовательно, определенное сочетание этих факторов, приводящее к образованию сравнительно простого вида вершинной поверхности. Но осознание сложности вершинной поверхности несомненно затруднило ее объяснение при исследовании отдельных конкретных районов. Насколько просто было это объяснение 30—40 лет назад, когда мыслился только один путь ее образования, настолько трудным оно стало в настоящее время. Раз причин образования вершинной поверхности много, то конкретное их значение необходимо взвесить и исследовать. Однако исследованность явления вершинной поверхности в сущности почти отсутствует. Гребни высочайших гор для систематических наблюдений этого рода, попросту говоря, еще трудно доступны.

«Чувство» вершинной поверхности вряд ли померкло у исследователей гор. Однако *понимание* этого явления стало дальше, чем оно казалось еще несколько десятков лет тому назад.

Представим себе вновь ту картину рельефа Восточного Памира, которую я упомянул в начале главы: приблизительное равенство высот бесчисленных гор, образующих дно восточнопамирской «чаши»; высоко приподняты ее края; хребет Музкол поднимается в середине Восточного Памира и нарушает однообразие высоты гор Восточного Памира.

Однообразная высота гор центральной части Восточного Памира, может быть, объясняется и равномерной расчлененностью рельефа. Но как объяснить большую высоту Музкола и приподнятую горную оторочку Памира? Большей амплитудой молодого поднятия периферии Памира по сравнению с его центральной частью? Логически правдоподобное представление это не может быть, однако, подтверждено прямыми данными изучения молодых тектонических движений. Или массы фирна, лежащие на окраинных горах Памира, предохраняют их от разрушения процессами выветривания? Допустимо и такое предположение. Но и оно не имеет под собой базы в виде конкретных знаний относительно процессов выветривания, протекающих под фирном.

Одним словом, вершинную поверхность гор при настоящем уровне наших знаний мы должны признать как явление действительно и реально существующее. Но содержание этого понятия является для нас только орографически ясным, но

неясным генетически. Поэтому мы *пока* не в состоянии использовать наблюдения над вершинной поверхностью в целях изучения колебаний земной коры.

Приходится ограничиться лишь тем общим замечанием, что удивительная простота рельефа вершинной поверхности не может не отражать известного постоянства амплитуд молодых движений земной коры в пределах тех же участков.

Поэтому происхождение вершинной поверхности, являясь в настоящее время проблемой нерешенной, остается для нас одной из основных проблем современной геоморфологической науки.

Мы рассмотрели деятельность главнейших экзогенных процессов применительно к соответствующим им геоморфологическим уровням: абразионно-аккумулятивному, денудационному уровню снеговой границы, верхнему денудационному уровню. Важное для цели нашего исследования свойство перечисленных уровней то, что они стремятся расположиться нормально по отношению к силам, направленным к центру Земли: абразионно-аккумулятивный уровень стремится приблизиться снизу к поверхности геоида — поверхности, перпендикулярной к направлению силы тяжести; денудационный уровень стремится приблизиться к той же поверхности сверху; положение уровня снеговой границы и верхнего денудационного уровня определяется действием силы тяжести (движения продуктов выветривания и ледников, восходящих токов воздуха) и лучистой энергией Солнца, направленными к земной поверхности и от нее.

Изучение рельефа геоморфологических уровней позволяет устанавливать их деформацию, произведенную затем вертикальными колебательными движениями земной коры.

Таким образом, мы получаем в руки универсальный метод для изучения основного геоморфологического процесса, состоящего во взаимодействии частных эндогенных и частных экзогенных процессов.

Следующей нашей задачей является установить, каким образом представления, изложенные в первых трех частях книги, преломляются *в истории развития рельефа*.

Часть IV. РАЗВИТИЕ РЕЛЬЕФА

Глава XI. ВОЗРАСТ РЕЛЬЕФА

После того, как в начале этой книги нами были рассмотрены некоторые вводные положения, мы все свое внимание направили на выяснение закономерностей взаимодействия эндогенных и экзогенных частных геоморфологических процессов.

Так как рельеф создается перемещением вещества твердой оболочки Земли, то основной задачей геоморфологии является изучение этих перемещений. Но критерии геолога и геоморфолога в оценке роли движений вещества земной коры могут расходиться в следующем существенном пункте: не всякое перемещение вещества твердой оболочки Земли находит отражение в поверхности Земли и, следовательно, получает геоморфологическое выражение. Этим свойством обладают вертикальные перемещения вещества или, точнее говоря, перемещения вещества твердой оболочки Земли, имеющие вертикальную составляющую.

Поэтому, например, в гипотезе горизонтального движения материков непосредственное геоморфологическое выражение получили два процесса, связанные с вертикальным движением вещества: процесс всплывания сиалических масс над симатической оболочкой и процесс нагромождения складчатых гор впереди движущегося материка. Эти соображения имеют тем большие значения, что в части эндогенных геоморфологичских процессов наибольшее значение современная геотектоника придает вертикальным (колебательным) движениям. Последние, с геоморфологической точки зрения, были рассмотрены в III части книги. Их взаимодействие с экзогенными геоморфологическими процессами создает геоморфологические уровни.

Развитие рельефа Земли, методы его изучения и главнейшие общие закономерности развития рельефа Земли — таково содержание четвертой части книги.

1. Что такое возраст рельефа?

Возраст рельефа в понимании американской школы географов. Поставленный в заголовке вопрос необходимо разъяснить в самом начале главы. Дело в том, что вокруг него создалось противоречие во взглядах, отчасти терминологическое, отчасти же и по самому существу вопроса. Оно вызвано было спорами, развернувшимися вокруг идей, высказанных Девисом. В ранних своих работах он пользовался выражением *возраст* (рельефа), понимая под ним *стадийность* в развитии рельефа. По терминологии Девиса слова «молодость», «зрелость», «дряхлость» в применении к рельефу означают возраст последнего. Но вводя эти слова в географический обиход, Девис преследовал одну цель — указать положение стадии эволюции данного конкретного рельефа по отношению к началу и к концу «нормального» цикла эволюции рельефа. В этих выражениях не содержится попытки определить отношение стадии эволюции рельефа к хронологической геологической шкале, что представляется и возможным и необходимым. Таким образом, возникли два параллельных понимания проблемы возраста рельефа, не совсем удачно иногда называемых геоморфологическим и геологическим пониманием этой проблемы. Необходимо несколько подробнее пояснить позицию Девиса в этом вопросе. В своей известной статье о географическом цикле (1899) Девис высказывал следующие мысли:

«С течением времени,— писал Девис,— объем изменений (рельефа.— *К. М.*), вызванных деструктивными процессами, возрастает, но никогда объем и скорость этих изменений не являются простой функцией времени. Объем изменений (рельефа.— *К. М.*) ограничен, во-первых, высотой местности над уровнем моря... Скорость изменений под влиянием процессов нормальной эрозии... вначале сравнительно невелика, затем она возрастает до известного максимума и, наконец, уменьшается до некоторого минимума. Для полной денудации твердой массы суши очевидно необходим больший период, чем для денудации поверхности мягких пород, *но пока невозможно измерять его годами или столетиями*... Лучшее, что может быть в настоящее время предложено — это дать определения для этих неопределенных частей целого, и в этом отношении ничто не подходит лучше, чем выражение «географический цикл». Если возможно установить соотношение между географическими и геологическими подразделениями, вероятно будет найдено приближение к решению уравнения о связи длительности цикла мелового и третичного периодов, как было указано исследованиями многих геоморфологов» (стр. 483).

В этой цитате содержится следующая мысль: за определенный отрезок времени (геологического летоисчисления) геоморфологические процессы могут дать различный геоморфологический результат. Следовательно, целесообразно построить свою, геоморфологическую терминологию возраста рельефа.

В указанной статье Девис употребляет выражение *возраст* рельефа.

Как известно, начиная с 1919 г., концепция географического цикла начала встречать критику со стороны, главным образом, германских географов. Проглядев главное в американской геоморфологии того времени — ее эволюционное направление, многие из этих критиков пошли по линии методологически порочной (Пассарге, Геттнер). Таковы, например, возражения против права на «дедукцию», которой окрашены все произведения американской школы. Но были возражения и по существу. Главные из этих сводятся к тому, что та смена стадий цикла, которая составляет как бы его канон (молодость — зрелость — старость), не только не отвечает реальной последовательности стадий эволюции рельефа, но даже логически весьма условна.

Молодость рельефа Девис относил к началу цикла, вызванному внезапным поднятием поверхности суши. Развитие рельефа *в процессе самого поднятия* в концепции географического цикла своего отражения не нашло. Поэтому-то, собственно говоря, Девис и представляет себе только одну главную последовательность стадий — нисходящее развитие рельефа, развитие от гор к пенеплену.

Между тем, если бы не отбрасывалась первая половина процесса и рассматривалось развитие рельефа при поднятии участка суши, была бы получена совсем другая последовательность аспектов рельефа — сначала от пенеплена к горам, т. е. восходящее развитие рельефа.

Таким образом, выражения «молодость», «зрелость», «старость» рельефа чисто произвольны. Они не отнесены ни к хронологической шкале, ни к логически мыслимому началу геоморфологического «цикла», а лишь к его второй половине.

Остановимся на плане рассуждений самого Девиса. В процессе восходящего, а затем нисходящего развития, образующего единый цикл развития, рельеф дважды имеет облик пенеплена, дважды облик горной страны средней глубины расчленения и один раз — высокогорный облик. Следовательно, терминология Девиса способна ввести в заблуждение при определении той стадии развития, к которой относится данный рельеф. «Молодой» рельеф середины цикла возникает позднее, чем «зрелый» или «старый» рельеф начала цикла и т. д.

Итак, понятия стадий, введенные Девисом, не имеют реального содержания. Например, «молодой» рельеф Тянь-шаня образовался позднее, чем «старый» рельеф сыртов. Молодость следует за старостью — таков абсурдный вывод, вытекающий, однако, из применения идеи единого эволюционного ряда Девиса, причем *когда* образовался тот или иной член

этого ряда—остается совершенно неизвестным. Можно сделать много справедливых обвинений по поводу идеи географического цикла Девиса.

Девис очень чутко реагировал на критику, доносившуюся из-за океана, и отвечал на нее обширными оправдательно-полемическими статьями (в 1923, 1924, 1932 гг.). Я остановлюсь на одной из них, представляющей введение ко второму изданию (1924) «Объяснительного описания земной поверхности».

В этом предисловии Девис затрагивает и терминологию и существо вопроса. Он говорит, что термины «молодой», «зрелый», «старый» (рельеф) подчеркивают лишь удаленность стадии от начала цикла. Их можно с успехом заменить такими выражениями, как «ранняя», «средняя», «поздняя» стадии эволюции рельефа. Но в том-то и дело, что внешний аспект рельефа только и служит Девису критерием для определения стадии эволюции рельефа. Трудно представить себе, что данная терминология могла быть смешана с геологическим пониманием возраста, продолжает Девис. Когда говорят «молодой дуб» и «старый гриб», никто не представляет себе, что абсолютная положительность жизни у дуба меньше, чем у гриба. Эти выражения означают лишь то, что дуб находится в начальной стадии своего развития, а гриб близок к концу своего жизненного пути (стр. XIII).

Однако и эта тирада не спасает положения. Во-первых, отсутствие всякой связи между геоморфологическими и геологическими представлениями — уже очевидный минус; во-вторых, выражения «молодой», «старый», примененные к эволюции рельефа и основанные на внешнем облике последнего, нисколько не определяют положение данного конкретного типа рельефа в эволюционном ряду, его расстояния от начала пути развития.

Оправдания заключаются и в многочисленных ссылках Девиса на собственные высказывания по поводу того, что морфологическое развитие может итти различными путями, а не одним только предопределенным путем от «молодых» форм рельефа к «старым».

Но вся беда заключается в том, что подобные оговорки делались слишком редко и робко и слишком определенно подчеркивался тот канон в развитии рельефа, который составил содержание учения о географическом цикле.

Абсолютный возраст рельефа. Мы должны признать, что концепция возраста рельефа, как ее понимает Девис, не дает представления о направлении развития рельефа, и, таким образом, не решает даже той непосредственной задачи, ради которой эта концепция была выдвинута. Следовательно, необходимо итти другим путем. Этот путь заключается в следующем: мы фиксируем не только облик рельефа,

как делает Девис, но и его абсолютный (геологический) возраст. Имея ряд последовательных определений возраста рельефа для какой-либо территории и зная, как соответственно возрасту изменялся облик рельефа, получаем представление и об эволюции рельефа.

Итак, для того, чтобы изучить эволюцию рельефа, необходимо определить его возраст. Возраст рельефа есть понятие *абсолютной* давности его образования.

2. Фиксированный рельеф

Выражение «возраст рельефа» содержит в себе внутреннее противоречие. Оно заключается в том, что это выражение применяется к современному облику страны. Говоря о возрасте рельефа, исследователь имеет в виду древний рельеф, *подобие которого он видит* — подобие, но не тождество. Когда мы изучаем древнюю денудационную поверхность гор и видим толщу рыхлых отложений, смытых с этой поверхности и отложенных у основания гор, мы составляем себе истинное представление об условности выражения «возраст рельефа» в применении к современному рельефу Земли.

Вальтер Пенк всячески подчеркивал сохранение древнего рельефа местными базисами эрозии, но и он вынужден был признать, что древний рельеф не застыл в своем развитии. Он продолжает изменяться, и площадки предгорной лестницы мигрируют вверх, к центру вздувающегося горного свода.

Представим себе любую поверхность выравнивания Тяньшаня. Она прикрыта здесь и там мелкоземистым наносом, она пересекается реками, имеющими равнинный характер течения. Это не законсервированный участок древнего рельефа, поднятый на большую высоту, но рельеф, продолжающий развиваться, хотя и по прежнему — равнинному трафарету. Данный случай может рассматриваться как пример сравнительно совершенной сохранности подобия древнего облика рельефа. Но и здесь процессы денудации сняли с поверхности выравнивания более или менее значительную толщу породы. Они соответственно снизили рельеф поверхности гор.

Вот почему, относя определения возраста рельефа к ныне существующим формам последнего, мы в огромном большинстве случаев оперируем лишь с более или менее точным подобием того древнего рельефа, возраст которого стремимся установить. По указанной причине особое значение приобретают (даже ограниченные по размеру) участки, которые сохранили свой древний морфологический облик *неизменным*.

Подобные участки я буду называть участками *фиксированного рельефа*.

Рельеф, фиксированный под корой выветривания. Здесь будет иметься в виду *рельеф, фикси-*

рованный под корой выветривания. Постепенность перехода в материнскую породу и сравнительно ограниченная мощность коры выветривания позволяют считать, что поверхность, несущая на себе покров коры выветривания, действительно сохранилась в неизменном виде со времени образования коры выветривания.

Поэтому участки рельефа, фиксированные под корой выветривания, должны обращать на себя пристальное внимание геоморфологов, изображаться на геоморфологических картах и т. д., и т. п.

Значение подобных наблюдений увеличивается тем обстоятельством, что кора выветривания иногда содержит в себе остатки наземной флоры, дающие возможность устанавливать возраст как самой коры выветривания, так и фиксированного ею рельефа.

Таким образом, мы возвращаемся к вопросу, который вскользь затрагивали в исторической части — к значению почвенного метода в геоморфологии.

Приведу пример того, что может дать геоморфологу изучение участков фиксированного рельефа.

А. В. Хабаков описал и показал на крупномасштабных картах характер залегания древней коры выветривания южного Зауралья в Халиловском районе, т. е. к северу и западу от Орска.

Кора выветривания залегает на выровненной поверхности, в незначительных понижениях последней. Так как возраст коры выветривания, по А. В. Хабакову, юрский, то естественно поставить вопрос, не является ли подстилающая ее поверхность доюрской пенепленизированной поверхностью, фиксированной юрской корой выветривания.

К такому именно выводу приходит А. В. Хабаков, который сообщает следующие важные для нас сведения.

Рельеф этой части Южного Урала довольно ровный, достигает высоты 500—600 м на водоразделах и опускается ниже 380—400 м в понижениях. Эта волнистая поверхность срезает резко дислоцированный палеозойский субстрат и покрыта континентальной юрой. Отложения последней на повышениях тонки (5—10 м), в понижениях же достигают 180 м мощности. Юра представлена различными континентальными отложениями (песками, галечниками) и корой выветривания латеритного типа.

Очень важно установить связь между условиями рельефа и характером коры выветривания. Поразительна локализация коры выветривания более или менее значительной мощности в понижениях. Литологическая характеристика коры выветривания довольно разнообразна (пестрые охры, латеритные глины). К ней приурочены месторождения железа, никеля и т. д., так что изучение этой коры выветривания

и ее зависимости от геоморфологических условий весьма велико.

Современный рельеф повторяет черты древнего рельефа, фиксированного под корой выветривания.

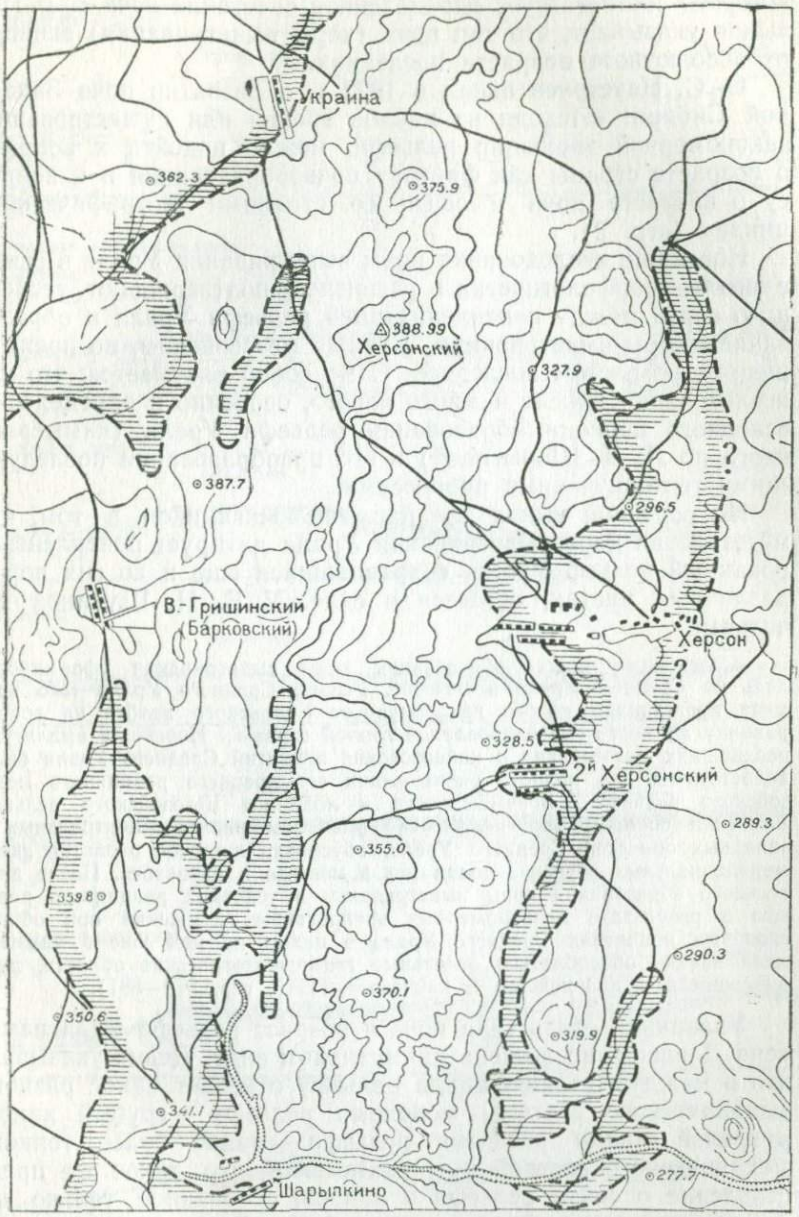
«Главные возвышенности и впадины доюрского рельефа в слабо измененном виде остались орографическими элементами современного рельефа,—резюмирует А. В. Хабаков.—Урал-ату и Ирендык, в юрские времена являвшиеся крупными осями размыва и главными источниками кластического материала, в современном рельефе также, хотя и в чрезвычайно сглаженном виде, доминируют над остальными частями страны и остаются главными водоразделами речной сети. Большие впадины доюрского рельефа, служившие главными областями накопления континентальной юры, теперь представляют, благодаря рыхлости и легкой размываемости юрских толщ, ложе нескольких обширных речных долин» (стр. 188) (фиг. 40).

Такой рельеф мы в дальнейшем будем называть *унаследованным* рельефом. Унаследованные черты можно обнаружить даже в «мелких и мельчайших» формах рельефа, например в участках овражного рельефа, как пишет Хабаков. Последующие процессы, в частности тектонические, внесли сравнительно небольшие изменения в облик рельефа и не могли запутать этой, весьма ясной зависимости. Ее наглядно передает чертеж фиг. 41, который может служить иллюстрацией развития унаследованного рельефа. Южный Урал, преобразованный тектоническими движениями артинско-уфимского времени в горную страну, в дальнейшем подвергся главным образом пенепленизации. Поэтому вся послепермская геоморфологическая история Урала представляет собой преобразование рельефа, основные контуры которого после перми уже существенно не изменялись.

Заметим здесь, что изучение древней коры выветривания представляет огромное практическое значение. В частности, латеритная кора выветривания является источником месторождения железных, марганцевых, никелевых и алюминиевых (бокситы) руд. В районе, который был описан А. В. Хабаковым, на базе руд бурого железняка коры выветривания сооружен Халиловский комбинат.

Значение почвенного метода в современной геоморфологии. Итак, древние почвообразовательные процессы, создавшие кору выветривания, фиксируют отдельные участки рельефа, которые предстают перед нами в неизмененном денудацией виде. Основы сочетания почвенного и геоморфологического методов, заложенные Рупрехтом и Докучаевым, представляют, таким образом, исключительное значение в современной геоморфологии.

После Докучаева необходимость сочетания почвенного и геоморфологического методов исследования была особенно ярко отмечена С. С. Неуструевым и Б. Б. Полыновым. С. С. Неуструев развивал мысли о том, что почвенный покров



Фиг. 40. Доюрские котловины Южного Урала, фиксированные мезозойской корой выветривания и унаследованные современным рельефом. (По А. В. Хабакову.)

эволюционирует вместе с эволюцией рельефа, каждой стадии которого соответствует определенное сочетание почв. Б. Б. Полынов указывает, что тип почв (коры выветривания) зависит от абсолютного возраста последних.

Г. С. Неуструев писал в 1922 г. о развитии почв Западной Сибири: «Исходя из циклов эрозии или существования закономерной эволюции рельефа, можно подойти к вопросу о возрасте страны как фактору почвообразования и к вопросу о возрасте почв в связи со стадиями географического цикла» (стр. 2).

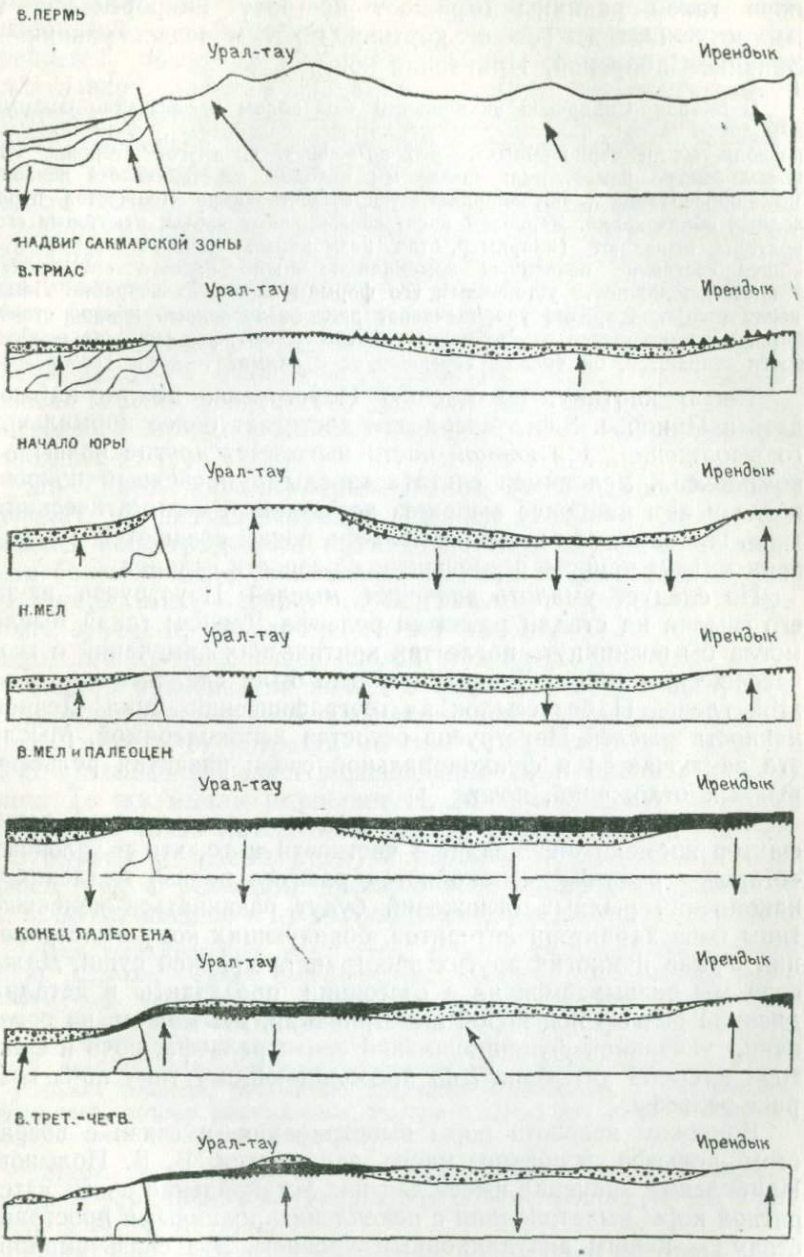
Новейшие исследования коры выветривания Урала в связи с его геоморфологическим развитием подтверждают теснейшую связь между пенепленизацией рельефа Урала и образованием коры выветривания, а также мезозойским, по преимуществу, возрастом последней. Само собой разумеется, что эти исследования вносят и много нового, особенно в определении основного периода образования рельефа Урала (киммерийского по Л. Д. Шорыгиной) и его преобразования последующими тектоническими процессами.

Но основной вывод для нас, заключающийся в том, что мезозойская кора выветривания Урала датирует пенепленезированный рельеф Урала, сохранившийся еще и до сих пор в различных местах, остается в силе. У Е. Н. Щукиной мы читаем:

«...Основные массы образования коры выветривания сформировались на Среднем Урале в мезозое. Рельеф Среднего Урала того времени представлял полого наклонную от Уральского хребта на восток равнину на месте снивелированной горной страны... Новейшая амплитуда позднейших мезозойских и кайнозойских поднятий Среднего Урала была недостаточна для полного уничтожения его древнего равнинного мезозойского рельефа... Возвышенности и ложбины мезозойского рельефа наметили основные орографические элементы рельефа центральных и западных областей Среднего Урала, обусловив широкое развитие здесь меридиональных отрезков долин рек в мезозое и кайнозое... После длительного образования коры выветривания в условиях равнинного рельефа в результате неравномерных эпейрогенных движений при общих сводовых поднятиях Среднего Урала в целом на нем уже с нижнего мела начали обособляться отдельные геоморфологические области, развивавшиеся в дальнейшем в кайнозое» (1946, стр. 879—881).

Указанная связь типа почв и возраст рельефа была намечена Девисом, но в очень примитивном виде. Девис указывал, что в каждую стадию цикла рельефу отвечает нанос разного механического состава: молодому рельефу — грубый нанос, в зрелой стадии развития рельефа — нанос более тонкого механического состава и т. д. Заметим, что такое же представление о связи рельефа и наноса, основанное только на изменении механического состава, можно встретить у В. Пенка.

Почвообразовательный процесс также развивается по мере развития рельефа. Молодая равнина,—пишет С. Неуструев,—



Фиг. 41. Развитие рельефа южной части Южного Урала.
(По А. В. Хабакову.)

обладает небольшой пестротой почвенного покрова. Пестрота почв такой равнины отражает пестроту микрорельефа и пестроту наноса. Такова картина почв молодых равнин — Западно-Сибирской, Прикаспийской.

В Западно-Сибирской низменности «мы видим чрезвычайно пестрые комплексы почв: болотных, полуболотных, солонцовых, солончаковых, подзолистых и черноземных»,— это во-первых. С другой стороны, эти почвы быстро изменяются: «везде мы находим неустойчивость почвенных образований..., обусловливающую существование множества переходных образований. Чернозем носит своеобразные черты; некоторые его подтипы выпадают (например, так называемый мощный чернозем)... общее состояние почвенных комбинаций можно назвать «молодым», в противоположность устойчивым его формам «зрелого» возраста. Лишь после того, как эрозия упорядочивает рельеф, почвенный покров становится и однообразнее и устойчивее; местные геоморфологические особенности стираются, он больше гармонирует с климатическими условиями».

Такую картину, по мнению Неуструева, можно наблюдать в Приобье. Здесь «чернозем достигает более нормального выражения, а в южной части вытесняет другие почвы из комплекса... Условимся считать «зрелым» почвенный покров, когда в нем наиболее выражен нормальный «климатический» тип». Наконец, при старости рельефа почвы создаются в условиях мягких наносов и уменьшения разности склонов.

Не следует умалять значения мыслей Неуструева из-за его ссылки на стадии развития рельефа Девиса; такая мысль могла бы возникнуть после тех критических замечаний о географическом цикле Девиса, которые были сделаны в начале этой главы. И без ссылок на географический цикл Девиса ценность мыслей Неуструева остается непоколебимой. Мысль эта заключается в функциональной связи развития рельефа, рыхлых отложений, почв.

Фактор времени определяет развитие звеньев этой цепи, фактор времени определяет в частности и то, что в условиях «старого» рельефа, «спокойного» разития почвы, медленного накопления рыхлых отложений будут развиваться конечные типы почв характера латеритов, образующих кору выветривания Урала и многих других пространств древней суши. Даже если мы оказываемся не в состоянии проследить в деталях древний рельеф под корой выветривания, мы можем на основании указанной функциональной связи рельефа, почв и фактора времени установить по преобладающему типу почв возраст рельефа.

Вопросом возраста коры выветривания, в связи с возрастом рельефа, особенно много занимается Б. Б. Полынов. Наибольшее значение имеет для нас установление связи латеритной коры выветривания с пенепленизированными пространствами — нашим денудационным уровнем. Эта связь эмпирически устанавливается во многих работах и, в частности, в работе А. В. Хабакова. Об этой же связи Б. Б. Полынов

высказывает ряд общих соображений. Лабораторные опыты показывают, пишет он, что для образования метрового слоя латеритной коры выветривания при 1 500 мм осадков в год требуется около 50 000 лет. Таким образом, «процесс аллитизации, даже в условиях климата, способствующего процессу выветривания, для достижения более или менее ярких эффектов, требует времени, измеряемого геологическим масштабом» (стр. 207). Ведь в природе, особенно в горном рельефе, атмосферной воде приходится иметь дело не с тонкоизмельченным порошком, а с массивными плотными породами, а кроме того громадные количества воды, не успевая просочиться, расходуются на сток. Эти соображения делают понятным, почему латериты приурочены именно к тем областям влажного тропического климата, которые в то же время являются областями древнейшей суши, — «Гондване» Зюсса. Таковы латериты Индии, бассейна Конго в Африке, бассейна Амазонки в Южной Америке. Они частично воспроизведены на фиг. 42.

Но и здесь коры выветривания нет на юных изверженных породах, на низких террасах. Так, на Мадагаскаре «на базальтах послетретичного времени... латериты не образуются, хотя более древние базальты на том же Мадагаскаре покрыты латеритами», — пишет Б. Б. Полынов (стр. 208). Гарросович отмечает, что латеритов нет на осадочных породах, а только на древних изверженных и метаморфических.

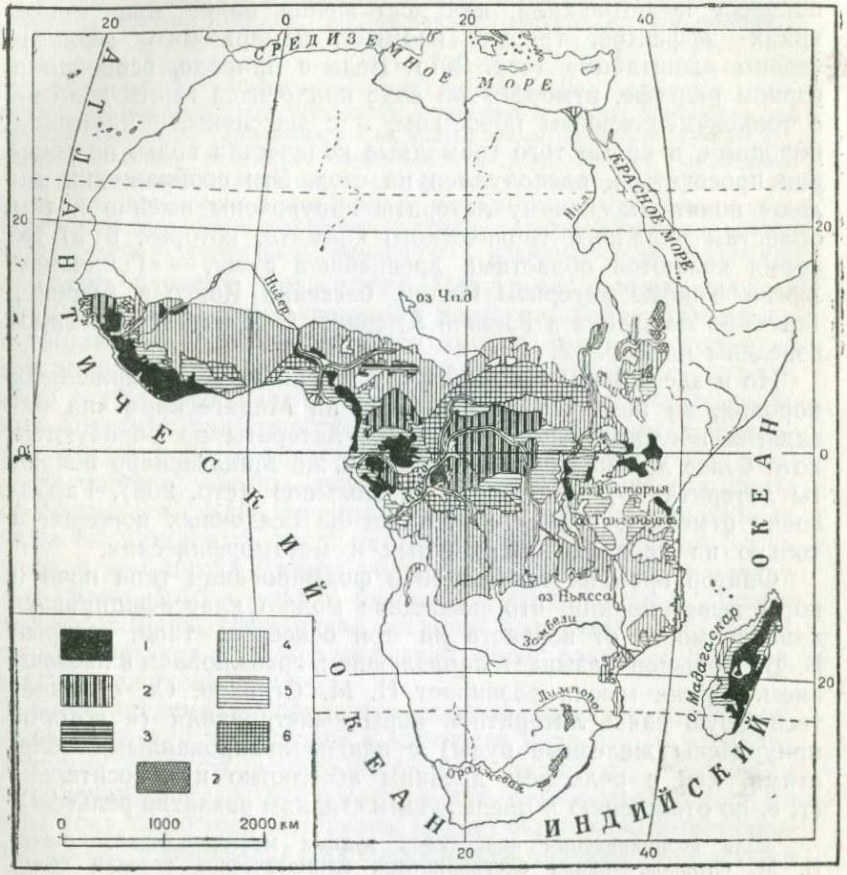
Фактор времени так важен в формировании типа почв и коры выветривания, что последние можно классифицировать в зависимости от возраста на три основных типа, которые Б. Б. Полынов называет параэлювием, ортоэлювием и неоэлювием. Те же мысли развивает Н. М. Страхов. Он отмечает теснейшую связь латеритной коры выветривания (к которой приурочены железные руды) с пенепленизированными областями, как с рельефом древним абсолютно и относительно (т. е. по отношению к предыдущим стадиям развития рельефа).

«Для возникновения конкретных рудных месторождений, — пишет Н. М. Страхов, —одних благоприятных климатических условий было, однако, еще недостаточно. Требовалось сочетание благоприятного климата и благоприятных геологических условий. К числу последних относятся... геоморфологические... особенности (стр. 8)... Спокойная обстановка для медленно текущих геохимических реакций возможна лишь в условиях рельефа, постепенно пенепленизирующегося, с затухающей денудацией, почему *элювиальные железные руды так льнут к пенепленизированным районам*» (стр. 10).

Такого рода связи между образованием коры выветривания и рельефом констатируют в своих работах И. И. Гинзбург и Е. Н. Щукина.

Итак, нам известен в настоящее время один из типов фиксированного рельефа — пенеплен или денудационный уровень, несущий на себе покров коры выветривания латеритного типа.

Большой абсолютный возраст определенных областей суши обеспечил образование на их поверхности и пенепленов и латеритной коры выветривания, того и другого в равной мере. Какие же условия геоморфологического развития



Фиг. 42. Красноземные и латеритные почвы тропической Африки. (По З. Ю. Шокальской.)

1—латеритные почвы; 2—латериты и красноземы постоянно влажных тропических лесов; 3—латериты и краснобурые почвы саванн тропических переменно влажных областей; 4—краснобурые почвы саванн тропических переменно влажных областей; 5—красноземы постоянно влажных тропических лесов; 6—красноземы постоянно влажных тропических лесов и краснобурые почвы саванн тропических переменно влажных областей; 7—горно-лесные красноземы.

для этого конкретно необходимы? Это — приуроченность к древним платформам, характеризующимся слабой амплитудой колебательных движений и, следовательно, устойчиво-равнинным рельефом типа первичных остаточных равнин В. Пенка. Благоприятные условия имеют место и в области древних гео-

синклиналей, утративших свою подвижность. Таковы области Урала, Казахстана, отчасти Алтая. Они характеризуются обширным развитием латеритной коры выветривания. Один из таких примеров подробно был описан выше.

Важно отметить развитие коры выветривания и в этих областях, обладающих большей подвижностью, чем области щитов. В течение альпийского орогенеза многие части древней и «спокойной» герцинской суши вновь ожили и превратились в горные и высокогорные районы. Таковы Тянь-шань, Алтай. Вертикальные движения, имевшие место, подняли и древнюю кору выветривания на высоты, явно противоречащие климатической обстановке, необходимой для образования латеритов. На Алтае латериты встречаются на высоте около 3 000 м (Щукина).

Таким образом, высота залегания древней коры выветривания может быть нам интересна и в том отношении, что дает указания на амплитуду колебания земной коры. А решение последней задачи является ведь одной из главных задач геоморфологического исследования.

3. Методы определения возраста рельефа

Определить возраст рельефа значит указать его *геологический возраст*. На необходимость такого решения вопроса я указывал выше. Практическое решение указанной задачи должно итти по одному пути: данный комплекс форм рельефа должен быть сопоставлен и синхронизирован с отложениями, возраст которых определен тем или иным (чаще всего — палеонтологическим) путем.

В этом отношении можно все формы рельефа разделить на две группы: 1) аккумулятивные и 2) скульптурные.

Аккумулятивный рельеф. *Для аккумулятивных форм характерным является то, что они образуются в самом процессе отложения данного горизонта и представляют собой неровности его верхней поверхности.* Например, аккумулятивный холмистый моренный рельеф образуется в процессе отложения горизонта морены и представляет собой неровности верхней поверхности горизонта морены; береговые валы древней прибрежной морской равнины являются аккумулятивными формами верхней поверхности слоя прибрежных морских песков и т. д.

Таким образом, процесс рельефообразования у аккумулятивных форм рельефа синхронен с процессом слоеобразования. Отсюда вытекает сравнительная простота определения возраста аккумулятивного рельефа. Дело сводится к определению возраста соответствующего слоя, или, точнее, к определению времени окончания слоеобразования. Так, например, возраст береговых валов может быть определен на основании

определения возраста морской фауны моллюсков, заключенной в морских песках и т. д.

Но в большинстве случаев аккумулятивные формы сложены сравнительно крупнозернистыми отложениями, плохо сохраняющими остатки фауны и флоры. Таковы пески флювиогляциальные и озерногляциальные (им отвечают озы и камы), пески прибрежные морские (с береговыми валами), пески дюнные и т. д. Это можно считать довольно распространенной закономерностью, так как грубозернистые отложения образуются при значительной энергии процессов, и последняя же создает сравнительно отчетливый аккумулятивный рельеф. Особо должно отметить моренный аккумулятивный рельеф, определение возраста которого прямым путем затруднено, так как морена в большинстве случаев лишена палеонтологических остатков в первичных условиях ее залегания.

Вследствие этого, при определении возраста аккумулятивного рельефа часто приходится прибегать к более сложным приемам, из которых назову два: метод фациальных переходов и метод возрастных рубежей.

Метод фациальных переходов заключается в том, что немые отложения, несущие на поверхности аккумулятивные формы рельефа, прослеживаются в горизонтальном направлении, причем отыскиваются их фациальные переходы в отложения, возраст которых определим.

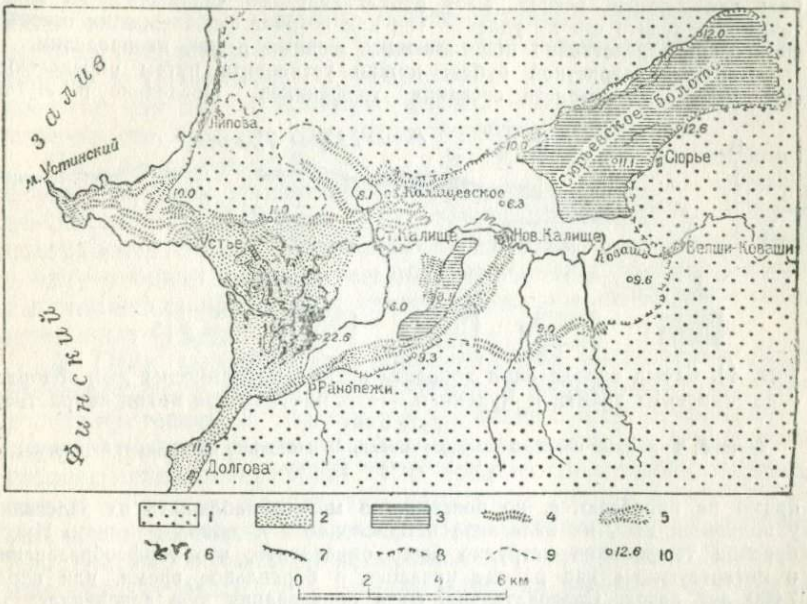
В качестве примера можно привести береговые валы литориновой трансгрессии в районе Ленинграда. Они сложены крупными песками и не содержат в себе (за редкими исключениями) палеонтологических остатков. Эти валы очень часто окаймляют замкнутые или полузамкнутые понижения древних лагун литоринового моря. Таковы древние лагуны — Сестрорецкая, Лахтинская, Сюрьевская, Хабаловская и целый ряд лагун в районе нижнего течения р. Луги (см. Марков, 1931 г.). Площадь названных лагун в настоящее время занята торфяными болотами (фиг. 43). Под тонким (2—3 м) слоем торфа бурением легко вскрываются морские литориновые отложения. Последние представлены гиттией, глинами, суглинками, богатыми органическими веществами и палеонтологическими остатками, особенно пыльцой различных растений, кремневыми скелетами диатомовых водорослей, а также крупными остатками растений. Лагунную фацию литориновых отложений удается проследить от лагун к береговым валам, уловив ее переход в пески, слагающие береговые валы. Установив подобный фациальный переход от палеонтологически охарактеризованных к немым литориновым отложениям, мы определим и возраст самих береговых валов.

Однако во многих случаях метод фациальных переходов не применим, когда *вся* доступная изучению площадь интересующего нас слоя имеет неопределенный возраст. В этом случае приходится прибегать к другому методу, который я назову методом возрастных рубежей.

Метод возрастных рубежей заключается в определении возраста двух горизонтов отложений, из которых нижний подстилает, а верхний частично перекрывает интересующие нас

отложения или прислоняется к ним. Таким образом определяются два возрастных рубежа, между которыми заключается тот промежуточный горизонт, поверхность которого образует аккумулятивный рельеф. Поясню применение указанного метода на двух примерах:

1) К югу от г. Кингиссепа (Ленинградской области), между рр. Лугой и Наровой располагается своеобразная область древних дюн. Последние разбросаны там и здесь то по одиночке, то образуя крупные скопления, носящие местные названия «гор» (например, «горы Туганы»). Песчаные острова дюн окружены обширными торфяными массивами,



Фиг. 43. Район древней Сюрьевской лагуны у южного берега Финского залива в 70 км западнее Ленинграда. Береговые валы, возраст которых определяется как литориновый на основании фациального перехода песка береговых валов в палеонтологически охарактеризованные литориновые гиттии, залегающие под торфом Сюрьевского болота (заштриховано).

1—местность, расположенная выше максимального уровня Литоринового моря; 2—область мощного накопления морских песков; 3—торфяники; 4—прибрежные валы; 5—косы; 6—дюны; 7—абразионные уступы; 8—склоны, образованные абразией; 9—береговая линия, проведённая по гипсометрическим данным; 10—абсолютные отметки.

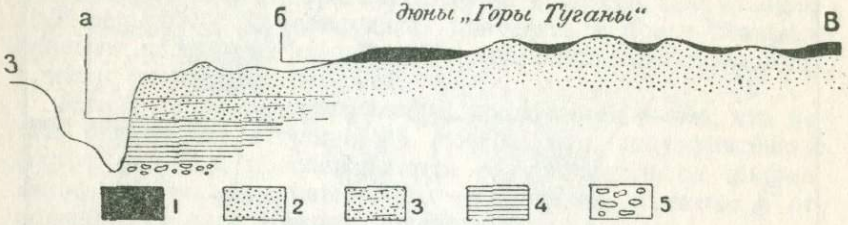
залегающими на поверхности дюнного песка и на склонах дюнных массивов. Эти дюны, как мной указывалось в другом месте, есть аналоги знаменитых полесских параболических дюн. Они принадлежат к категории дюн материковых, а не береговых и образованы системой западных ветров в конце последнего оледенения. Эти общие соображения, выведенные по аналогии с другими районами, позволяют, однако, ориентироваться в возрасте дюн только в общих чертах. Сами дюнные пески — немые, и возраст их можно определить с известной степенью точности только методом возрастных рубежей.

Разрез отложений этого района вскрывает р. Луга у с. Сережино (фиг. 44). Наверху обнажении залегают кварцевые, прекрасно отсорти-

рованные дюнные пески, слагающие параболические дюны, разрезанные рекой. Под дюнными песками залегают озерные пески, переходящие постепенно еще ниже в ленточные отложения. Последние подстилает морена.

Из всех указанных горизонтов можно иметь суждение лишь о возрасте одного — ленточных отложений. К последним применим геохронологический метод изучения. Он позволяет связать ленточные отложения района Сережино, низовьев р. Луги, окрестностей Ленинграда и далее — через Финляндию и Швецию со шведской геохронологической шкалой. На основании этого можно определить, что ленточные отложения у Сережино откладывались в водах приледникового озера около 12 500 лет тому назад. Указанная дата представляет собой нижний возрастной рубеж для дюнных песков. Этот рубеж заведомо «занижен», но более точно определить его не удается, так как возраст вышележащих озерных песков, непосредственно подстилающих дюнные пески, неопределим.

Верхний возрастной рубеж можно установить путем определения максимального возраста соседних торфяников. Последние р. Лугой



Фиг. 44. Схема определения возраста песков материковых дюн водораздела Финского залива и Чудского озера, поясняющая метод возрастных рубежей.

1—торф; 2—дюнные пески; 3—озерные пески; 4—ленточные отложения; 5—морена; а, б—возрастные рубежи.

прямо не прорезаются, но повсеместно можно наблюдать их залегание у подножия дюн, их налегание и прислонение к дюнным пескам. Путем бурения торфяников нетрудно было определить, что торфообразование в интересующем нас районе началось в бореальное время, или около 7 000 лет назад. Следовательно, фаза образования дюн закончилась не позднее, чем 7 000 лет назад. Последняя дата представляет собой верхний возрастной рубеж. Продолжительность всей фазы образования дюн заключается между обоими рубежами. Она составляет цифру не более 5 500 лет (12 500—7 000). Эта цифра, несомненно, преувеличена. Время дюнообразования короче. Следовательно, метод возрастных рубежей дает сравнительно неточные возрастные определения, указывая только наинизшую и наивысшую возможные возрастные границы аккумулятивного рельефа.

В качестве второго примера можно привести определение возраста моренного рельефа предпоследнего периода оледенения на Восточно-Европейской равнине. В котловинах этого рельефа в Костромской, Ярославской, Московской, Смоленской областях, в средней полосе Белоруссии, в Польше, Северной Германии и Дании встречаются отложения торфа, не покрытые сверху мореной. Возраст торфа можно было бы признать послеледниковым, если бы не состав ископаемых растительных остатков. В числе их встречаются семена бразении (Brasenia), которые в более северных районах находят в торфяниках, покрытых мореной последнего периода оледенения. Из этого обстоятельства можно сделать вывод, что торф, залегающий во впадинах моренного рельефа указанной выше полосы,— межледниковый, а мореной он не покрыт, так как ледни-

ковый покров последнего периода оледенения до этих районов не доходил вообще. Более точно торф относится к последней межледниковой эпохе, которая и представляет собой верхний возрастной рубеж для времени образования моренного рельефа.

В отдельных пунктах Дании и Польши под тем же горизонтом морены также встречается торф, который относят к предпоследней межледниковой эпохе. Таким образом, не только возраст морены, но и возраст моренного аккумулятивного рельефа относится к периоду предпоследнего (Днепровского) оледенения, конечно, к его поздней фазе.

Во всех перечисленных выше примерах фигурировал аккумулятивный рельеф четвертичного возраста. Однако выбор примеров в этом отношении не являлся произвольным. Если не все, то во всяком случае огромное большинство известных аккумулятивных форм действительно молодые и относятся к четвертичному времени. Это явление вполне понятное, так как аккумулятивные формы — малые формы земной поверхности, быстро стираемые процессами денудации.

Скульптурный рельеф. К числу скульптурных форм относятся эрозионные, структурные, а также эрозионно-тектонические формы, т. е. сочетания величайших форм поверхности Земли. Разнообразие их велико, а объединение в одну рубрику вызвано тем обстоятельством, что синхронные им отложения приходится искать где-то вне местонахождения названных форм.

А. Пенк выразительно определил обе выделенные здесь категории форм следующим образом: у аккумулятивных форм топографическая и геологическая поверхности совпадают, у скульптурных форм топографическая поверхность лежит ниже геологической поверхности (т. е. срезает последнюю). Срезанные и снесенные процессами денудации толщи коренных пород образуют толщи так называемых *коррелятных отложений*. Коррелятные отложения есть отложения синхронные образованию скульптурных форм. Аккумуляция их является противоположной стороной денудации, при которой возникает скульптурный рельеф. В. Пенк декларировал значение коррелятных отложений в геоморфологических исследованиях, и сам с успехом изучал их, особенно в Андах. Однако нужно сказать, что в геолого-геоморфологических целях изучение коррелятных отложений производится издавна, и значение их было ясно и до соответствующих выступлений В. Пенка. Много и успешно изучали коррелятные отложения русские и советские исследователи. В последнее время они разработали новые методы изучения коррелятных отложений, на которых я в дальнейшем кратко остановлюсь.

Изучение коррелятных отложений возможно, главным образом, при определении возраста *гор*. У подножия последних накапливаются мощные толщи рыхлых продуктов размыва гор. В вертикальном разрезе этих толщ улавливаются резкие литологические смены, которые фиксируют отдельные

фазы поднятия и денудации горной страны. Что же касается скульптурного рельефа равнины, то отвечающих ему коррелятных отложений, вследствие малой интенсивности денудационных процессов, мы не находим вовсе, или же они образуют тонкие плащи отложений, покрывающие огромные площади (девонский песчаник) и дающие лишь суммарное представление о возрасте рельефа обширных пространств равнин.

Поэтому для определения возраста скульптурного рельефа равнин приходится пользоваться методом возрастных рубежей.

Метод возрастных рубежей изложен был выше. По отношению к скульптурным формам его применение достаточно будет проиллюстрировать на примерах.

В одной из своих гидрогеологических монографий С. Н. Никитин использует, по существу, указанный метод для определения возраста верхнего отрезка долины р. Оки, от ее истоков до впадения притока Оки — р. Кромы. Никитин сообщает следующие интересные для нас сведения:

«Поверхность юрской глины является здесь сильно и непрерывно волнистой, со множеством мелких котловинообразных углублений, размытых за продолжительный континентальный период времени, от конца отложения юрских глин до начала образования меловых песков...»

«Исследование верхней поверхности и условий залегания юрской глины привело нас к заключению, что долина верховьев р. Оки, ее наиболее крупных притоков, равно как низовья наиболее значительных логов, получили более или менее ясные очертания и определенные склоны еще до начала отложения меловых песков, покрывших и до некоторой степени сгладивших этот домеловой рельеф» (стр. 41, 58).

Долина Оки следует по такой домеловой ложбине. Правый берег Оки высокий, левый низкий, причем асимметрия склонов тоже древняя — домеловая.

Лишь после отложения меловых мергелей страна выступает окончательно из-под уровня моря и делается сушей в виде «более или менее ровного плато, но на котором уже образовалась ложбина древней долины Оки и ложбины нижних течений главных ее притоков» (стр. 64).

Прием, использованный Никитиным для определения возраста долины Оки, изложен им с такой исчерпывающей ясностью, что не нуждается в разъяснении. Я подчеркну лишь, что в этом примере возрастными рубежами являются: нижним — юра, в поверхность которой была врезана древняя гидрографическая сеть, и верхним — мел, отложения которого частично заполнили древние долины.

Подобным же методом пользовался Никитин и в других своих работах. В окрестностях Москвы он констатировал, например, что некоторые долины, врезанные в поверхность среднего карбона, были заполнены юрскими отложениями. Соответствующие черты «современного» рельефа Подмосковья справедливо называли и после Никитина доюрскими.

Этим же приемом пользуются в тех многочисленных случаях, когда, констатируя плащеобразное залегание морены

на склонах долин, на склоне Балтийско-Ладожского глинта и т. д., называют рельеф доледниковым.

Всегда определение возраста рельефа методом возрастных рубежей страдает известной неточностью (см. выше). Точность определения возраста уменьшается по мере того, как возрастает длина отрезка времени между отложением нижнего горизонта, в котором были выточены скульптурные формы рельефа, и отложением верхнего горизонта, плащеобразно залегающего на поверхности скульптурного рельефа.

Так, например, в Ленинградской области в отношении возраста глинта удается констатировать лишь то, что он образовался позднее нижнесилурийского времени, но в доледниковое время (!).

Метод коррелятных отложений следует признать наиболее существенным в определении возраста рельефа. Особенно незаменимым является указанный метод при определении возраста рельефа крупных геоморфологических единиц, сохранивших известное единство в развитии отдельных своих частей. Метод коррелятных отложений особенно важен при изучении развития рельефа горных стран.

Сущность этого метода основана на том, что денудация горной страны и аккумуляция продуктов ее размыва в понижении представляет собой два неразрывно связанных звена единого процесса. Сравнительно резкий контраст зоны денудации и зоны аккумуляции, который мы наблюдаем на границе гор, и резко выраженная фациальная дифференциация последней зоны способствует применению этого метода в горных условиях.

Вальтер Пенк был единственным из геоморфологов, кто подчеркнул значение указанного метода, правда, не упомянув ни слова о других методах определения возраста рельефа. Но нужно прямо сказать, что то, что декларировалось В. Пенком в качестве нововведения, применялось и применяется советскими геоморфологами в гораздо более разработанном и углубленном виде.

Основы метода изучения коррелятных отложений можно иллюстрировать на многих примерах. В качестве одного из таких примеров укажу на изучение коррелятных отложений Памира, образующих огромные толщи конгломератов и песчаников в Южно-Таджикской депрессии. Последние изучал Р. А. Бурачек.

Толща отложений Южно-Таджикской депрессии подразделяется на несколько свит, считая снизу: кирпичную, хингоускую, тавильдаринскую, каранакскую, полизакскую свиты. Нижние свиты — песчаниковые, а верхние — конгломератовые. Происходит закономерное увеличение крупности обломочного материала кверху, до восьмиметровых глыб в диаметре включительно. Общая мощность всей толщи достигает 5 км. Снизу толща песчаников и конгломератов подстилается морскими отложениями палеогена. Таким образом, вся толща условно считается неогеновой. Очень

важно, что механический состав обломочного материала в каждой свите меняется также и фациально. По мере удаления от гор материал становится мельче.

Все эти данные, очевидно, следует интерпретировать следующим образом. В начале неогена началось поднятие Западного Памира и Дарваза. Поднимавшиеся горы размывались, и продукты размыва выносились реками в депрессию Южного Таджикистана, делаясь с удалением от гор все мельче и мельче. В неогене горы росли в вышину, и продукты их размыва с течением времени становились более грубыми. Таким образом, неогеновая толща Южного Таджикистана коррелятна рельефу Западного Памира. Ее вертикальные изменения фиксируют процесс восходящего развития гор Западного Памира в неогене.

Этот пример можно рассматривать как общую иллюстрацию применения метода изучения коррелятных отложений. В таком виде, т. е. изучая изменения *механического* состава коррелятных отложений, указанный метод и применяется в огромном большинстве случаев.

В трудах некоторых советских исследователей можно найти и значительно более утонченный подход к изучению коррелятных отложений.

Л. В. Пустовалов подошел к изучению коррелятных отложений геохимически. Он изучает не только механическую, но также и *химическую* дифференциацию этих отложений. Работы Л. В. Пустовалова в этой области, связанные, главным образом, с проблемой второго Баку, посвящены изучению рыхлых пермских толщ Заволжья. Последние фиксируют пермское поднятие и пермский размыв Уральского хребта. Становление Уральского хребта начинается в нижнепермское время. В это время откладываются обломочные отложения, составляющие артинский, а затем кунгурский ярусы перми.

«Палеогеография перми исключительно интересна,— пишет Д. В. Наливкин.— В течение пермского периода Урал испытал наиболее крупные палеогеографические изменения за время всей истории. С пермским периодом связано... создание Уральского хребта на месте морских бассейнов, существовавших в течение всего палеозоя» (стр. 44).

«Появление мощных толщ «артинских» конгломератов и песчаников указывает на складкообразовательные процессы в конце карбона и начале перми, происходившие в центральных зонах Урала. Эти процессы превратили в горную страну уже центральные районы Урала. Продукты разрушения этой страны отлагались в море на месте западного склона и образовали толщи артинских песчаников и конгломератов» (стр. 513).

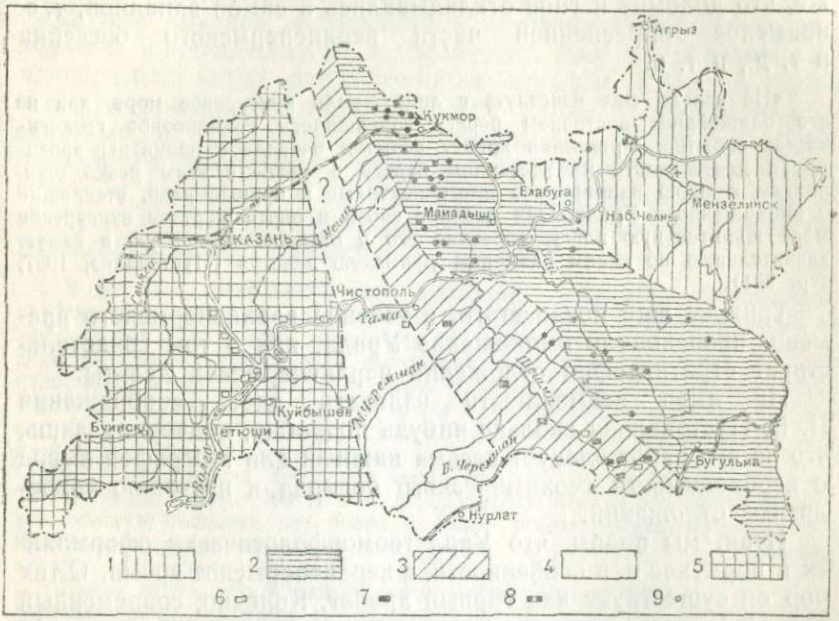
«Возникая, варисцийский Урал интенсивно разрушается, давая материал для километровых артинских толщ», — пишет Наливкин в другом месте (стр. 515).

Толща артинских конгломератов и песчаников достигает километра и более. Например, для юго-восточного угла Уфимского амфитеатра указываются артинские конгломераты, песчаники и т. д. до 2 км мощностью (стр. 239). Артинские отложения покрываются кунгурскими, мощность которых несколько меньше. Они также представляют собой продукт размыва Уральского хребта.

Наиболее отчетливо палеогеография Урала для верхней перми разработана, как я упоминал выше, Л. В. Пустоваловым.

Именно в это время Уральский хребет достигает наиболее значительной высоты. Верхнепермская палеогеография Урала фиксируется в обломочных отложениях уфимского яруса. С удалением от Урала они переходят в отложения казанского яруса.

На карте фиг. 45 можно видеть зональное распределение коррелятных толщ, параллельных Уралу. Это зональное распределение осадочных толщ отражает механическую и хими-



Фиг. 45. Верхнепермские коррелятные отложения Уральского хребта в пределах Татарской АССР. (По Л. В. Пустовалову.)

1—область преимущественного распространения пестроцветных грубо- и среднеобломочных пород; 2—область преимущественного распространения меденосных пород; 3—область преимущественного распространения битуминозных пород; 4—область преимущественного распространения известково-доломитовых пород; 5—область преимущественного распространения доломотиво-гипсовых пород; 6—гипс; 7—битум; 8—бурые угли; 9—медные руды.

ческую дифференциацию коррелятных толщ, происходившую по мере их переноса, удаления от Уральского хребта и отложения.

Как видно на приложенной схеме, в Татарской республике, ближе к Уралу, располагаются грубо- и среднеобломочные породы (свыше 7 км мощности), затем область песчаников, битуминозных, известково-доломитовых и доломитово-гипсовых пород.

Указанная смена пород отражает явление механической и химической дифференциации коррелятных отложений Урала. Если механическая дифференциация выражена отчетливее всего

ближе к источнику сноса — Уральскому хребту, то химическая образовала гамму осадков в западной части области. В целом вся эта область — огромная подводная дельта, отложившаяся в замкнутом верхнепермском бассейне.

Так, медистые породы (песчаников и алевритов) откладывались там, где воды приобретали щелочную реакцию, а потенциал окисления делался низким, вследствие чего раствор солей меди переходил в осадок. Совершенно естественно также, что доломит и гипс откладывались в самой западной, т. е. наименее опресненной части верхнепермского бассейна и т. д., и т. п.

«Не успело еще исчезнуть с лица Земли кунгурское море, как на его ближайшем восточном берегу совершилось грандиозное геологическое событие: Уральский хребет испытал очередное поднятие; эрозионная деятельность на восточном берегу в связи с этим резко оживилась, к морю направились многочисленные и бурные реки, стекавшие с омоложенного Урала. Они несли с собой в почти мертвое кунгурское море живительную влагу, опресняя его и откладывая первую и самую значительную по своим размерам уфимскую дельту» (Пустовалов, 1937, стр. 991).

Трижды еще после этого, в течение верхнепермского времени, происходило омоложение Урала, как о том свидетельствует стратиграфия отложений верхнепермской дельты.

Не имея возможности излагать здесь соображения Л. В. Пустовалова сколько-нибудь подробно, подчеркну лишь, что из его работ следует весьма важный для географов вывод о необходимости геохимического подхода к изучению коррелятных отложений.

Итак, мы видим, что Урал геоморфологически оформлялся в пермское и, в особенности, в верхнепермское время. С тех пор он существует как горный хребет. Конечно, современный рельеф Урала не тот, что верхнепермский, но *подобие* рельефа сохраняется.

Совсем другой вывод мы получили бы, сравнивая современный рельеф Урала с его допермским рельефом. В верхнем силуре и нижнем девоне на месте уже самого Уральского хребта откладывалась огромная толща (2—5 км) песчано-глинистых отложений. Они также являются продуктами размыва суши и коррелятными по отношению к повышенному рельефу, подвергавшемуся размыву. Но только в это время на месте Урала была геосинклиналь, а размывалась относительно повышенная восточная окраина Средне-Русской платформы. Следовательно, для силура и девона можно констатировать не подобие рельефа того времени с современным рельефом Урала, а его (рельефа) *противоположность*. Подобие рельефа намечается и сохраняется с перми. Или, как говорилось выше, современный рельеф Урала можно назвать унаследованным пермским рельефом.

Здесь уместно напомнить, что верхнюю границу возраста

рельефа Урала можно установить по возрасту коры выветривания. Об этом я говорил, касаясь значения фиксированного рельефа.

Разница обоих методов та, что коррелятные отложения указывают на возраст рельефа непосредственно, а кора выветривания определяет лишь верхнюю границу возраста рельефа. В этом отношении кора выветривания играет ту же роль, что и верхний горизонт отложений, в методе, который я назвал методом возрастных рубежей.

Другое крупное достижение в изучении коррелятных отложений принадлежит В. В. Белоусову. Ему мы обязаны исключительно четко разработанным методом изучения *мощностей* коррелятных отложений. Эти мощности изменяются в зависимости от общей геотектонической обстановки (они меньше на платформах, больше в геосинклинальных областях), в зависимости от высоты денудируемого рельефа и местоположения пункта аккумуляции по отношению к области размыва. Приведу пример:

В миоцене (чокракский век) происходит становление Кавказского хребта, хотя признаки поднятия Кавказского хребта, фиксированные в коррелятных отложениях, появляются и раньше. Но в миоцене распределение фаций коррелятных отложений исключительно отчетливо по отношению к области смыва. Начиная с чокракского времени, на картах (фиг. 46, 47, 48) видна одна и та же закономерность. Большой Кавказ становится областью размыва, продукты размыва откладываются по его периферии, образуя коррелятные отложения значительной мощности. Чокракские отложения достигают мощности 1 200 м, среднесарматские — 700 м, меотические — 700 м и т. д. Сравнивая эти схемы, видно также, что область поднятия все более и более распространялась, т. е. что Кавказский хребет не только возвышался, но и расширялся — явление, которое отмечено и для других хребтов.

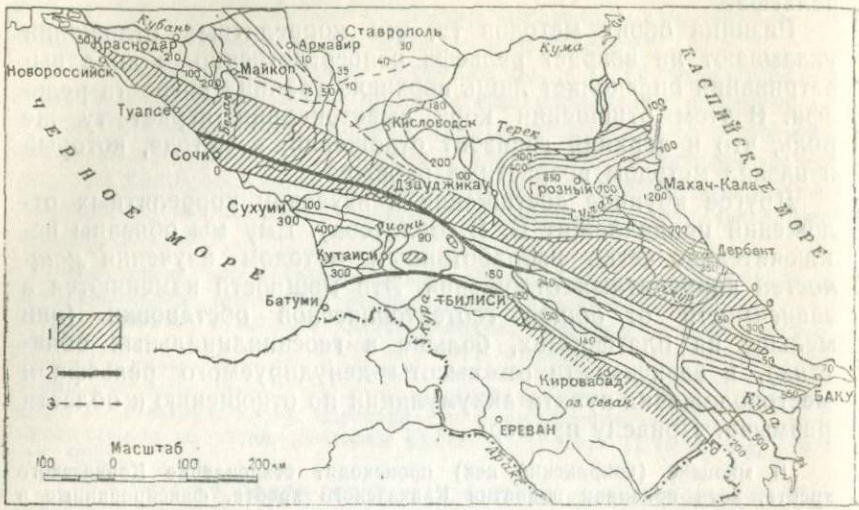
Далее видно, что в районе Минеральных вод и Дзирульского массива мощности коррелятных отложений малы, т. е. это области поперечных поднятий, пересекающих области геосинклиналей к югу и северу от Большого Кавказа. Область поперечного поднятия Северного Кавказа намечалась, вообще говоря, и раньше, по В. В. Белоусову уже с нижнего мела; таким образом, мы здесь имеем также доказательства сравнительно давней унаследованности рельефа «молодого» Кавказского хребта[1]. В плиоцене продолжается поднятие Большого Кавказа, и оно также фиксируется в мощных коррелятных отложениях.

Вторая особенность коррелятных отложений, на которую обращает внимание В. В. Белоусов — это их фациальное выражение. Так, в миоцене, когда Большой Кавказ уже стал формироваться в горный хребет, фации оказываются грубообломочными и отчетливо зонально-диференцированными.

«Для северного склона северо-западного Кавказа чрезвычайно характерно зональное распределение фаций миоцена. Эта зональность состоит в том, что в относительно более южных выходах, т. е. относительно

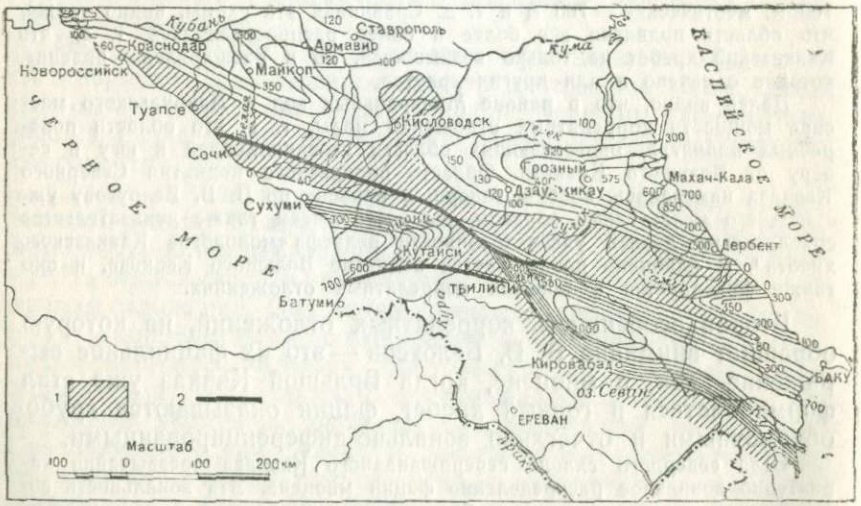
---

[1] Впрочем, А. В. Пейве считает, что уже в юрское время на месте Кавказа возникла геоантиклиналь и, следовательно, началось возвышение Кавказского хребта.



Фиг. 46. Чокракские коррелятные отложения Большого Кавказа. Изменения мощности отложений. (По В. В. Белоусову.) Изолинии через 100 м (до 700 м).

1—области нулевых мощностей; 2—линии ненормального контакта мощностей (крупные выдвиги); 3—промежуточные изолинии.

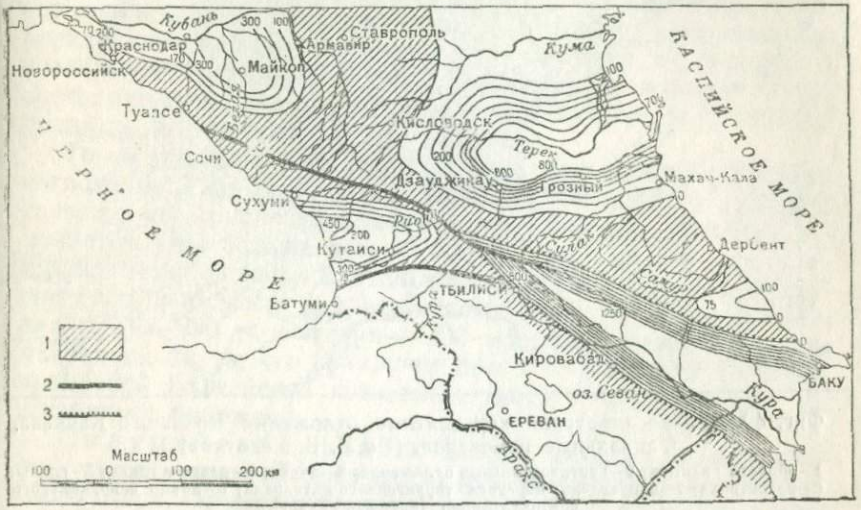


Фиг. 47. Среднесарматские коррелятные отложения Большого Кавказа. Изменения мощности отложений. (По В. В. Белоусову.) Изолинии через 100 м (до 700 м).

1—области нулевых мощностей; 2—линии ненормального контакта мощностей (крупные надвиги).

приближенных к современному Кавказскому хребту, указанные отложения представлены в фации мелководных сильно песчанистых детритусовых известняков, а также песков и песчаников, часто грубых. Фациальный характер отложений в этой зоне испытывает сильные местные колебания. Севернее, в более удаленных от современного Кавказского хребта выходах, те же отложения представлены в однообразной фации глин. Между этими двумя фациями может быть выделена промежуточная песчано-глинистая» (II, стр. 81).

Это зональное распределение фаций хорошо видно, например, для среднего сармата. Оно воспроизведено на фиг. 49. Конгломераты, пески, пески и глины, глины, известняки — закономерно сменяют друг друга по мере удаления от Кавказ-



Фиг. 48. Меотические коррелятные отложения Большого Кавказа. Изменения мощности отложения. (По В. В. Белоусову.) Изолинии через 100 м (до 700 м).

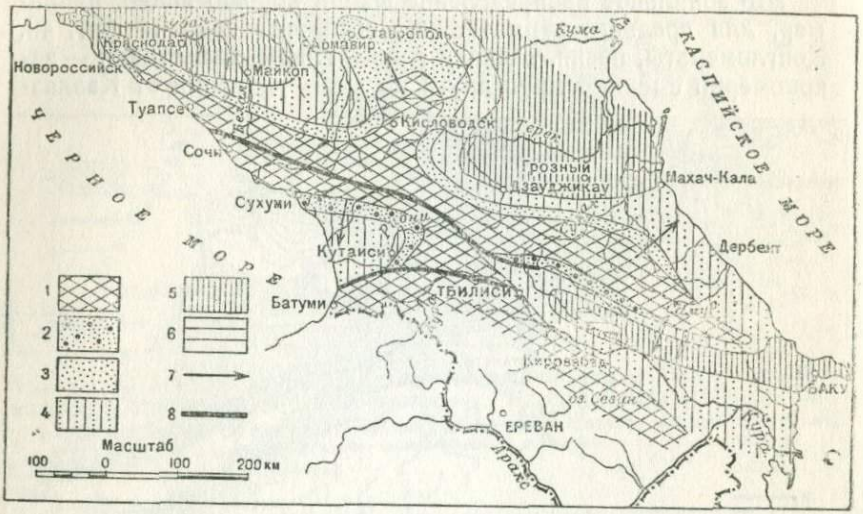
1—области нулевых мощностей; 2—линии ненормального контакта мощностей (крупные надвиги); 3—линии резкого изменения мощностей.

ского хребта. Конгломераты, пески и глины составляют коррелятные отложения плиоценового Кавказа. Они, в частности, образуют нефтесодержащую продуктивную свиту предкачагыла.

Интереснейшие идеи, лежащие отчасти в плоскости интересующего нас вопроса, высказывал также В. П. Батурин. Его *питающие и терригенно-минералогические провинции* представляют собой в переводе на язык геоморфологии не что иное, как области смыва и области аккумуляции коррелятных отложений. Последние В. П. Батурин характеризует преимущественно минералогически.

Таким образом, советские исследователи практически используют весьма разнообразные и хорошо разработанные методы изучения коррелятных отложений.

Эти методы увели нас далеко вперед от общих заявлений на тему о полезности изучения возраста рельефа при помощи коррелятных отложений. Крупнейшие зарубежные знатоки геоморфологии Альп — А. Пенк и Ф. Махачек — тоже использовали этот метод, но в более примитивной форме, чем та, которую можно почерпнуть у советских исследователей.



Фиг. 49. Среднесарматские коррелятные отложения Большого Кавказа. Фациальные изменения. (По В. В. Белоусову.)

1—области размыва; 2—континентальные отложения; 3—пески; 4—пески и глины; 5—глины; 6—известняки; 7—направление переноса терригенного материала; 8—линии ненормального контакта фации (крупные надвиги).

Глава XII. РАЗВИТИЕ РЕЛЬЕФА

1. Примеры

Я приведу несколько примеров изучения развития рельефа при помощи применения изложенных выше методов.

Балтийский кристаллический щит представляет собой область денудации. Древних осадочных отложений на площади щита почти нет. Для определения возраста поверхности щита финляндские исследователи (Седерхольм и др.) ссылаются на следующее.

Как известно кристаллический массив разбит бесчисленными тектоническими трещинами очень разного возраста. Среди них есть и такие, которые разбивают поверхности, отполированные ледником, и, следовательно, являются послеледниковыми трещинами, но есть и очень древние. Многие из них — в юго-западной Финляндии и на Аландских островах —

заполнены нижнекембрийскими песчаниками (с фауной брахиопод). Констатировано также, правда, достаточно условно, что тектонические трещины пересекали пенепленизированную поверхность щита. Последняя, следовательно, древнее трещин, и трещины (некоторые) древнее нижнего кембрия. Следовательно, мы можем сделать заключение о весьма древнем (докембрийском) заложении основных особенностей «современного» рельефа Балтийского кристаллического щита. Это, конечно, не исключает дальнейших преобразований, которые, однако, не нарушали общего облика рельефа. Так, в результате каледонского орогенеза имело, повидимому, место поднятие щита. Свидетелем этого поднятия являются верхнедевонские пестроцветные отложения Русской равнины — коррелятные верхнепалеозойскому рельефу щита. Мы уже не говорим о последующих преобразованиях, также не изменявших картины по существу (молодая трещинная тектоника, четвертичное поднятие, ледниковые формы рельефа).

Точно так же весьма древним было заложение *Балтийской котловины*. Уже геологами конца прошлого века (Гольст) указано, что мощность кембро-силура в районе Балтики изменяется. Она больше всего (500 м) на о-ве Готланд, т. е. в районе южной части Балтийской котловины, а отсюда уменьшается к западному и к восточному краю ее (Южная Швеция — 100—200 м, Эстония — 100 м). Это может служить указанием на то, что в нижнем палеозое в южной части современной Балтийской котловины поверхность была уже относительно понижена.

Силурийское плато. Весьма интересный пониженный участок силурийского плато находится к северу от Чудского озера. Отсюда и на запад и на восток силурийское плато повышается. Ф. Шмидт давно уже указал на то, что среднедевонские отложения залегают здесь на различных ярусах нижнесилурийских отложений.

Особенно резко несогласное залегание было им констатировано по линии Балтийской ж. д.: по мере движения от г. Волосово к р. Луге девон залегает на все более низких горизонтах нижнего силура. Между Кингиссепом и Нарвой он лежит на одном из двух самых низких ярусов — эхиносферитовом. За Нарвой картина обратная: при дальнейшем движении к западу девон опять залегает последовательно на все более высоких горизонтах нижнего силура.

Геоморфологическое значение этих данных заключается в следующем: выход на поверхность разных ярусов силура имеет место потому, что в полосе рр. Луги—Наровы проходит *эрозионное* долинообразное понижение — от Чудского озера к Финскому заливу.

На бортах этого эрозионного понижения, как на бортах всякой долины, прорезающей слабо дислоцированную осадоч-

ную толщу, выходят на разных гипсометрических уровнях различные пласты. На выходах этих пластов и на бортах эрозионного понижения залегает толща среднего девона. Отсюда следует вывод, что само понижение образовано эрозионной работой какой-то древней реки в додевонское время и сохранилось в рельефе до настоящего времени.

Это понижение на юге примыкает к Чудскому озеру и переходит в меридиональную впадину последнего. Весьма вероятно, что вся система Псковско-Чудского озера и Лужско-Наровского понижения представляет собой древнюю долинную систему, видоизмененную неравномерным накоплением на ее дне отложений четвертичного времени.

Так или иначе, в рельефе, начиная с девонского времени, сохранилась северная часть упомянутого понижения.

Еще поразительнее, что в рельефе выражены сейчас небольшие долинки (в районе ст. Веймарн), которые тоже врезаны в силур и выполнены девоном, т. е. повторяют в миниатюре картину Лужско-Наровского понижения. Таким образом, выясняется большое значение древних эрозионных форм в рельефе северо-запада Русской равнины, который прежде считали созданием молодых процессов ледниковой аккумуляции.

В действительности же рельеф северо-западной части Русской равнины в некоторых своих современных чертах (Балтийская котловина) существовал уже в начале палеозоя.

Древняя система куэст-уступов начала формироваться тоже, вероятно, уже в палеозое, так как северную куэсту (силурийское плато) пересекает Лужско-Наровское эрозионное понижение, наметившееся в девоне.

Тиман. На основании данных Н. Н. Тихоновича можно считать, что рельеф Тиманского кряжа, созданный первоначально нижнепалеозойскими движениями земной коры, с теми или иными изменениями, существует до настоящего времени. Таким образом, он представляет собой комплекс древнейших форм рельефа, унаследованных с начала палеозоя. Правда, такое предположение выведено отчасти по методу аналогий. Оно основано на том факте, что во многих случаях констатировано последовательное изменение фаций различных отложений, начиная от девонских и до более молодых над выступами кристаллического фундамента платформы. Эти изменения указывают на устойчивое существование неровностей фундамента на протяжении всей истории платформы. Вероятно, и Тиман не представляет в этом отношении исключения, и его современная геоморфология в своих самых основных чертах унаследована от древнейших эпох прошлого.

Второе предположение, которое следует сделать, заключается в том, что современный Тиман не только сильно размыт (как обыкновенно считают), но и сильно *погружен*. Об этом

свидетельствует сильно расчлененный рельеф погребенной поверхности метаморфических сланцев Тимана. Относительные колебания высот этой поверхности достигают 2 500 м.

Жигулевская возвышенность. Н. И. Соколов описывает Жигули как древнее куполообразное вздутие, опущенное в средней (поперечной) части и сопровождаемое с севера сбросом или флексурой. Поверхность купола разбита многочисленной мелкой тектонической трещиноватостью, которая точно так же прекрасно выражена в рельефе; ей следует 99% всех оврагов (А. С. Барков).

Фациальные изменения юрских пород, установленные по направлению к Жигулям, свидетельствуют о том, что уже в доюрское время на месте Жигулей была возвышенность, глубоко и часто расчлененная доюрским карстом и размытая доюрскими (выполненными юрой) оврагами. Древние овраги отсутствуют только на северном крае Самарской луки. Значит, северного склона в доюрское время здесь еще не было. Жигулевская возвышенность образовалась в промежуток времени между концом перми и началом юры, а сброс образовался в отрезке времени конца палеогена — начала неогена, хотя первые движения по линии сброса имели место уже в доюрское время; может быть в это время, т. е. вскоре после образования самого купола, намечается и Жигулевский сброс. Но в рельефе уступа еще не было, или он был намечен лишь слабо.

Е. Н. Пермяков представляет себе геоморфологическое развитие Жигулей более сложно, как процесс длительных колебательных движений различного знака. Поднятия купола происходили: 1) в триасе — юре; 2) на грани мела и палеогена; 3) в миоцене — четвертичном времени. В ледниковые эпохи была тенденция к опусканиям. Амплитуда колебательных движений достигала 700—800 м. В результате колебаний Жигулевского купола Волга оттеснялась в восточном и южном направлениях.

Средне-Русская возвышенность. Я не буду останавливаться подробно на характеристике возраста Средне-Русской возвышенности, так как этот вопрос уже разбирался выше. Имеющиеся данные позволяют говорить о доюрском рельефе Подмосковья и домеловом рельефе района верховьев р. Оки (Никитин). Прекрасные примеры того, как доюрский и доледниковый рельеф «просвечивает» в современной поверхности приводят затем для территории Москвы Даньшин и Н. Е. Дик. Кристаллический фундамент Средне-Русской возвышенности в самом центре ее, в районе Курска, лежит на глубине всего 40—80 м от поверхности и южная часть возвышенности должна была существовать уже в палеозое, так как она ограничивается распространением палеозойских морских бассейнов с юга и с запада.

Все эти данные следует здесь рассматривать исключительно в качестве применения той методики изучения развития рельефа, которая в конце концов всегда сводится к сопоставлению рельефа с отложениями определенного возраста.

Если геологическая летопись данной территории имеет значительные перерывы, возраст рельефа всегда будет определен с незначительной степенью точности. Это заключение полностью применимо к Русской равнине. Но, тем не менее, все определения возраста сходятся на том, что облик нашей равнины в основных своих чертах сложился давно и что рельеф ее унаследован от нижнепалеозойского рельефа равнины.

Исключение представляет тектонически более активное Поволжье, а также юг. Однако основные черты последнего также несут следы глубокой древности.

Средне-Днепровская низменность. Лучше всего мы посвящены в природу Средне-Днепровской низменности, геологически именуемой Днепровско-Донецкой мульдой. Она отображена в прекрасных работах Б. Л. Личкова, Д. Н. Соболева, в последние годы в работах Л. Лунгергаузена и других исследователей.

Кристаллическое дно Днепровской мульды лежит на глубине 3,5 км, может быть даже 6 км (Соболев), а в ее донецкой части оно опускается даже до 10 км. Мульда древняя, так как она вмещает в себя девонские отложения. Весьма вероятно, что она — протерозойская. Повидимому, к ней тяготеют древние речные отложения протерозойских овручских песчаников. Мульда служила вместилищем аллювия, приносившегося со склонов соседних возвышенностей.

В нижней перми и в триасе происходит поднятие Донецкого кряжа и одновременно с этим мелеет и северно-восточная часть Украинской мульды. Днепр, обходя препятствие Донецкого кряжа, поворачивает к юго-западу, на место Крыма, а потом перемещает свое устье еще далее к западу — ближе к современному положению устья. Украинская мульда то осушается и оказывается вместилищем большой реки, то затопляется водами моря. В четвертичное время здесь образуется серия террас. Из этих террас более древняя погружается вниз по течению Днепра и прикрывается более молодой и отчетливо выраженной «рисской» террасой.

Перед нами, без сомнения, ярчайший, может быть для всей равнины, пример унаследованного с палеозоя (?) развития обширной впадины, переходящей из стадии впадины геосинклинального типа в мелководное понижение платформы, которое разрабатывается речной эрозией, заносится аллювием и флювиогляциальными осадками. Последние и образуют маломощные плоские плащи, так называемые долинные зандры.

Прибайкалье. Описываемый район принадлежит к «древнему темени» Азии. Эта концепция, выдвинутая Зюсом в 1901 г., прекрасно разобрана недавно Я. С. Эдельштейном. Необходимо заметить, что геоморфологическая и геологическая стороны проблемы «древнего темени» не всегда достаточно различались и поэтому долголетняя дискуссия по этому вопросу освещает геоморфологическую сторону вопроса лишь в общих чертах. Ни возраст отложений, слагающих «древнее темя» Азии, сам по себе, ни возраст складчатых деформаций этих отложений не дают еще прямых указаний на возраст рельефа; древние отложения могут образовать и древние и молодые формы; не складчатость в обычном значении этого слова, а колебательные движения, осложненные разрывами, создают рельеф. Точно так же нужно сказать, что и новые идеи относительно «юных движений на древнем темени Азии», выдвинутые акад. В. А. Обручевым впервые в 1922 г., не открыли непосредственных путей для решения вопроса о возрасте рельефа «древнего темени».

Указывая на сочетание крутосклонных и спокойных форм в рельефе Восточной и Южной Сибири, В. А. Обручев отмечает: «Такое сочетание зрелых и юных форм может получиться только благодаря недавним крупным перемещениям отдельных участков земной коры, нарушивших давно установившийся режим» (стр. 41).

«Молодость» и «юность» форм — понятия, как мы видели выше, достаточно условные. Во всяком случае они не указывают нам на возраст рельефа в прямом, геологическом смысле этого слова. Однако новое в статье В. А. Обручева заключалось в том, что В. А. Обручев отметил наличие в Сибири форм рельефа различных генераций.

Только связав эти формы с определенными отложениями, можно было установить, насколько рельеф «древнего темени», и в частности Прибайкалье, является в действительности молодым или старым.

Интересные обобщения были сделаны Е. В. Павловским. В нескольких статьях этот автор указывает, что более старым является рельеф пенепленизированных пространств, окружающих Байкал; пенепленизированные поверхности были выгнуты и образовали свод, средняя часть которого потом обрушилась, давши начало Байкальской котловине.

Сводовое поднятие Станового хребта началось, как указывает Е. В. Павловский, еще в юрское время. В этом нас убеждает то, что к северу от свода Станового хребта проходит предгорная впадина, выполненная юрскими отложениями. Поверхность «крыльев» свода пересекается древними долинами, вмещающими в себе полосы золотоносного аллювия. Гораздо моложе глубочайшая Байкальская впадина. Морфологи-

ческая молодость ее рельефа действительно выражает и ее геологическую молодость. В южной части впадины развиты конгломераты. Впадина начала возникать в третичное время. Постепенно и речная сеть стала перестраиваться в сторону нового глубоко опущенного базиса эрозии — оз. Байкал.

Н. В. Думитрашко более подробно обосновывает возраст рельефа Прибайкалья. Она также указывает на существование сводового поднятия Прибайкалья (Станового хребта или линейно вытянутой в северо-восточном направлении области крупных поднятий). Возраст этих поднятий — верхнеюрский и меловой. На это указывают отложения юры и мела в понижениях, которые до сих пор сохранились в современном рельефе: «Таким образом не остается сомнений в том, что отложения верхнего мезозоя — верхней юры и мела являются континентальными, связанными с депрессиями, сохранившимися до сих пор в современном рельефе» (стр. 804—805). Или, иначе говоря, современный рельеф Становика, в известной степени, унаследован от верхнеюрского рельефа. Особенно важно, что в разных местах в южной части самой Байкальской впадины (Соболев мыс) лежат мощные (500 м) конгломераты, несомненно, возникшие в результате размыва возвышенностей, заключенных между долинами и впадинами. Средняя часть впадины Байкала моложе. Возраст южной части нижне- или среднетретичный, а возраст северной части Байкала — плиоценовый и четвертичный. Впрочем, движения земной коры на берегах Байкала продолжаются и в настоящее время.

Эти данные выводят нас из области общих споров о молодости или древности рельефа Прибайкалья на твердую почву фактов.

Заключение. Во всех семи разобранных выше примерах я особо подчеркивал важность определения времени того момента, когда развитие рельефа сделало его уже до известной степени сходным (подобным) современному рельефу. Этот момент является весьма важным с географической точки зрения.

Задачу географической геоморфологии я вижу в объяснении происхождения современного рельефа. Современный рельеф — часть современного ландшафта, т. е. основного объекта изучения для физической географии. Поскольку для нас центр тяжести лежит в современности, представляет исключительный интерес определение времени, *когда* возник прообраз современного рельефа для горных стран (Урал, Кавказ), — оно фиксируется весьма четко.

Установить возраст этого кардинального момента в развитии рельефа — значит определить длину исторических корней современного рельефа. На этом основании геоморфолог получает возможность говорить, что современный рельеф уна-

следован от рельефа того или иного различного, но определенного возраста.

Вторая и не менее существенная задача геоморфолога состит в том, чтобы получить еще несколько последовательных хронологических дат возраста рельефа. Сопоставление этих дат между собой и восстановление характера рельефа для каждой в отдельности даты позволяют наметить вехи в изменении рельефа, т. е. основные черты *развития* последнего.

Чем больше в нашем распоряжении имеется таких хронологических засечек, тем восстанавливаемая картина будет полнее. Во многих районах детальность хронологической канвы неизбежно ограничивается неполнотой стратиграфического разреза отложений.

Примером подобного рода может служить силурийское плато, образовавшееся, конечно, в основных чертах, между силуром (средним девоном?) и ледниковой эпохой (!).

Относительная детальность стратиграфического разреза позволяет лучше восстановить черты развития рельефа для Средне-Днепровской низменности и для Прибайкалья.

2. Основные проблемы развития рельефа

Унаследованность. Этот термин я заимствую у Н. С. Шатского, который применяет его по отношению к тектоническим структурам.

В геоморфологическом отношении термин «унаследованность рельефа» имеет в виду наличие глубоких и нередко отчетливых исторических корней современного рельефа.

Подчеркнуть указанное представление своевременно еще по следующей причине. Некоторые тектонические представления последнего времени не способствовали укреплению исторических тенденций в геоморфологии, без чего успешное развитие последней, конечно, немыслимо. Я имею в виду воззрения Штилле, получившие развитие у советских геологов. Они справедливо названы Н. С. Шатским неокатастрофическими.

Как известно, согласно этим представлениям, история Земли разбивается на отдельные отрезки множеством орогенических фаз, числом свыше сорока. Каждая из таких фаз вносила существенные изменения и в процесс эволюции рельефа, вследствие чего в современном рельефе отдельные исследователи стали видеть преимущественно или исключительно отражение только последней орогенической фазы. Подобное «перебивание» истории развития какой-либо геоморфологической единицы многократными орогеническими катастрофами затрудняет прослеживание исторических корней рельефа.

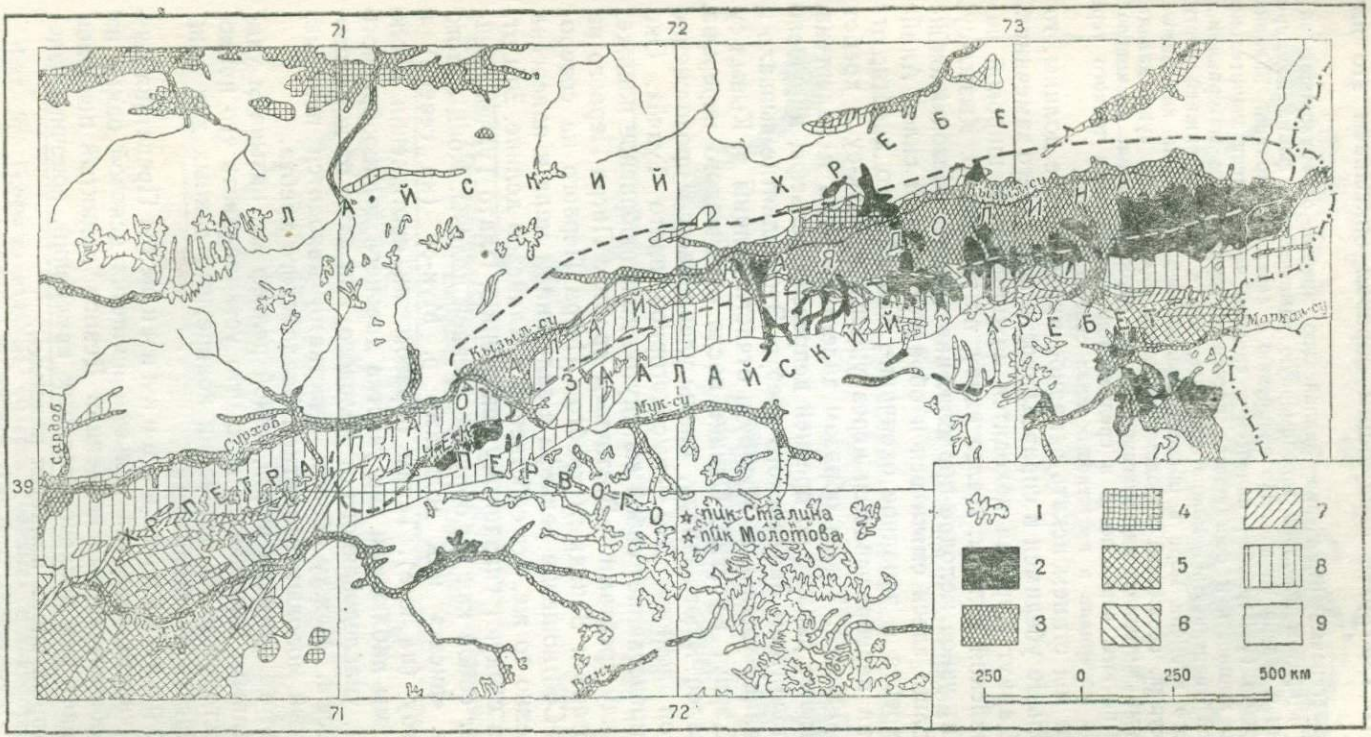
Влияние идей Штилле можно видеть, например, в представлениях Л. А. Варданьянца. Он выделял множество орогенических фаз четвертичного возраста для Кавказа и делал

вывод, что Кавказ создан «на глазах человека». Это почти дословное повторение такого же утверждения М. М. Тетяева о возрасте рельефа Прибайкалья.

Указанные геоморфологические представления неверны, как неверны (крайне гипертрофированы) тектонические представления Штилле. По отношению к Кавказу представления Л. А. Варданьянца справедливо оспаривал Н. И. Николаев (1941). О древних корнях рельефа Прибайкалья, видимых и в современном рельефе, высказывались Е. В. Павловский и Н. В. Думитрашко (см. выше).

Таким образом, «неокатастрофизм» применим к геоморфологии не больше, чем к геотектонике. Отсюда, конечно, не следует делать вывод, что молодых форм на земной поверхности не существует.

В качестве примера сложности восстановления унаследованного рельефа я приведу Алайскую долину и ее западное продолжение в хребте Петра Первого — плато Тупчёк. Алайская долина, как известно, представляет собой высокогорную тектоническую депрессию-синклиналь (мегасинклиналь), находящуюся между Алайским и Заалайским хребтами. Длина Алайской долины около 150 км, ширина — от 15 до 30 км, а высота дна долины у Иркештама — 3 300 м, а у Дараут Кургана — 2 400 м. Алайская долина, несомненно, существовала ко времени начала древнего оледенения Памиро-Алая, так как гигантские ледники подножья спускались в нее со склонов Алайского и Заалайского хребтов. Но возраст рельефа Алайской долины еще древнее. Геологическая карта показывает, что Алайская долина является вместилищем неогеновых конгломератов, а также палеогеновых и меловых морских отложений. Распространение морских отложений следует очертаниям бортов долины, так что остается признать, что Алайская долина в основных своих чертах уже существовала к этому времени. Окончательно на это указывает закономерное изменение фаций палеогена при движении поперек долины: вместе с удалением от оси Заалайского хребта и с приближением к Алайской долине обломочный материал делается легче. Следовательно, современный рельеф Алайской долины унаследован от начала мелового времени. Таков общий вывод. Он сразу же требует оговорки. На северном склоне Заалайского хребта меловые и палеогеновые отложения подняты на высоту свыше 4 км и сильно дислоцированы. Следовательно, современный рельеф не является точной копией мелового — палеогенового рельефа. Древний рельеф претерпевал различные изменения: долина была поднята у южного края; кроме того, она, повидимому, была также сужена. Следовательно, отражение мелового облика долины в современном рельефе — тезис хотя и верный, но требующий различных оговорок и ограничений (фиг. 50).



Фиг. 50 .Алайская долина. Перерыв, созданный поднятием Заалайского хребта и продолжением Алайской долины—„плато" Тупчёк.

1—ледники; 2—ледниковые отложения; 3—четвертичные отложения; 4— неоген и древнечетвертичные (нерасчлененные) отложения; 5—неоген; 6—кирпично-красная свита (верхний палеоген и неоген); 7—палеоген; 8—мел; 9—более древние отложения.

В. П. Ренгартен следующим образом описываем это явление:

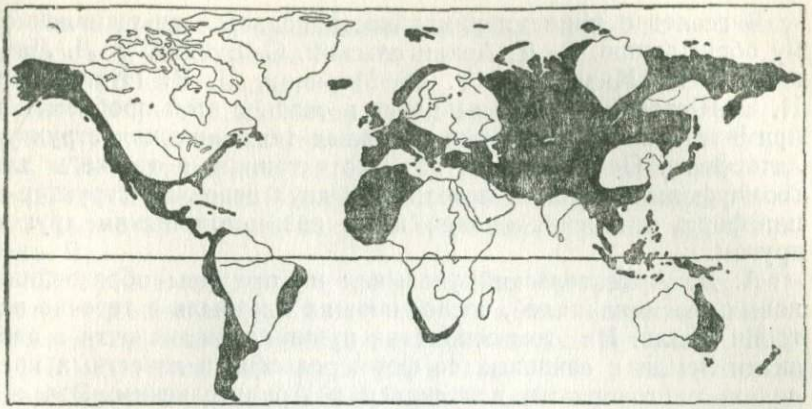
«Палеогеновые отложения Заалайского хребта обнаруживают заметную и притом довольно закономерную изменчивость фаций по мере движения с севера на юг... По сравнению с северной окраиной Заалайского хребта (у Бордобы) палеоген в средней части имеет значительно большую мощность и обогащается песчаным терригенным материалом... С полной уверенностью можно говорить, что в течение нижней части эоценового времени море в области Заалайского хребта на юге замыкалось сушей, сложенной породами палеозоя и мела. Эта суша давала обломочный материал, располагавшийся по грубости зерна: от конгломератов на юге, через пески в средней зоне, до примеси тонкого терригенного материала в известковых илах северной зоны».

Если мы станем искать западное продолжение долины, то еще больше убедимся в справедливости последнего замечания.

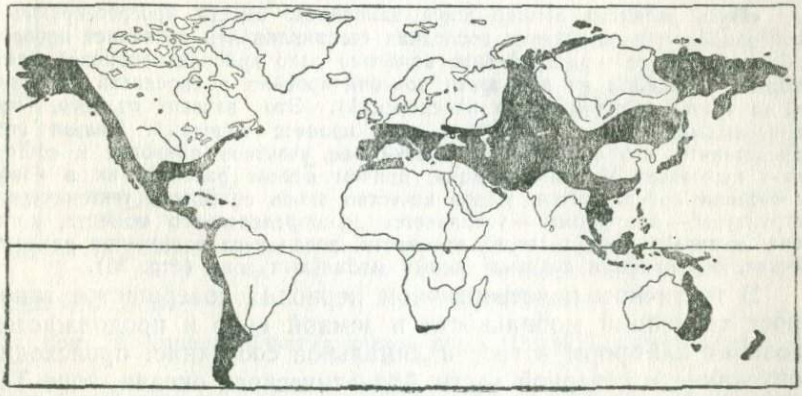
У Дараут Кургана находится нижний конец широкой части Алайской долины. Далее книзу, по течению р. Кызыл-су, проходит узкое молодое продолжение долины. Мезокайнозойская толща здесь смята вся и образует южный склон Алайского хребта и западное окончание Заалайского хребта, откуда она перебрасывается через ущелье р. Мук-су в хребет Петра Первого. Таким образом залегание мела и палеогена, следовавшее раньше по древней депрессии рельефа, нарушено здесь поднятием Заалайского хребта. Это поднятие вызвало и образование ущелья р. Мук-су и отчасти долины р. Кызыл-су ниже Дараут Кургана. Однако после отмеченного перерыва, т. е. далее к юго-западу, опять улавливается продолжение Алайской долины. Это — высокогорное плато Тупчёк. Оно также представляет собой вытянутое долинообразное понижение между хребтами — Восточным хребтом Петра Первого на юго-востоке и Западным хребтом Петра Первого на северо-западе. Соотношение рельефа с залеганием мела и палеогена совершенно то же, что собственно в Алайской долине. Эти отложения следуют указанному понижению. Плато Тупчёк представляет собой как бы обрубок древней долины. Концы этого обрубка «висят» над долинами р. Мук-су (на севере) и р. Хингоу (на юге). Таким образом, на протяжении около 250 км мы наблюдаем два участка древнего долинообразного рельефа, унаследованного от мелового, или даже от домелового рельефа. Между обоими участками находится перерыв, вызванный молодым поднятием Заалайского хребта.

Из этого примера видно, какой рельеф мы называем унаследованным. Выясняется и то, что устанавливать его приходится осторожно на основании конкретных данных для каждого участка в отдельности.

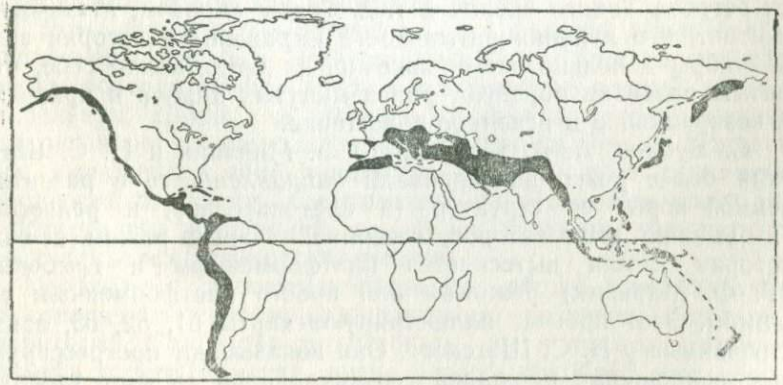
Направленность и цикличность. Представление о цикличности развития рельефа является основой одной из самых общеизвестных концепций Девиса: поднятый пенеплен испытывает ряд последовательных изменений, конечным звеном которых снова является пенеплен.



Фиг. 51. Геосинклинальные области (чёрные) и платформы рифейской эры. (По Н. С. Шатскому.)



Фиг. 52. Геосинклинальные области (чёрные) и платформы в девоне и карбоне. (По Н. С. Шатскому.)



Фиг. 53. Геосинклинальные области (чёрные) и платформы в конце альпийского орогенеза. (По Н. С. Шатскому.)

В геологии принцип цикличности подвергался оживленному обсуждению. А. Д. Архангельский, С. Бубнов, Б. Л. Личков, А. Н. Мазарович, Г. Ф. Мирчинк, Л. В. Пустовалов, Н. С. Шатский — высказывались в связи с этой проблемой и применительно к эволюции основных тектонических структур литосферы. Осью вопроса для геотектоники, а также и для геоморфологии, является эволюция двух основных структур— платформ и геосинклиналей и их взаимоотношения друг с другом.

А. Д. Архангельский указывал на примеры образования новых геосинклиналей, восполняющих их убыль в течение истории Земли. На этом основании принцип цикличности в развитии Земли и основных ее форм рельефа, в известных пределах, с оговорками допускался и Архангельским. Эта же мысль *обратимости* процесса развития земной коры, ее структур и ее рельефа выражена у А. Н. Мазаровича. Он говорит о мезозойской и третичной эволюции земной коры следующее:

«Путь развития земной коры изменялся: вместо прогрессирующей консолидации и замыкания последних геосинклиналей возникает процесс обратного знака — раздробление наиболее рано консолидированной платформы (Гондвана на две трети консолидирована в каренский орогенез и на треть, повидимому, в каледонский). Это зависит от того, что консолидация земной коры не есть процесс конечный. Нельзя себе представить, что образование жестких ее участков приводит к состоянию перманентной консолидации, причем всякое развитие их в новом состоянии прекращается. Новое качество вновь созданной тектонической структуры — платформы — усиливается до определенного момента, когда она достигает предела своей прочности, после чего начинается раздробление, опускание и создание новых мобильных зон» (стр. 35).

В третичном и четвертичном периодах совершается такой рост тенденций мобильности в земной коре и продолжается возврат платформ в геосинклинальное состояние: происходит опускание в северной части Атлантического океана, зоне Тетиса (провалы дна Средиземного, Черного морей и т. д.), образуется огромный Восточно-Африканский грабен, опускаются острова Тихого океана и т. д. Таким образом, Мазарович считает, что явления ритмичности выражены в истории земной коры довольно четко, конечно, не представляя себе, что ритмы развития образуют ряд замкнутых циклов и приводят к возвращению в исходное положение.

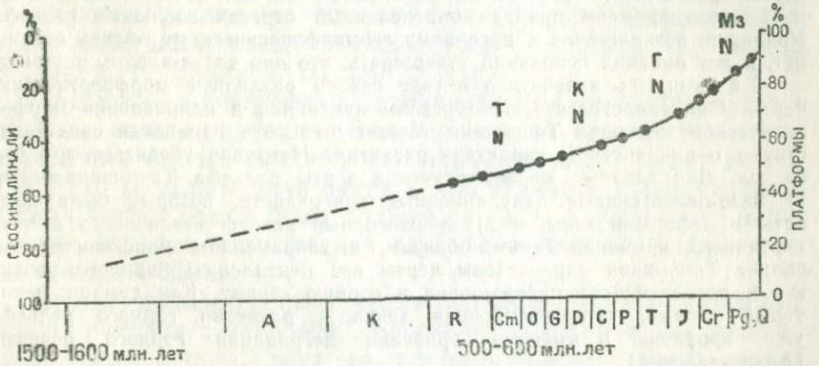
С. Бубнов, А. А. Борисяк, Г. Ф. Мирчинк и Н. С. Шатский более резко подчеркивали *направленность* в развитии земной коры, ее структур (а следовательно, и рельефа). По мнению этих авторов, геосинклинальный режим в ходе истории Земли вытесняется платформенным и глыбовым (Г. Ф. Мирчинк) режимом или просто платформенным режимом. Этот процесс иллюстрируют карты 51, 52, 53, заимствованные у Н. С. Шатского. Они показывают прогрессирующее сокращение площадей геосинклиналей за счет увеличения площадей платформы (фиг. 54).

Резче всего о направленном развитии земной коры высказывался А. А. Борисяк:

«Естественно является вопрос, какие же области современного моря представляют... геосинклинали? На этот вопрос может быть один ответ: «сейчас таких нет...»,—писал Борисяк. «Та стадия развития Земли, которая характеризовалась появлением геосинклиналей, миновала... Раз ставши прочной, платформа не проявляла уже более пластических прогибов» (стр. 9).

С. Бубнов пишет про прогрессивное (направленное) развитие основных элементов земной коры, что в нем «и состоит, несомненно, основной закон формирования Земли» (стр. 162).

По мере того как геосинклинали делались уже, процессы, в них протекающие, должны были развиваться особенно бурно, амплитуды рельефа становиться особенно большими. Мо-



Фиг. 54. Кривая развития земной коры. (По Н. С. Шатскому.)

жет быть, неогеновый и четвертичный рельеф гор Средиземноморской — Гималайской геосинклинали представляет собой высочайший рельеф гор в истории Земли.

Таким образом, два процесса — цикличность и направленность — есть главные закономерности в развитии рельефа Земли, образуя вместе спиральное развитие земной коры и ее рельефа. Циклы, не образуя замкнутых кругов, создают направленное по спирали развитие рельефа Земли. Конкретным выражением этой тенденции является рост равнинных территорий платформ, прерываемый пароксизмами роста гор в области геосинклиналей, тем более бурными, чем ширина геосинклиналей становится меньше.

Необходимо конкретизировать эти общие представления по отношению к геоморфологическому развитию отдельных территорий. Нас будет интересовать, как и прежде, развитие рельефа с того момента, когда рельеф приобрел уже черты подобия с современным. Принцип унаследованности современ-

ного рельефа, поиски его исторических корней заставляют геоморфолога производить далекие историко-геологические экскурсы. Однако дальность этих экскурсов в большинстве случаев меньше дальности специальных историко-геологических экскурсов в прошлое Земли, так как геоморфолог ищет в прошлом корни современного, и исследование прошлого не является для него самоцелью. Тем меньше находится общих оснований обнаружить цикличность в развитии современного рельефа Земли.

Приведу несколько примеров.

Рельеф Урала развивается направленно, начиная с перми (артинского времени). Современный рельеф Урала унаследован от верхнепермского времени. С тех пор рельеф Урала претерпел сравнительно небольшие преобразования. Нам неизвестен в истории Уральской геосинклинали «второй Урал», и, следовательно, мы не обнаруживаем замкнутой цикличности в развитии рельефа Урала. От начала перми и до настоящего времени пройден определенный отрезок эволюции рельефа Урала, но возвращения к исходному геоморфологическому облику страны нет, и нет никаких оснований утверждать, что оно когда-нибудь настанет.

Тянь-шань запечатлел в себе совсем различные морфологические черты. Они свидетельствуют о резком изменении в направлении морфологической эволюции Тянь-шаня. Может быть, эти изменения свидетельствуют о циклическом характере развития? Нетрудно убедиться, что это не так. Две главные морфологические черты рельефа Тянь-шаня,— это: 1) мезо-палеогеновые денудационные поверхности, которые были подняты и деформированы, и 2) высокогорный рельеф неогенового и четвертичного времени. Таким образом, в современном морфологическом облике Тянь-шаня запечатлены черты его пенепленизированного развития и последующего превращения в горную страну. Как думают некоторые ученые, кульминационная точка в развитии горного рельефа уже пройдена, и имеются признаки деградации горного рельефа (Архангельский).

Другие этот взгляд не разделяют (Личков). Так или иначе, но современные черты Тянь-шаня тоже не несут в себе следов цикличного развития. Это развитие носит направленный характер — от равнины к горному рельефу. Если горы и имеют признаки деградации, то нет никаких оснований предполагать, что «закат» гор продолжится до тех пор, пока рельеф Тянь-шаня не примет вновь равнинного характера. Это скорее — известная тенденция возвращения к более выровненному рельефу, завиток спирали, но никак не часть замкнутого цикла развития.

Наконец, несколько слов о рельефе Русской равнины. По отношению к ней также неприменим принцип цикличности. Русская равнина была равниной уже с начала кембрия (если не раньше) и остается ею до настоящего времени. Конечно, изменения рельефа имели место, в частности и как отзвуки процессов, происходивших в геосинклиналях. Но характер этих изменений был менее резок, чем в геосинклиналях, и поэтому он остается для нас почти неизвестным. Весь процесс направленного развития здесь как бы притушен, но нет признаков и циклического развития.

О так называемой перманентности материков и океанов. Перманентность, или постоянство материков и океанов — положение, которое высказывается в зарубежной, а отчасти и в советской литературе. В. И. Вернадский писал, что Тихоокеанская впадина существует извечно

в истории Земли, и аналогичные взгляды выражал А. А. Борисяк в своей «Исторической геологии». С. Бубнов правильно заметил (стр. 162), что в вопросе о перманентности материков и океанов имеет место путаница двух понятий: постоянства в очертаниях *жидкой* оболочки Земли и постоянства расположения высоких (материковых) и низких (океанических) участков *твердой* оболочки Земли. Оба вопроса не имеют вполне однозначного решения, так как расположение и очертание участков гидросферы (океаносферы) находится не только в связи с изменением поверхности литосферы, но зависит также отчасти от изменений объема самих океанических вод, который не оставался постоянным. Мы уже раньше писали об этом. Следовательно, смешиваются проблемы физико-географическая и геоморфологическая. Если же ограничивать ее рамками геоморфологии, то речь должна итти о постоянстве или непостоянстве расположения высоких и низких частей земной коры, материковых и океанических. Таким образом, намечаются различные направления споров. Выразителями этих различных точек зрения можно считать А. Пенка, Э. Зюсса, Б. Виллиса, Шухерта, Дана.

А. Пенк — приверженец перманентности: он считал, что море было всегда глубоким. Ведь даже если срезать всю сушу и засыпать ею все впадины океана, глубина его будет не менее 2 640 м. Даже, если считать, что в начале своей геологической жизни Земля была больше на 10 %, а воды было меньше на 10%, все-таки средняя глубина океана не была и тогда меньше 1 800 м.

Другое доказательство перманентности то, что наземная жизнь, начиная с палеозоя [1], развивается *непрерывно*. Значит, суша была всегда, хотя ее местоположение могло измениться.

Это представление А. Пенка можно назвать *относительным* пониманием перманентности материков и океанов.

Э. Зюсс возражал против принципа постоянного сохранения океаном больших глубин. Последние являются провалами земной коры, а, следовательно, они были не всегда. Например, на о-ве Тринидад есть рыбы, родственные южноамериканским, значит морского пространства (шириной в тысячи километров) ранее не было.

Суша и море постоянно менялись местами. Морские отложения встречаются на месте суши, где раньше был Тетис. Альпийские горные сооружения, наоборот, погружены во многих местах на дно Атлантики.

Из этих возражений видно, что глубокие моря и суша сохранились *где-то*, изменяя лишь свое местоположение в течение истории Земли.

---

[1] Или ранее. — *К. М.*

Б. Виллис исходил, главным образом, из соображения Пенка, что емкость океанов настолько превосходит объем континентов, что между ними не может быть взаимной компенсации. Однако в его рассуждениях есть еще один пункт, более резкий чем формулировка Пенка. Виллис говорит, что «великие океанические бассейны являются постоянной особенностью поверхности Земли и *они существовали там же, где находятся теперь,* с незначительными изменениями очертаний, с тех пор, как воды впервые возникли» (стр. 241).

Итак, по Виллису, глубокий океан и суша не только всегда существовали *где-то* на земной поверхности, но существовали *там же,* где мы их теперь находим. Виллис указывает, что иное предположение невозможно. Нам некуда поместить ту массу воды, которая была выдавлена материком Гондваны. И, наконец, суша и море распределены сообразно их весу, а изменение последнего означало бы полную перегруппировку вещества верхнего слоя Земли. Признаки такой перегруппировки нам неизвестны.

Представление Виллиса есть крайнее, *абсолютное* понимание перманентности.

Переходя к оценке этих представлений, необходимо подчеркнуть чисто метафизическую постановку вопроса. Материки и океаны рассматриваются как категории внеисторические. Они вечны, они постоянны.

Само собой разумеется, что речь может в действительности итти лишь о том, *насколько* древними являются те или иные формы рельефа, те или иные черты материков и океанических впадин. При такой постановке решается вопрос *о степени* постоянства рельефа, иначе говоря — о возрасте унаследованного рельефа, о скорости эволюции рельефа различных частей поверхности Земли.

Существуют такие участки современного рельефа, облик которых создался в глубокой геологической древности. Это «ядра конденсации» современных материков — кристаллические щиты. Уже указывалось, что глубинные структуры Земли — большие склады и глубинные разломы—характеризуются огромной давностью заложения, исключительной устойчивостью развития во времени. А они-то и создают главные неровности поверхности.

Таким образом, в современном лике рельефа Земли мы часто в состоянии прочитать следы его седой древности. Однако и древние формы эволюционировали, а многие другие основные формы рельефа Земли созданы относительно недавно, в верхнем палеозое, в мезозое, в верхнетретичное и четвертичное время.

Лик Земли создавался в процессе непрерывного развития. Извечно существующие черты в нем отсутствуют.

О современной стадии эволюции рельефа

Земли. Среди геоморфологов нет, кажется, двух мнений по поводу того, что современная эпоха есть эпоха высоких гор и глубоких океанических впадин.

Но какова общая тенденция развития современного рельефа? Можно ли оценить ее как тенденцию продолжающегося восходящего развития, или кульминационный пункт восходящего развития рельефа уже пройден, и современный рельеф Земли клонится к упадку?

Сторонником первой точки зрения является Б. Л. Личков, сторонником второй — А. Д. Архангельский.

Б. Л. Личков справедливо замечает, что рельеф гор создается не «мелким складкообразованием». Рельеф создают «складки — своды... совсем особого рода, которые нельзя смешивать со складками обычной тангенциальной складчатости... их отличает величина. Это глубинные складки в смысле Аргана, «геотуморы» в смысле Эрика Гаармана» (стр. 18). Из этого определения горообразовательного процесса следует тот вывод, что современная эпоха есть эпоха роста гор, эпоха орогенная, так как повсюду мы видим следы эпейрогенического поднятия, выражающегося в образовании складок — сводов.

«Можно ли назвать спокойной геологическую эпоху, когда созданы в течение короткого промежутка времени, не превышающего 1 миллиона лет... в мелких морях глубины, превышающие 2 км, а на материках и островных гирляндах — горные цепи, высотой до 5—6 км» (стр. 28).

Рост гор характерен для современной эпохи. Сопряженно с последним возникают глубокие морские впадины.

Несколько иначе объяснял основные черты рельефа альпийского пояса А. Д. Архангельский. Он считал, что в настоящее время имеет место разрушение этого горного пояса, а частично и примыкающих к нему участков платформ, и начало образования на их месте новой геосинклинали. Следовательно, развитие рельефа в настоящее время охвачено уже нисходящей тенденцией.

Признаками спада орогенической волны являются огромные впадины в теле альпийских и более древних гор. Эти впадины возникают в третичном периоде, продолжают развиваться в четвертичном периоде и в настоящее время. Они разрушают область высочайших гор Евразии постепенно и начиная с ее концов, от которых впадины проникают к средним частям пояса гор. На западе мы видим впадины Средиземного моря, впадину Черного моря, на востоке впадины Охотского и Японского морей, а в средних частях высокогорной области сравнительно ограниченные по территории впадины — Байкальскую, Иссык-кульскую и другие.

С главными областями современных погружений связаны и области современного вулканизма — на западе и на востоке — в Средиземье и на Камчатке (до Прибайкалья).

«Вторая половина третичного периода и четвертичный период характеризуются чрезвычайно широким развитием вертикальных движений глыбового характера. К крупнейшим, поражающим своей грандиоз-

ностью явлениям опускания, относится образование глубоких впадин Охотского и Японского морей на востоке, Черного моря и системы впадин, образующих Средиземное море в его целом, на западе. В каждой горной стране, но с особенной яркостью в горных сооружениях Средней и Центральной Азии, бросаются в глаза следы недавних поднятий, продолжающихся и до настоящего дня. Наряду с этим некоторые котловины, разрушающие горные хребты, испытывают крупные опускания».

«Существуют две главнейшие области молодой вулканической деятельности. Одна из них, восточная, связана с областью опускания на периферии Тихого океана... Вторая, западная, область молодого вулканизма, связана с бассейном Средиземного моря» (стр. 312).

«Опускания эти, — продолжает Архангельский, — развиваются постепенно, проникая в глубь материка с востока, от Тихого океана, и с запада, из Средиземноморской области. Средняя часть новой геосинклинальной области, охватывающая Памир, Тянь-шань, Гималаи и пр., затронута опусканиями только в самой малой степени. Поскольку вулканические излияния связаны именно с опусканиями, отсутствуют в этой высоко приподнятой области и проявления вулканизма» (стр. 314). По мнению Архангельского, на месте альпийского пояса и части платформенных областей Азии происходит образование новой геосинклинали; такую же оценку современной тенденции в развитии рельефа мы находим и у А. Н. Мазаровича, у которого она подчеркнута еще резче и наглядно изображена на кривой хода орогенеза Альпийско-Гималайской геосинклинали (стр. 28, табл. 3).

Эта точка зрения учитывает бо́льшее количество фактов (распределение вулканизма, см. первое). Она объясняет нам также уменьшение оледенения после ледниковой эпохи четвертичного времени. Поэтому и мне представляется более вероятным, что кульминационный пункт развития гор уже пройден в конце неогена — начале четвертичного времени и что в настоящее время наметилась тенденция нисходящего развития рельефа Земли.

Часть V. ОСНОВНЫЕ ПРОБЛЕМЫ ГЕОМОРФОЛОГИИ И НАРОДНОЕ ХОЗЯЙСТВО СОЮЗА ССР

Геоморфология и народное хозяйство — такого сочетания понятий нельзя встретить в обобщающих геоморфологических сочинениях зарубежных авторов. Само собой разумеется, что современная экономика капитализма не заинтересована в изыскании нового метода повышения хозяйственного потенциала. Я уже указывал, что, при наличии в довоенные годы крупного гидроэлектростроительства в США, американские сочинения по общей геоморфологии до предела шаблонны и лаконичны при освещении вопросов, связанных с развитием речных долин. Нет нужды обосновывать диаметральную противоположность запросов, предъявляемых к науке вообще и в частности к геоморфологии в Советском Союзе. Что геоморфологический метод должен быть поставлен на службу нашему народному хозяйству, сомнения не вызывает. Можно даже сказать, что требования народного хозяйства, предъявляемые им к геоморфологической науке, так разнообразны, что возникает трудность обобщающего изучения этих запросов. Я укажу в качестве примера, что в недавно опубликованной статье Н. И. Николаева, посвященной только современным геоморфологическим процессам, имеющим инженерное значение, перечисляются несколько десятков видов отдельных процессов.

Очевидно, что общая постановка вопроса, которой мы здесь придерживаемся, требует от нас обзора лишь тех основных вопросов развития народного хозяйства Союза, успешное разрешение которых связано с изучением основных проблем *теории* геоморфологической науки. Речь, таким образом, должна итти о некоторых узловых вопросах.

Очевидно также, что эти узловые вопросы должны стоять в связи с восстановлением и развитием народного хозяйства Союза ССР в ближайшем (четвертом) пятилетии и даже с общей тенденцией развития народного хозяйства Союза на протяжении всех четырех сталинских пятилеток.

Я думаю, что основных сочетаний задач народного хозяйства и задач теоретической геоморфологии можно наметить *четыре*.

1. Геоморфология и расширение сырьевой базы тяжелой промышленности Советского Союза.

2. Геоморфология и дальнейшее развитие энергетики Советского Союза.

3. Геоморфология и дальнейшее развитие сельского хозяйства Советского Союза.

4. Геоморфология и картографирование Советского Союза.

Обоснование первых трех пунктов совершенно излишне; оно вытекает из структуры четвертого и предыдущих пятилетних планов. Пункт четвертый обосновывается огромным ростом картографических работ в Советском Союзе и тем большим, я сказал бы, научно-организующим значением, которое в них должна занимать геоморфология.

Попытаюсь наметить некоторые основные пути связей общей геоморфологии с народным хозяйством. Оговорюсь, что я не ставлю своей задачей перечисление *всех* направлений, в которых геоморфология может оказать практическую помощь народному хозяйству.

Геоморфология и расширение сырьевой базы тяжелой промышленности Советского Союза. Я остановлюсь на значении геоморфологических представлений для изучения закономерностей распространения основных типов руд (глубинных, осадочных и руд выветривания).

Напомню, что закон о пятилетнем плане восстановления и развития народного хозяйства СССР на 1946 — 1950 гг. требует довести уровень производства продукции по важнейшим отраслям промышленности на 1950 г. и прежде всего по металлургии — по чугуну — до 19,5 млн. т, по стали — до 25,4 млн. т, по прокату — до 17,8 млн. т. Эти цифры, как главнейшие цифры пятилетнего плана, открывают второй раздел закона о пятилетнем плане, посвященный росту производства и капитального строительства. В целях создания соответствующей металлургической сырьевой базы для нашей промышленности в законе о пятилетнем плане значится (стр. 13):

«Расширить геологоразведочные работы, особенно в восточных районах СССР, в целях дальнейшего увеличения промышленных запасов железных руд и металлургического сырья для действующих и для строительства новых металлургических заводов. Разведать промышленные запасы железных руд в размере 1 680 млн. т, в том числе Западной Сибири 100 млн. т, и марганцевых руд 110 млн. т; подготовить промышленные запасы для строительства новых металлургических заводов на Северном Урале, в Сибири, в Казахской ССР и в районе Курской магнитной аномалии».

Закон о пятилетнем плане ставит огромные задачи и в отношении роста цветной металлургии. Необходимо «увели-

чить за пятилетие производство меди в 1,6 раза, алюминия — в 2 раза, магния — в 2,7 раза, никеля — в 1,9 раза, свинца — в 2,6 раза, цинка — в 2,5 раза, вольфрамового концентрата — в 4,4 раза, молибденового концентрата — в 2,1 раза, олова — в 2,7 раза» (стр. 14).

Таким образом, ясно, что создание металлургической базы является одной из основных задач пятилетнего плана 1946—1950 гг. Эта база есть основа тяжелой промышленности, которая представляет собой костяк советской экономики.

Мы видим также, что пятилетний план восстановления и развития народного хозяйства ставит непосредственно задачи работникам геологоразведочных специальностей. Имеют ли эти задачи отношение к геоморфологии вообще и к геоморфологии теоретической в частности?

Я не сомневаюсь, что на этот вопрос необходимо ответить положительно, но не могу не остановиться на той своеобразной «геологобоязни», которую геоморфологи географического направления нередко обнаруживают. Иногда геоморфолог считает «искривлением» географического направления своей научной деятельности работу в геолого-разведочных экспедициях. Неважно, какой титул имеет та или иная тема — геологический или географический. Важно то, что речь идет о помощи успешному разрешению основной задачи пятилетнего плана. Если и можно о чем-либо спорить, так это только о размере той реальной помощи, которую могут оказать геоморфологические исследования и обобщения созданию металлургической базы (и вообще сырьевой базы) нашей промышленности.

Думается, что перспективы геоморфологии в этом отношении огромны и используются они далеко еще не полностью. Нельзя не отметить с прискорбием того факта, что геологическая служба США с первых дней ее основания разносторонне использует геоморфологический метод исследования. Первая монография, опубликованная Геологической службой США, была геоморфологической по содержанию и по методу. У нас же Геологическая служба до настоящего времени все еще не признала геоморфологический метод, как один из основных методов геолого-поисковых и других геологических работ. И если геоморфологический метод все же широко применяется в практике геологических работ, то это делается под давлением «снизу», а не в результате признания этого метода «сверху», со стороны руководящих органов и институтов Министерства геологии [1].

[1] К чести молодых геоморфологов-географов, работающих в различных геологоразведочных учреждениях, нужно сказать, что ими полностью осознана необходимость связи геоморфологии с геологией и геоморфологии с практикой. По инициативе группы геоморфологов в 1946 г.

Геоморфологические обобщения весьма нужны и полезны для изучения, в частности, месторождения рудных ископаемых, причем различных по генезису: глубинных, осадочных и месторождений выветривания. Значение теории геоморфологии для изучения закономерностей распространения месторождений руд глубинного происхождения велико, но совершенно не освещено в геологической и геоморфологической литературе. Оно не освещено, но *подсказано* академиком А. Е. Ферсманом. Я имею в виду его учение о *геохимических концентрах* [1].

«Всякий природный процесс, — пишет академик А. Е. Ферсман, — какого бы он ни был происхождения, имеет определенную область своего распространения, которую мы нередко можем рассматривать как некий центр — источник воздействия на окружающую природу. Совершенно понятно, что действие такого центра распространяется вокруг него определенными концентрическими дугами, поясами, оболочками, причем в случае однородности такой среды концентры носят сферический характер: в случае неоднородности, некоторый ее векториальности или диссимметричности, концентры носят более сложный характер».

Можно утверждать, что понятие о концентрах, введенное в науку А. Е. Ферсманом, имеет огромное значение: географическое, общее геоморфологическое и прикладное геоморфологическое. В последнем случае я имею в виду применение общих геоморфологических идей к выяснению закономерностей распространения рудных тел глубинного происхождения. Весь объем значения понятия о концентрах указан был уже самим автором этого понятия:

«Мы могли бы в первом приближении говорить и о геосферах, как о некотором геохимическом концентре, но очень крупного планетарного масштаба. В настоящей же главе мы займемся лишь анализом двух последующих типов концентров: первый мы называем *первичным* и связываем с постепенным охлаждением магматических бассейнов; под *вторичным* мы подразумеваем гораздо более сложные процессы, вызываемые поверхностным воздействием сил внешних...» (II, стр. 159).

Я остановлюсь еще в заключительной (VI) части настоящей книги на общем значении учения о концентрах. Здесь же буду иметь в виду специальное значение термина концентр (первичный), под которым, как мы видим, следует понимать закономерно концентрическое расположение в земной коре продуктов кристаллизации магмы и ее производных. Эту закономерность, подметивший ее впервые сто лет тому назад (в 1847 г.), Э. де Бомон сравнивал с расположением цветов в

была организована Геоморфологическая комиссия, которая состоит теперь при Московском филиале Географического общества Союза ССР. По мысли организаторов Геоморфологической комиссии ее главной задачей должна являться разработка и обсуждение вопросов прикладной геоморфологии.

[1] «Геохимические концентры (первичные) — зональное распределение химических образований вокруг остывающих массивов, связанное с постепенным падением температуры от очага к периферии» (Ферсман, «Геохимия», т. II, стр. 103).

радуге. «Aura granitica» — «гранитный ореол» назвал эту закономерность Э. де Бомон.

Закономерность распределения концентров вокруг остывающего магматического очага в основных чертах заключается в следующем: гранитный батолит[1], застывая на глубине нескольких километров от поверхности Земли, диференцируется на пегматитовый остаток и газообразные выделения — *пневматолиты,* которые сосредоточиваются у вершины батолита. Еще выше расположатся горячие водные источники, содержащие в растворе различные вещества. Это так называемые *гидротермалиты.* При остывании магматического очага концентры различных руд будут располагаться закономерно, в зависимости от температуры застывания этих руд.

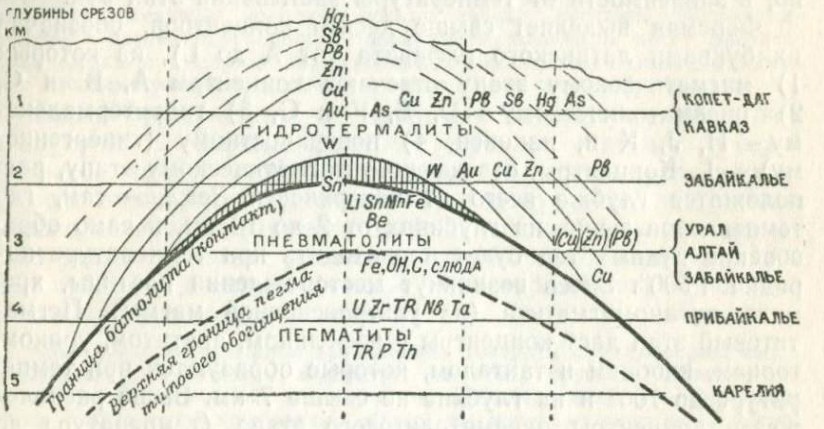
Ферсман выделяет свыше десяти концентров, обозначая их буквами латинского алфавита (от A до L), из которых 1) магматическому этапу отвечают концентры A, B и C, 2) пневматолическому — D, E, F и G, 3) гидротермальному — H, J, K и, наконец, 4) поверхностному (гипергенному) — L. Концентры, отвечающие магматическому этапу, расположатся глубже всего от поверхности Земли — там, где температура выше, на глубинах от 2 до 10 км, и само образование рудных тел будет происходить при температуре порядка 1 500°. Здесь возникнут месторождения платины, хромита, титаномагматита (из ультраосновной магмы). Пегматитовый этап даст концентры с нефелином, апатитом, ураном, торием, ниобием и танталом, которые образуются при температуре до 700° и на глубине не свыше 7 км. Выше расположатся концентры пневматолитового этапа (температура до 600°) с месторождениями молибдена, олова, тантала и выше всего — концентры гидротермального этапа (температура 50—500°, глубина 0,5—2 км). Они образуют наибольшее качественное разнообразие месторождений, которые расположатся в порядке убывания глубин: вольфрам, затем золото, медь, цинк, свинец, выше всех — ртуть и мышьяк. Эта закономерность расположения геохимических концентров показана на чертеже (фиг. 55).

«Рассмотрим для понимания этого процесса судьбу гранитного батолита, застывающего, например, в глубинах 2—5 км, т. е. при условиях геотермической температуры горизонта 4—5 (около 150—200° С) и давлении свыше 1 500 атм,—пишет А. Е. Ферсман. — Гранитный батолит застывает в контактной зоне и диференцируется на пегматитовый остаток и дистилляты в виде пневматолических погонов. Максимум пегматитовых образований будет лежать в приконтактной зоне. При этом пегматиты будут накапливаться как в самом граните, так и в окружающих породах, причем и последовательность будет закономерно следовать правилу: ...высокотемпературные типы — в глубине, последние... — наверху. Пневматолиты тоже следуют в общем этому правилу, однако, количественно в подавляющей части сосредоточены у вершины батолита, куда устремляются все летучие комплексы...» (стр. 172).

[1] Большая часть руд связана с кислыми гранитными батолитами.

Я не буду излагать дальше идеи А. Е. Ферсмана. Сущность их, конечно, прежде всего геохимическая. Но существует и другая сторона вопроса — геоморфологическая. Она также намечена А. Е. Ферсманом и заключается в том, что совокупность концентров каждого магматического очага срезана процессами денудации на более или менее значительную глубину. Глубина среза, горизонты эрозии, степень денудированности геохимических концентров — определяют конкретное сочетание рудных тел данной геоморфологической области [1].

На чертеже фиг. 55 глубины эрозии (в километрах) показаны горизонтальными линиями. А надписи в правой части чертежа обозначают, какой глубине эрозии отвечает поверх-



Фиг. 55. Геохимические концентры, эрозионные срезы и распределение на поверхности Земли месторождений различных руд. (По А. Е. Ферсману.)
TR—редкие земли.

ность различных геоморфологических областей: Балтийского кристаллического щита (Карелия), Урала, Кавказа и т. д.

В геоморфологическом обиходе эти области часто определяются как старые или молодые. Урал — старый, Кавказ — молодой горный хребет. Степень денудированности Кавказа, несомненно, меньшая, чем Урала. И эта геоморфологическая оценка дает правильный прогноз для поисков рудных месторождений, так как подтверждается той картиной распространения руд, которая действительно имеет место.

Так, на площади Фенно-скандинавского щита можно встретить только полезные ископаемые, связанные с корнями магматических процессов, с высокотемпературными выделениями глубин: полевые шпаты, кварц, некоторые редкие металлы. Встречаются еще самые высокотемпературные фазы пневма-

[1] Ряд дополнений к этим представлениям впоследствии дан С. С. Смирновым.

толитов с молибденитом и касситеритом (руда олова). Все остальное срезано той пенепленизированной поверхностью Балтийского щита, которая образуется в течение огромного периода времени, начиная с протерозоя (см. выше). За этот огромный период времени срезана толща земной коры, вмещавшая в себя концентры гидротермального и пневматолитического типов.

«Все образования, более богатые летучими компонентами, отдельные термальные водные процессы, рудные жилы, т. е. все то, что генетически связано с глубинами, но по характеру отложения отделено от этих корней — все это отсутствует в общей геохимической схеме этих щитов. Здесь господствуют образования непосредственных магматических выделений, даже среди постоянных спутников древних щитов — пегматитов — мы встречаем лишь их наиболее высокотемпературные корни» (1932, стр. 19). Полезные ископаемые щитов однообразны: в основных породах — медь и никель; в гранитах — руда железа.

В качестве геоморфологического и геохимического противопоставления древней поверхности щита можно привести молодую поверхность Кавказа, с ее малой глубиной эрозионного среза первичной тектонической и первичной геохимической поверхности геохимических концентров.

Как образования молодых поверхностных процессов, подверженных еще малому размыву, они должны, по преимуществу, характеризоваться наружным концентром процессов, т. е. в них должны преобладать не только вообще осадки водных растворов, но низкие холодные термы с сурьмой, ртутью и мышьяком..., минеральные источники, углекислые выделения и т. д. Этот тип геохимических процессов действительно проходит красной нитью через Кавказ, Копет-даг и Среднюю Азию» (1932, стр. 38).

В тех местах, где мы имеем древние эрозионные срезы, поднятые на большую высоту молодыми процессами и различным образом при этом деформированные, на поверхность оказываются спроектированными геохимические концентры различной глубины. Такова картина Тянь-шаня, где «мы имеем... на одном уровне наличие различных концентров, и неудивительно, если среди разнообразия химических элементов этого района получат промышленное значение не только медь, цинк и свинец, но и мышьяк, вольфрам, олово, висмут, может быть, уран и радий» (там же, стр. 62).

Таким образом, степень денудированности территории вызывает последовательное проектирование на земную поверхность различных ассоциаций руд, как это показано на горизонтальных линиях чертежа фиг. 55. Геоморфологическое развитие территории наравне с геохимическим «содержанием» данной геохимической провинции проектируют на земной поверхности закономерные ассоциации полезных ископаемых глубинного происхождения, тех полезных ископаемых, которые образуют сырьевую базу нашей промышленности.

Чтобы установить эти закономерности, необходимы хорошо разработанные представления относительно истории и

современного этапа развития отдельных геоморфологических провинций Советского Союза.

Схеме различного геоморфологического возраста рельефа, определяющего различную глубину среза концентров отвечает, например, следующее обобщение Г. П. Воларовича.

Большинство месторождений золота приурочено к палеозойским и мезозойским хребтам: «...Богатейшие золотоносные районы располагаются на периферии Сибирской территории, сложенной палеозойскими и мезозойскими складчатыми сооружениями, тогда как периферия Европейской части Союза, Русской платформы, сложенная в значительной степени областями развития докембрия (Карелия, Приднепровье) или новейшими складчатыми горными цепями — Карпаты, Крым, Кавказ, бедны месторождениями золота» (стр. 107).

И это совершенно понятно: «уровень» расположения золота — средний. В самых старых территориях золота не обнаружено, так как соответствующие концентры *уже* уничтожены денудацией; в самых молодых горах концентры золота *еще* не вскрыты денудацией.

Но не в этом только отношении разрешение общих проблем геоморфологии является необходимым для выявления минеральных богатств. Совершенно не безразлично, *какова* теоретическая концепция геоморфолога. Я поясню это положение на следующем, нарочито отвлеченном примере: представим себе геохимические концентры, образовавшиеся вокруг гранитного батолита, как их изображает чертеж рис. 55, на который мне уже неоднократно приходилось ссылаться выше. Представим себе также, что поверхность среза не представляет элементарной горизонтальной поверхности, как рисует этот чертеж. Пусть процессы поднятия и денудации горного массива усложнили первоначальную простую орографическую картину, и в настоящее время склоны массива приобрели ступенчатый характер. Эту картину отмечали как типичную основатели двух геоморфологических школ — В. Девис и В. Пенк. Но оба они шли к ее истолкованию различными путями. Объяснение В. Девиса сводилось, обыкновенно, к тому, что площадки ступеней представляют собой части единой пенепленизированной поверхности, но только разбитые сбросами и поднятые на различную высоту. Если встать на точку зрения Девиса, то сумма всех площадок даст нам ту же смену химических элементов, что и единая горизонтальная поверхность среза. Если представить себе срез горизонта II (отвечающий Кавказу), то, при переходе от окраинных низких ступеней к центральным высоким, мы последовательно встретим месторождения мышьяка, ртути, сурьмы, свинца, цинка, меди и, наконец, золота.

Но другой прогноз предложит тот геоморфолог, который является сторонником идей В. Пенка и его учения о предгорной лестнице. Согласно В. Пенку, ступени предгорной лестницы возникают не одновременно, а последовательно, по

мере поднятия и расширения горной страны. Раньше возникают площадки ступеней, расположенные ближе к центру вздувающегося свода, и здесь, следовательно, денудация работала дольше, и толща смытых ею пород должна иметь бóльшую мощность, чем на окраине свода. Тогда на срезах площадок центральных ступеней предгорной лестницы будут вскрыты более глубокие концентры, чем на периферических площадках, и современная (ступенчато-*выпуклая)* поверхность свода отвечает уровню среза, который на нашем чертеже показан *вогнутой* линией. На современной топографической поверхности площадок, вследствие этого, закономерность расположения рудных тел будет иная, чем в первом случае (см. фиг. 55).

При толковании Девиса мы могли бы прогнозировать по мере удаления от свода поднятия следующий ряд элементов (линия 1): Au, Cu, Zn, Pb, Sb, Hg, As.

Теоретические представления В. Пенка подсказывают другую смену, например: Sn, W, Au, Cu, Zn, Pb, Sb, Hg, располагающиеся как бы на вогнутой кривой.

Таким образом, тот или иной состав *общих теоретических* представлений геоморфолога заставит их по-различному ориентировать геолога-поисковика.

Я подчеркиваю, что речь касается именно общих теоретических воззрений геоморфолога и их отношения к общим геохимическим воззрениям.

В этой связи необходимо также подчеркнуть, что взаимоотношение фаз эрозии гранитного батолита и его концентров есть частное выражение основного геоморфологического процесса, анализ которого представляет главную задачу настоящей книги. Этот процесс — взаимодействие экзогенных и эндогенных процессов в образовании рельефа поверхности Земли.

Не менее существенное значение имеют основные геоморфологические представления в изучении полезных ископаемых осадочного и элювиального происхождения. Что касается первых, то их образование с геоморфологической точки зрения следует рассматривать в связи с образованием коррелятных отложений и процессами механической и химической диференциации, которым подчиняются коррелятные отложения.

Достаточно вспомнить о верхнепермских коррелятных отложениях Урала и вернуться к чертежу фиг. 45 (стр. 249), на котором изображена смена фаций верхнепермской дельты Урала в пределах Татарской республики. Фации, по мере удаления от Урала, сменяются в следующей последовательности: 1) грубо и среднеобломочные осадочные породы. 2) медистые породы (песчаники), 3) битуминозные породы, 4) известково-доломитовые породы и 5) доломитово-гипсовые породы. С пере-

численными фациями связано распространение следующих полезных ископаемых: бурых углей (фация 1-я), медных руд (фация 2-я), битумов (фация 3-я), гипса (фации 3-я и 4-я).

Изучение шлихов в россыпях представляет собой, как известно, одну из самых оправдавших себя областей применения геоморфологии к геологопоисковому и геологоразведочному делу. Как сообщают Флёров и Усова, в настоящее время производится изучение одиннадцати различных групп шлихов (по Билибину — девять классов шлихов). Эти группы следующие: платиновая, вольфрамосодержащая, висмутовая, молибденосодержащая, оловосодержащая, титаносодержащая, соединений редких элементов, апатитовая, ртутьсодержащая, углеродсодержащая (алмазы), золотосодержащая. В своей известной книге «Основы геологии россыпей» Ю. А. Билибин показывает, что для изучения россыпей необходим анализ таких геоморфологических вопросов и проблем, как процессы выветривания, процессы денудации, перенос реками аллювия, эрозионный цикл (продольный профиль реки, изменение продольного профиля реки при понижении базиса эрозии и т. д.), вопросы, связанные с образованием пенеплена. А этот список вопросов относится к основным в геоморфологии. Не будет преувеличением сказать, что книга Билибина представляет собой «прикладную геоморфологию россыпей». В заключительной главе своей книги Билибин показывает, что геоморфологическая неразработанность вопроса главным образом и лимитирует теперь рационализацию постановки россыпей.

«Мы в большинстве случаев совершенно не умеем приступиться к россыпям, не знаем, какой материал следует собирать и как его обрабатывать, какие вопросы разрешать, и какие практические выводы можно делать» (стр. 498). Бросается в глаза, что у нас... не разрабатываются россыпи древней долинной сети, которые за границей имеют огромное значение (Клондайк, Калифорния). У нас не изучаются россыпи высоких террас морских побережий, ископаемые россыпи. Между тем «большое развитие в Сибири очень древних месторождений золота (Лена, Енисей, Кузнецкий Алатау), наличие в геологической истории Сибири длительных периодов континентального выветривания, сопровождавшихся иногда образованием толщ конгломератов (пермокарбон, юра, третичные), делает весьма возможным нахождение в них ископаемых золотоносных россыпей. Все эти конгломераты совершенно не изучены с точки зрения их золотоносности. Мало того, даже в тех случаях, когда конгломераты заведомо золотоносны (Кавказ, Фергана, Вилюй), мы не знаем, как к ним подступиться, так как совершенно не знакомы с характером распределения в них золота» (стр. 500).

Таким образом, именно та группа (древняя) россыпей, образование которой немыслимо рассматривать вне геоморфологического развития (денудации) горных территорий, требует еще наибольшого привлечения труда и идей геоморфолога.

Столь же необходим анализ общих законов развития поверхности различных территорий в целях изучения месторождений выветривания. Я уже имел случай подчеркивать то

специальное, но исключительное значение, которое для определения возраста рельефа приобретает изучение коры выветривания («фиксированные поверхности»). Ценнейшие месторождения алюминиевых руд (бокситы), руд железа, никеля, кобальта, марганца, а также месторождения угля, образуются на определенном этапе эволюции рельефа, именно на этапе пенепленизации рельефа.

В условиях влажного климата и хорошей промываемости почв образовались и железные (гипергенные) [1] руды и бокситы и основные разновидности руд марганца, хотя климатическая обстановка образования руд указанных металлов могла быть различной: руды железа и марганца тяготеют к областям и влажного умеренного и тропического климатов, в то время как бокситы (латериты) связаны с тропическим и влажным субтропическим климатами. Вторая закономерность, нас уже непосредственно интересующая, выражается в ограниченности указанных процессов рудообразования определенными геоморфологическими рамками. Эти условия — пенепленизация страны. Они важны в двух отношениях: 1) с приближением рельефа к стадии пенепленизации изменение рельефа все более замедляется, почти приостанавливается процесс, который В. Пенк назвал «обновлением экспозиции»; в этих условиях почвообразование, перерабатывая по существу все одну и ту же толщу породы, может создавать наиболее крайние продукты ее выветривания; 2) образовавшиеся продукты выветривания аккумулируются вследствие слабого уклона поверхности и медленности течения поверхностных и подземных вод. Именно эти геоморфологические условия являются общими для всех перечисленных руд коры выветривания. И это несмотря на то, что железистые и марганцевые руды выпадают из почвенных растворов раньше всего, а алюминиевые руды образуются на более поздних этапах. Первые, по удачному выражению Л. В. Пустовалова, являются первенцами, а латериты — эпигонами химической диференциации.

Н. М. Страхов развил и обосновал связь железных руд выветривания с эволюцией рельефа. Его соображения относятся также и к рудам алюминия, связанным с латеритной корой выветривания:

«Исследователи неизменно относят формирование элювиальных плащей к концу длительных континентальных периодов перед началом нового эрозионного цикла, т. е. к тому отрезку времени, для которого весьма вероятно наличие пенеплена или близких к нему условий. Именно так датируется возраст раннемезозойской коры выветривания Урала, Казахстана и других смежных районов, доолигоценовых элювиальных руд Германии, верхнемеловых и палеогеновых руд Аппалачей. Таким образом, мы можем, повидимому, считать установленным, что элювиальные руды всех возникли в прошлом в условиях рельефа, постепенно

[1] «Гипергенные образования — отложения минералов в коре выветривания» (Ферсман, «Геохимия», т. II, стр. 102).

пенепленизирующегося и доходящего в конечном итоге до пенеплена или близкой к нему поверхности. И это, в сущности, понятно. Для возникновения мощной коры выветривания, а следовательно, и заключенных в ней руд, необходимо, чтобы образующиеся продукты элювиального процесса не смывались тотчас по их образовании, а оставались на месте. Только тогда выветривание из первоначальной щелочной стадии может перейти в кислую, и полуторные окислы, приобретая известную подвижность, смогут перераспределиться в коре выветривания и дать местные концентрации, иногда промышленного характера. Такого рода спокойная обстановка для медленно текущих геохимических реакций возможна лишь в условиях рельефа, постепенно пенепленизирующегося, с затухающей денудацией, почему элювиальные железные руды так льнут к пенепленам» (стр. 10).

Можно привести множество иллюстраций подобной зависимости распространения руд коры выветривания и пенепленизированного рельефа.

А. Л. Яншин указывает на следующую закономерность, распространяя ее на Урал, Казахстан и Восточную Сибирь. На всей этой огромной площади известно свыше 40 месторождений боксита, которые залегают в древних понижениях тектонического или эрозионного происхождения — по их окраинам и вне понижений. Центральные же, т. е. самые пониженные, части заняты мезозойскими осадочными отложениями, в том числе и угленосными. Пенепленизированный характер этой поверхности описан А. В. Хабаковым. На его работу я ссылался ранее. Такую же закономерность отмечают А. Д. Архангельский, Б. М. Федоров, Н. И. Архангельский. Последний добавляет, что все месторождения боксита выполняют впадины, а если впадины большие, то бокситы залегают только по их краям. Таковы условия залегания и известного Алапаевского месторождения на Урале. «Все прочие месторождения, и при этом наиболее крупные, приурочены *к очень пологим склонам древних повышенных участков*. На этом основании мы, полевые работники, выделяем площади, соответствующие пологим склонам древних понижений, как рудоносные» (стр. 589) [1]. (фиг. 56).

Ту же, собственно, взаимосвязь руд коры выветривания и геоморфологических условий для Урала отмечает Б. П. Кротов. Развитие поверхности Урала рисуется им более сложно, чем, например, А. В. Хабаковым. Поэтому усложняется понимание связи обоих процессов — эволюции рельефа и образования коры выветривания. Но основная идея остается та же:

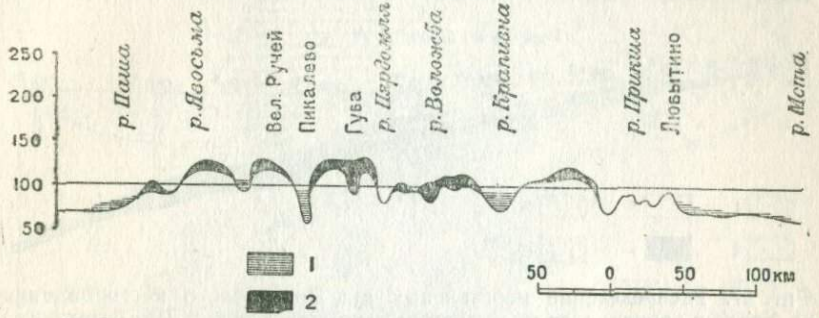
«Установлено, что месторождения выветривания возникают на площадях поверхности выравнивания, образующихся в результате продолжительного континентального выветривания», — пишет Б. П. Кротов (1945, стр. 26).

Анализируя в обширной монографии генезис Алапаев-

[1] См. «Труды Конференции по генезису руд железа, марганца и алюминия», 1937.

ского железорудного месторождения, Б. П. Кротов констатирует длительность континентального периода денудации Урала. Хребет постепенно превращался в слабохолмистую страну, едва возвышавшуюся над Западно-Сибирской низменностью, куда реки выносили тонкие продукты размыва Урала. Процессы выветривания продолжались непрерывно, а денудация поверхности Урала и «обновление экспозиции» ее затухали.

«Этот ход процессов выветривания неизбежно должен был привести к тому, что область восточного склона Урала за этот отрезок времени (начала мезозоя. — *К. М.*) покрылась мощной корой выветривания, следы которой в районе железорудных месторождений кое-где сохранились достаточно хорошо и до настоящего времени» (1936, II, стр. 338).



Фиг. 56. Залегание огнеупорных глин (*1*) и бокситов (*2*) Ленинградской области в зависимости от геоморфологических условий, унаследованных от девонского периода. (По Волкову.)

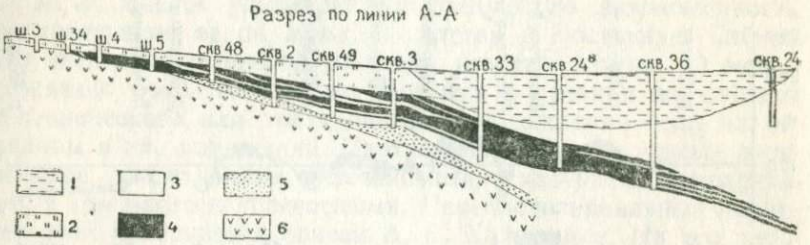
Крупнейшие месторождения марганцевых руд являются осадочными отложениями прибрежной полосы мелкого моря, куда сравнительно хорошо подвижные соединения марганца выносились водами суши. К этому типу месторождений марганца относятся и крупнейшие — Никопольское и Чиатурское. Связь месторождений марганца с рельефом дна мелководья — теснейшая. Марганец отлагался на определенных глубинах: в Чиатурах, где уклон дна моря у берега был пологий, месторождение марганца тянется в направлении уклона дна на 10—12 км, а в Полуночном месторождении (Северный Урал), где уклон крут, — всего на 0,5 км.

«Очевидно, дно бассейна в районе Полуночного месторождения в момент отложения свертывающихся колоидов марганца погружалось более резко, чем в Чиатурском районе» (А. Г. Бетехтин, 1946, стр. 31). «...Крайне важно иметь хотя бы приближенное представление о палеогеографии того времени, к которому принадлежат эти осадки, так как необходимо помнить, что лучшие по качеству марганцевые руды приурочиваются к береговой линии бассейнов, и соответствующим образом проводить поисковые работы» (там же, стр. 32) (фиг. 57).

Однако связь марганцовистых месторождений с рельефом заключается не только в отложении марганца в мелководье шельфа. Еще более глубокая связь состоит в том, что в морское мелководье происходил вынос соединений марганца, образовавшихся в условиях выветривания поверхности пенепленизированной суши:

«Так как подавляющая масса осадков представлена алевритовыми отложениями с большим количеством химически осажденного материала, то можно думать, что в обстановке пенепленизированной суши, покрытой богатой растительностью, шли мощные химические и биохимические процессы разложения неорганического материала» (А. Г. Бетехтин, 1944, стр. 9).

Связь условий залеганий рудоносного пласта марганца и неровности поверхности шельфа весьма тесная. В Никопольском месторождении марганца видно, что мощность рудонос-



Фиг. 57. Распределение марганцевых руд Полуночного месторождения на Урале в зависимости от геоморфологических условий. (По Бетехтину.)
1—аллювиальные отложения; 2—наносы; 3—опоковые глины; 4—марганцевые руды; 5—кварц—глауконитовые песчаники; 6—туфы пироксеновых порфиритов.

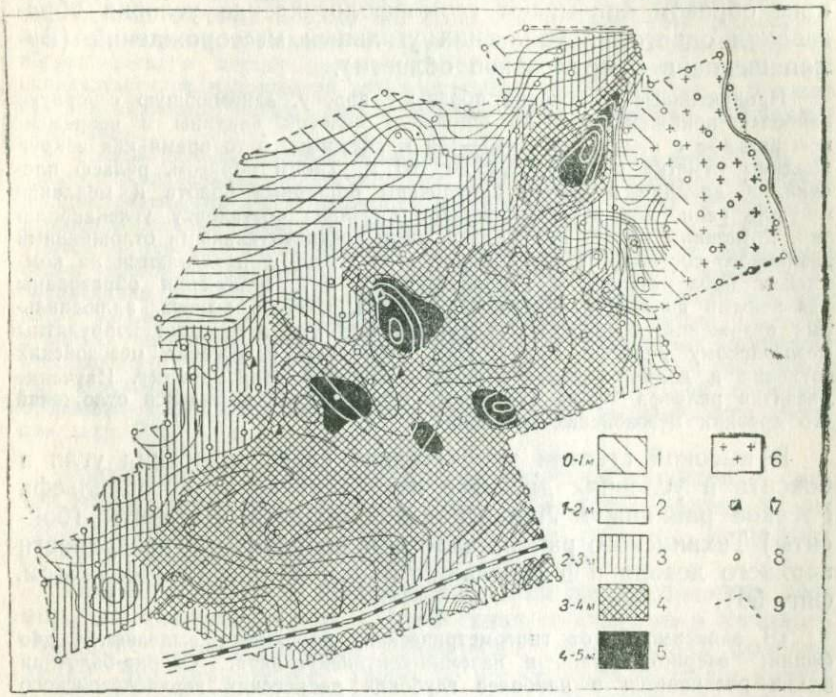
ного пласта марганца возрастает в понижениях до 3 — 4 м и постепенно выклинивается на повышениях (фиг. 58). Подобную же строгую зависимость залегания осадочных месторождений марганца от рельефа подчеркивают и для Урала. По восточному склону Урала эти месторождения тянутся на 185 км, следуя определенным изобатам палеогенового моря (Ренгартен).

Такова, мне кажется, первая группа вопросов, которыми следует заниматься теоретической геоморфологии.

Эти вопросы записаны в качестве основных в план восстановления народного хозяйства. В то же время они являются основными вопросами теоретической геоморфологии. Анализ этапов развития рельефа, изучение взаимодействия эндогенных и экзогенных рельефообразующих сил рассматривались и выше, но только с общетеоретических позиций. Выясняется, что такой анализ полезен и необходим для изучения сырьевой базы нашей промышленности. И наоборот, состав полезных ископаемых, особенности его распространения на поверхности, могут дать новые опорные точки для решения

тех теоретических вопросов, которые только что были названы.

Геоморфология и изучение энергетической базы. Энергетической (и топливной) базой у нас служат: уголь, нефть, природный газ, энергия рек. Содержание этого списка разнообразно, и изучение его требует, конечно, совершенно различного применения геоморфологического метода. Однако существенно то, что геоморфологический метод



Фиг. 58. Распределение марганцевых руд Никопольского месторождения в зависимости от геоморфологических условий. (По Бетехтину.)

1—5—мощность пласта с марганцевой рудой; 6—кристаллические породы; 7—шахты; 8—буровые скважины; 9—граница разведанной части рудоносного пласта.

важен и необходим в целом в деле изучения энергетической базы нашей промышленности.

Месторождения *угля*, как мы уже видели, связаны с определенной геоморфологической ситуацией, — с пенепленизацией рельефа. Пенепленизация рельефа благоприятна для создания болот, застаивания грунтовых вод, богатых растворами органических веществ, образования богатых органическим веществом лагун.

Поэтому естественна та связь в распространении место-

рождений угля и боксита, которая вскользь была отмечена выше.

Связь углеобразования с деятельностью рек, в частности по отношению к донецкому углю, была отмечена Б. Л. Личковым.

На Урале месторождения угля занимают понижения в рельефе. Эти понижения образовались, главным образом, в герцинский период орогенеза и имеют синклинальное происхождение (Горский). Башарович, Бунина и Тужиков следующим образом описывают геоморфологические условия образования одного из уральских угольных месторождений (Булапашское в Свердловской области).

Продуктивные отложения образуют полосу, занимающую северную, наиболее пониженную часть обширной пологой впадины в современном рельефе с отметками в 125—130 м абс. выс., в то время как вокруг впадины отметки поднимаются до 190 м. Таким образом, рельеф плоский. К впадине и сейчас приурочены обширные болота и медленно текущие реки, как бы повторяющие древнюю обстановку угленакопления. Котловины выполнены мезозойскими континентальными отложениями различного состава (от конгломератов до углей) и разделяются на комплексы продуктивный и непродуктивный. Эти отложения образованы различными фациями: предгорных осыпей, конусов выноса, аллювиальных отложений, озер и болот (угли). Все эти отложения коррелятны мезозойскому рельефу Урала. Они фиксируют положение мезозойских котловин и долин, которое в общем отвечает современному. Изучение развития рельефа Урала немыслимо без изучения комплекса отложений его древних мезозойских котловин.

В высокой степени замечательна связь залегания угля и боксита в условиях древнего пенепленизированного рельефа Русской равнины в Ленинградской области. Латериты (бокситы) Тихвинского района залегают на размытой поверхности верхнего девона и в основании толщи нижнего карбона (см. фиг. 56).

«В зависимости от гипсометрического положения выделяются две фации: озерно-болотная и наземно-континентальная. Озерно-болотная фация развивается в наиболее глубоких депрессиях верхнедевонского рельефа. Она представлена углистыми глинами с тонкими прослойками угля, глинами с железистыми конкрециями... Все поиски латерита оказались здесь безрезультатными. Наземно-континентальная фация... развивается исключительно на повышенных частях верхнедевонского рельефа, гипсометрическая высота которых обычно более 90 м. Эта фация образована почти исключительно латеритами...» (Волков, стр. 567).

Таким образом, угли откладывались в понижениях, латериты образовывались на повышенных участках верхнедевонского очень плоского рельефа; неровности в том же виде сохранились до настоящего времени. На основании распространения фации угля и фации латерита мы можем говорить, что современный рельеф — это унаследованный верхнедевонский рельеф, т. е. разрешить вопрос общего и важного теоретического значения. Но это же решение вопроса, с другой стороны, направляет и внимание геолога-поисковика.

Распределение месторождений *нефти* в зависимости от рельефа — в больших и малых чертах — общеизвестно.

Большие — общие — черты его составляют, по И. М. Губкину, «закон распределения нефтяных месторождений», который И. М. Губкин сформулировал следующим образом:

«Если нанести на карту все нефтяные месторождения и посмотреть, как они связаны с основными орографическими элементами земной поверхности, то мы убедимся, что они так или иначе увязаны с орографией. Прежде всего бросается в глаза, что не существует нефтяных месторождений, ни поверхностных признаков нефти в центральных частях горных систем... Второе, что бросается в глаза — это расположение нефтяных месторождений в окраинных зонах горных цепей и на их погружениях, в местах развития вторичной, значительно ослабленной складчатости, и нахождение многочисленных месторождений в больших геосинклинальных зонах, расположенных между горными областями» (стр. 208).

«Малый закон» распределения нефти (и газа) заключается в ее связи с куполовидными структурами. Эти формы являются наиболее распространенными (65% нефтяных месторождений США), и они отражаются в рельефе. Нефть и газ, как вещества более легкие, концентрируются в верхней части куполов, под ними располагается вода. Особенно отчетливо выражены в рельефе подобные купола, когда в их образовании участвует соль, которая благодаря своей легкой подвижности выдавливается по направлению к поверхности Земли (соляные купола). Множество таких куполов рассеяно по территории эмбинского нефтеносного района. По образному выражению И. О. Броза, известняковые структуры Западного Приуралья служат «своеобразной ловушкой, собравшей нефть и газ над водой в верхней части известнякового выступа» (стр. 71).

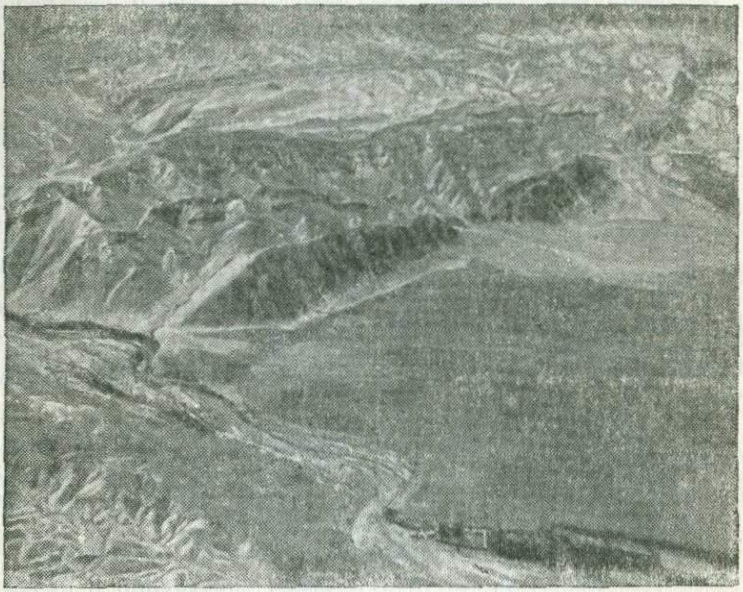
Много тонких и важных в теоретическом отношении связей между рельефом, с одной стороны, и распределением месторождений нефти и газа — с другой стороны, отмечают С. С. Кузнецов и Т. В. Звонкова (фиг. 59).

Гидроэнергетика — своеобразная область приложения геоморфологической теории. С этой связи собственно и началось рождение теории профиля равновесия реки в эпоху Возрождения. Это указывалось мною во вступительной части книги. Периоды усиленного строительства гидростанций, сооружения каналов, мелиорация рек всегда отражались на усиленной разработке теории геоморфологической деятельности рек. Работа классиков речной гидрологии также вырастала на необходимости подведения теоретической базы под исследования гидротехнического характера.

Такой период переживает наука о реках и в Советском Союзе. Огромный размах гидроэнергостроительства требует теоретических обобщений. Самые детальные исследования современного рельефа и истории долин делаются в связи с заданиями ведомственного гидроэнергетического характера. Попытки углубленного теоретического анализа геоморфологической деятельности реки имеют тот же самый источник (Саваренский, Николаев, Горецкий).

Ф. П. Саваренский в небольшой, но яркой статье подчеркнул эту связь теоретической геоморфологии с гидротехникой на примере р. Волги.

«Создание ряда подпорных сооружений на Волге и образование сменяющих друг друга водохранилищ нарушает естественный режим реки и вносит в него коренные изменения. Падение реки и его живая сила сосредоточиваются в определенных местах гидротехнических узлов. Естественная работа реки по размыванию берегов и дна и по отложению наносов, являющаяся мощным геологическим фактором в формировании облика страны, с устройством плотин прекращается. Так как с рекой, как местным базисом эрозии, связана моделировка по-



Фиг. 59. Геоморфологические признаки нефтеносных структур Ферганы. Открытая нефтяная структура. (По Т. В. Звонковой.) Аэрофото.

верхности страны не только в узкой полосе берега, но и глубже, в пределах всего бассейна, то понятно, что в данном случае техника своим вмешательством в соотношения природных сил должна существенным образом повлиять на направление геологических процессов, в частности на направление формирования поверхности суши» (стр. 40).

Достаточно сказать, что подпор Куйбышевской плотины достигнет высоты 30 м. Эта высота поднятия местного базиса эрозии в условиях равнинных поистине имеет масштаб геологический.

Очевидно, что проблема Большой Волги, даже только в ее гидротехнической части, требует ясного понимания основных законов геоморфологической деятельности реки, в том числе таких, как влияние колебаний базисов эрозии реки на ее эрозионную работу, влияние закона Бэра на подмыв правого

берега реки (которое на территории водохранилища, само собой разумеется, должно прекратиться) и т. д.

Я упомянул выше (часть III) о значении работ Г. И. Горецкого для теории эрозионного процесса. В его статье, посвященной р. Чусовой, он разбирает такие вопросы, как роль главного и местных базисов в эрозионной работе реки, влияние молодых тектонических процессов на эрозионную работу, местные и цикловые террасы и т. д. Все эти вопросы «подняты» Г. И. Горецким в связи с решением гидротехнических задач.

В своей докторской диссертации (1945) Г. И. Горецкий разрешает следующие геоморфологические проблемы территории Среднего Прикамья (фиг. 60):

1) восстанавливает древнюю денудационно-тектоническую депрессию, к которой было приурочено русло неогеновой и четвертичной Пракамы;

2) детально, минералогически и стратиграфически, изучает аллювий с выделением его русловых и пойменных фаций;

3) изучает условия залегания отложений в денудационно-тектонической депрессии;

4) восстанавливает истории озерного и речного режима в этой впадине;

5) изучает роль колебательных движений в современном рельефе, возраст этих движений, их локалазацию и амплитуду, формы «зародышевой складчатости», влияние соляной тектоники и т. д.;

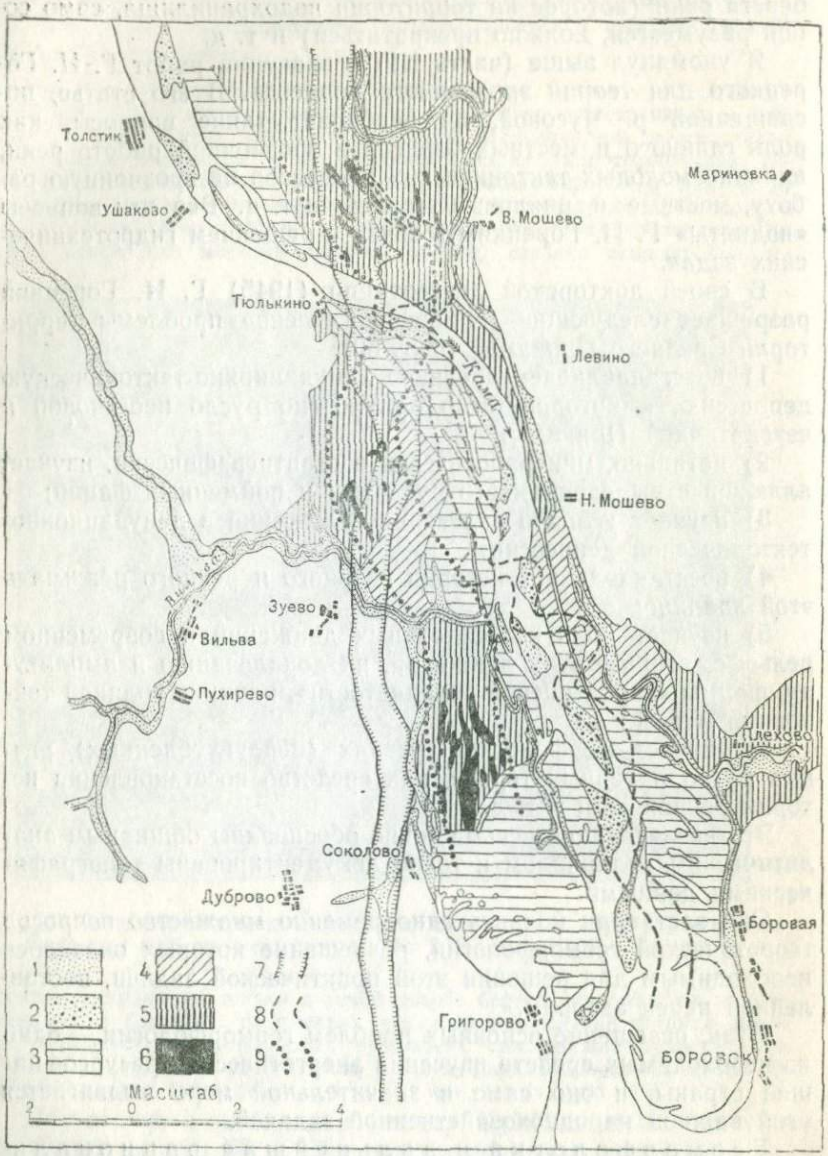
6) изучает морфологию древних (переуглубленных) речных русел и речных террас, как средство восстановления истории речной сети и т. д.

Эти исследования весьма точно обоснованы обширным аналитическим материалом и точно документированы топографическими данными.

Они заставили поднять одновременно множество вопросов теоретической геоморфологии, разрешение которых оказалось необходимым для решения этой практической задачи, поставленной перед автором.

Итак, освещение основных проблем геоморфологии — одно из необходимых средств изучения энергетических ресурсов нашей страны, и оно само в значительной мере выдвигается этой важной народнохозяйственной задачей.

Геоморфология и дальнейшая рационализация сельского хозяйства. Сельское хозяйство России терпело огромные убытки вследствие разрушения и обеднения почвенного покрова совокупностью процессов, получивших название эрозии почв. Такова же картина сельского хозяйства США, почвы которых теряют, по некоторым вычислениям, в год ценных веществ в 60 раз больше, чем их вносится за тот же отрезок времени в виде удобрений.



Фиг. 60. Геоморфологические условия, важные для гидроэнергетического строительства на р. Каме. (По Горецкому.)

1—аллювий террас притоков р. Камы; 2—аллювий прирусловой террасы, отмелей и пляжей относительной высоты до 4 м; 3—аллювий низкой поймы высотой 5,5—6,5 м; 4—аллювий средней поймы; 5—аллювий высокой поймы высотой 7,5—8,5 м; 6—гривы на высокой пойме высотой 9—14 (редко до 19) м; 7—контуры русла неогеновой Пракамы; 8—контуры русла древнечетвертичной Пракамы; 9—контуры длительного положения русла раннеголоценовой Пракамы.

Дореволюционная русская «овражная» литература дает множество примеров обеднения почв в результате их эрозии, в частности в результате роста оврагов.

Полная реконструкция сельского хозяйства Советского Союза на базе его коллективизации вызвала принципиальное изменение отношения к этому явлению. Наступила эпоха борьбы почвенно-геоморфологической науки с эрозией суши.

Деятельность последней оказалась настолько разрушительной, что наши специалисты в области борьбы с эрозией почв обыкновенно различают две ее фазы: докультурную фазу «нормальной» эрозии и современную фазу ускоренной эрозии почв. Из сравнения цифр, характеризующих быстроту эрозии лесной почвы и почвы с нарушенным растительным покровом, видно, что ускорение эрозии достигает величины в 200 — 500 раз (Панков). Ежегодно прирост оврагов составляет 2% от общей площади овражных земель, что соответствует 90 тыс. га. Еще больше значение плоскостной «эрозии» (лучше говорить — денудации). Только в период таяния снегов ежегодно смывается 260 млн. т почвы. В результате эрозии почвы ежегодно теряют огромные количества ценных минеральных веществ: калия у нас теряется в год свыше 5 млн. т, фосфора (P_2O_5) — свыше четверти миллиона тонн, азота — три четверти миллиона тонн, т. е. больше того количества этих веществ, которое вносится в почву в виде удобрений (С. С. Соболев, 1940).

Закон о пятилетнем плане восстановления и развития народного хозяйства Союза ССР предусматривает в 1950 г. общее количество минеральных удобрений, которое должно быть внесено в почву, в 5 100 тыс. т. Мы видим, что эта цифра менее той, которая определяет суммарную величину потери минеральных веществ почвой.

Таковы масштабы разрушительного процесса, с которым предстоит бороться почвенно-геоморфологической науке в ближайшие годы.

Меры борьбы, которые должны быть приняты, требуют широкого использования геоморфологической теории.

Прежде всего необходимо картирование почвенно-эрозионных явлений. Это осуществляется, главным образом, в трех направлениях. Составляются карты: 1) густоты овражно-балочной сети, 2) глубины овражно-балочной сети и 3) углов наклона склонов долин (С. С. Соболев). Вместе с тем еще в 1912 г. основатель научной разработки мероприятий по борьбе с эрозией почвы — А. С. Козменко — сделал одну из первых попыток составления геоморфологической карты. Карта А. С. Козменко по своему теоретическому содержанию стоит выше одновременно составленных зарубежных геоморфологических карт (Пассарге, Гене). К сожалению, геомор-

фологическая карта Козменко лицам, интересующимся методикой составления геоморфологических карт, осталась совершенно неизвестной.

В основе картирования почвенно-эрозионных явлений очевидно должны лежать соображения относительно значения того или иного фактора для почвенной эрозии. Большое значение имеет, например, вопрос о крутизне и форме склонов для скорости эрозионных процессов. Как известно, форма склона служила признаком определения общего направления геоморфологического развития страны (В. Пенк). Этим же вопросом занялся и С. С. Соболев, изучая почвенно-эрозионные явления.

Затем большое значение имеет вопрос относительно причин различной глубины эрозионных врезов на территории Европейской части Союза. Участки глубоких долин и балок имеют обыкновенно и больше террас, а террасированность «перебивает» плоскостной смыв и замедляет эрозию почв. Поэтому, далеко не безынтересно, какие факторы обусловливают происхождение глубоких долин и балок и какие — мелких. С. С. Соболев выдвигает то положение, что глубина эрозионных врезов представляет собой прямое отражение и меру амплитуды эпейрогенического поднятия: «Карта глубины эрозии является в то же самое время и картой изобаз, дающих величины суммарного перемещения континента за время, протекшее после образования гидрографической сети» (1936, стр. 102).

Донбасс, по мнению Соболева, поднялся после заложения современной гидрографической сети на 175 м, а Среднее Приднепровье — на 200 м.

Затем нужно отметить, что почвенно-эрозионные процессы, в целях лучшего их познания, потребовали стационарного изучения — в природе и в лаборатории. Лабораторные опыты, произведенные В. Б. Гуссаком, позволили ему высказать общие соображения о формировании продольного профиля водного потока.

Развертывание почвенно-геоморфологических исследований привлекает к себе также интересы гидрологов-речников. Твердый сток наших рек точно еще не выяснен, но без сомнения в значительной пропорции зависит от «ускоренной» почвенной эрозии. Последняя не может не отражаться и на засорении русел судоходных рек и осложнении условий судоходства на этих реках. Особенно велико влияние почвенной эрозии на заиление водохранилищ (Б. В. Поляков). Известны случаи рекордно короткого заиления водохранилищ, сооруженных на протяжении последних пятилетий. Например, Штеровское водохранилище в Донбассе за пять лет оказалось заиленным на 85%, а водохранилище Ак-су в Дагестане за три года заилено полностью.

Таким образом, имеет место привлечение гидрологов к решению почвенно-геоморфологических вопросов, а сочетание усилий геоморфолога и гидролога является необходимой предпосылкой успешности изучения водно-эрозионных процессов в целом, на что мной неоднократно указывалось выше. Вообще необходимо констатировать, что почвенно-эрозионные исследования заставили вплотную заняться процессами плоскостного смыва или водно-денудационными процессами. Последними Девис несколько пренебрегал, отдавая львиную долю своего внимания *линейной* эрозии. Что же касается В. Пенка, то ему, правда, принадлежит заслуга оценки огромной роли денудации в общем балансе экзогенных процессов. Однако выводы В. Пенка носят совершенно умозрительный характер. Между тем почвенно-эрозионные исследования основаны на собирании обширных материалов, в частности стационарных и экспериментальных. Создана фактическая база для широких обобщений относительно законов плоскостного смыва и его суммарного эффекта. Такими материалами классики-геоморфологи не располагали. Поэтому теперь мы в состоянии гораздо точнее оценить и общее количественное выражение скорости денудации суши, чем это делал, например, А. Пенк. Такие попытки появляются в советской литературе (Б. В. Поляков, А. В. Волин). Они дают в общем скорости денудации меньшие, чем приводившиеся классиками геоморфологии, причем новые цифры точнее старых (см. часть IV, главу III).

Таков обширный круг вопросов общей и прикладной геоморфологии, который вызван жизнью, вызван волной потребностей изучения эрозии почв и мерами борьбы за сохранение наших земельных угодий.

Геоморфология и картографирование территории СССР. Этот вопрос — единственный из четырех, выделенных мной — не вписан в пятилетний план восстановления и развития народного хозяйства Союза ССР. Однако картографирование территории Союза есть столь крупная народнохозяйственная задача, что мы не можем ее здесь не назвать. Сделать это необходимо потому, что успешное осуществление этой задачи невозможно без помощи геоморфологической мысли.

Следовательно, и здесь можно будет постараться констатировать неразрывную связь теории геоморфологии и практики и теории картографирования. Задача теоретической геоморфологии в этом отношении заключается в создании генетического районирования территории СССР, которое может быть положено в основу составления физико-географических карт СССР и, прежде всего, карт мелкомасштабных, охватывающих обширные территории. Такая задача является исключительно острой, если учесть размах картографических работ в

Советском Союзе. К 1939 г. общий объем картографических работ возрос по сравнению с дореволюционным в 12 раз. Если до первой мировой войны выпуск географических карт составлял в России не более 50 млн. листопрогонов, то в 1939 г. по плану должно было быть выпущено 636 млн. листопрогонов. Необычайно возрос выпуск карт во время Великой отечественной войны. Как известно, изображение рельефа на картах представляет собой один из основных элементов карт крупного и мелкого масштабов. Особенно велико значение создания теоретической геоморфологической базы для мелкомасштабных обзорных карт. Как известно, у нас выполнена крупнейшая в мире картографическая работа по составлению государственной карты Союза в миллионном масштабе на 180 листах. Эта работа удостоена высшей награды Всесоюзного Географического общества. Выполнены и выполняются другие крупнейшие картографические работы, из которых особенно надо отметить гипсометрическую карту Европейской части Союза в масштабе 1:1 500 000.

Вопрос создания этих крупнейших картографических работ есть прежде всего вопрос генерализации. Прекрасно сказано Н. Н. Баранским:

«1. Географии в силу громадных размеров изучаемого ею объекта все время (при составлении карт и текстовых описаний) приходится сталкиваться с задачей уменьшения размеров, сокращения масштабов, отбора основных главных черт, обобщения — генерализации. Генерализация стоит у колыбели и *картографии* и самой *географии*.

2. Чем меньше масштаб, чем короче описание, тем большее значение приобретают вопросы генерализации и отбора (стр. 5)».

Отдельные попытки создания теоретической базы генерализации рельефа имели место, на это справедливо указывает Ю. В. Филиппов. Но эти попытки ограничиваются рассмотрением сравнительно частных вопросов и исходят из ошибочной предпосылки, что задача генерализации рельефа ограничивается разработкой единого метода количественного подхода к генетически различным типам рельефа. Что указанный метод является порочным — в этом я совершенно согласен с Ю. В. Филипповым, который пишет:

«Отсутствие теории генерализации в картографических курсах, по нашему мнению, объясняется тем, что картографы стремились эмпирическим путем найти совокупность универсальных правил изображения земной поверхности, т. е. пытались механически применять одни и те же рецепты к качественно различным формам рельефа, которые в самом деле имеют свою, лишь им присущую, причину (или причины) возникновения и развития. Естественно, что и результат был отрицательный, если не говорить об элементарных приемах, употребляемых для достижения пластичности изображения. *Такой эмпиризм имеет своим*

корнем убеждение о достаточности чисто геометрического подхода к изображению рельефа»[1].

«Таким образом, единственным правильным путем решения задачи служит основательное знакомство с геоморфологией, которое в сочетании с изучением особенностей техники и приемов картографического изображения позволяет найти закономерности и вытекающие из них правила генерализации» (стр. 5).

Как известно, географы много сделали в этом направлении. Они старались поставить географию и геоморфологию рядом с картографией и использовать достижения географической науки в целях успешного развития картографирования территории Советского Союза. Более других в этом отношении делал А. А. Борзов. Результатом его усилий явилось создание кадров картографов, владеющих географической теорией и, в частности, теорией геоморфологии. Подготовленные таким образом географы-картографы выполнили такие крупные и удачные картографические работы, как гипсометрическая карта Европейской части СССР в масштабе 1:1 500 000 (Т. Н. Гунбина). Все это, конечно, успехи большие и принципиальные. И тем не менее в 1946 г. Ю. В. Филиппов совершенно правильно заявляет, что теории генерализации рельефа у нас все еще нет и что создать ее возможно, только использовав достижения геоморфологии.

В сущности говоря, в наше время почти повторилась ситуация, возникшая около 60 лет тому назад (в 1889 г.) при выходе в свет известной гипсометрической карты России в масштабе 60 верст в дюйме, составленной А. А. Тилло. Тогда тоже налицо был крупный успех в отечественной картографии. И точно так же было указано, что картографирование территории России не имеет соответствующей генетической геоморфологической базы. Это обвинение было выдвинуто еще в 1903 г. на заседании Совета Русского Географического общества. С критикой карты Тилло выступил С. Н. Никитин, замечательный геоморфолог, знаток и любитель гипсометрической карты. Его слова приводились мной уже раньше, во вводной части настоящей книги. Карта Тилло была составлена без учета того, что рельеф Русской равнины имеет закономерные черты, определенные способом и историей их образования. Причем генетические отличия разных территорий отражаются в формах поверхности, но так, что они несовершенно и даже искаженно передаются гипсометрическим методом изображения рельефа, принятым на карте Тилло. Получилось то, что объективный и точный (в пределах возможного) метод показа рельефа дал искаженную картину рельефа. «Пропала» специфика ледникового ландшафта Севера и эрозионного ландшафта Юга Европейской России, Приволжская возвышенность и т. д. На все это было указано С. Н. Никитиным.

[1] Курсив мой. — *К. М.*

Нужно отметить, что геоморфология в наше время не всегда находила правильные пути решения задач теории генерализации рельефа. Я имею в виду геоморфологическую карту Европейской части Союза, составленную под руководством Г. Д. Рихтера. Критические замечания по поводу метода составления этой карты были мной сделаны еще в 1940 г. Я повторю их здесь в тех пределах, в которых это является совершенно необходимым.

Карта эта, по словам ее руководителя, «ставит своей задачей дать наглядное представление о пространственном распространении разнообразных *генетических* типов рельефа и отдельных характерных его форм» (Г. Д. Рихтер, стр. 237). Однако *основной* принцип выделения генетических типов рельефа применяется геометрический (Ю. В. Филиппов): глубина и характер расчленения поверхности. Это по сути дела тот же прием, что и на карте Тилло, только на место горизонталей становится глубина расчленения. Поэтому все принципиальные критические замечания, сделанные в свое время по адресу карты Тилло, можно повторить и по адресу карты Г. Д. Рихтера. Практически это видно из того, что выделенные на карте типы (классы) рельефа являются не генетическими, а морфологическими типами. Эти типы рельефа следующие: I — равнины плоские, не расчлененные, или слабо расчлененные; II—равнины мелкорасчлененные; III—глубокорасчлененные равнины и возвышенности; IV — низкие горы; V — средневысотные горы и VI — высокие горы.

Мы видим, что составители карты отказались от выделения генетических типов рельефа, о которых сами заявляли. Да иначе и быть не могло, поскольку такой признак выделения типов рельефа, как глубина расчленения, может быть разным для одного и того же генетического типа рельефа и одинаковым для различных генетических типов рельефа. Например, одинаковые относительные высоты, т. е. глубины расчленения, можно встретить среди холмисто-моренного и овражного рельефа.

Неудивительно, что некоторые основные черты геоморфологии Европейской части СССР на карте пропали, а второстепенные выделились. Например, так же как на карте Тилло, пропала граница моренного и эрозионного рельефа и т. д.

Мной был выдвинут другой принцип геоморфологического районирования, который и следует положить в основу генерализации рельефа. Что это так, показывает то обстоятельство, что этот принцип полностью использован Ю. В. Филипповым. Под моим руководством составлена была карта геоморфологических районов Советского Союза в масштабе 1 : 5 000 000. На этой карте выделены геоморфологические провинции, области и районы, причем принцип выделения этих

территориальных единиц генетический. Более мелкие единицы отвечают определенному типу рельефа, более крупные (провинции) представляют собой ассоциации типов рельефа, объединенных общностью развития. Так, например, ассоциация высоких выровненных поверхностей, высокогорного рельефа, предгорных аллювиальных равнин и т. д. образует провинцию гор Средней Азии или провинцию гор Южной Сибири. Тип рельефа — понятие чисто генетическое. Это территория, характеризующаяся известной общностью происхождения ее рельефа, а следовательно, конечно, и единством морфологических особенностей поверхности. Если применять такой принцип геоморфологического районирования, мы избегаем тех принципиальных ошибок, которые и привели к искаженному изображению рельефа на картах Тилло и Рихтера.

Конечно, подобное изображение рельефа есть изображение *суммарное* и только *качественное*. Чтобы избегнуть первого недостатка, необходимо было на красочном фоне типа рельефа выделять особыми значками отдельные характерные формы в пределах, допускаемых масштабом карты. Чтобы *дополнить* (только!) качественную характеристику рельефа количественной, необходимо на красочном фоне типа рельефа особым образом (штриховкой) дать его численную характеристику (главным образом — глубину, густоту расчленения и углы наклона склонов).

Таким образом, опубликованная карта м. 1 : 5 000 000 представляет собой лишь первый этап задуманной (и к сожалению не законченной) работы—геоморфологическое районирование. Остаются еще два этапа работы — нанесение отдельных форм и численных характеристик рельефа, по окончании которых *карта геоморфологических районов* превращается *в геоморфологическую карту* (в нашем понимании этого слова). Работа в этом направлении нами производилась, она давала положительные результаты, но была прервана войной, а после не возобновлялась.

Итак, вместе с Ю. В. Филипповым я считаю, что пути для подведения теоретической базы под генерализацию рельефа намечены и что они заключаются в создании сетки геоморфологических районов территории Союза, выделенных по генетическому признаку.

Не следует, однако, забывать, что решение этой геоморфологической задачи требует разработки генетической классификации форм рельефа, в основу которой должны быть положены глубокие и правильно понятые общие положения теоретической геоморфологии. Этого вопроса я вскользь уже касался в части III настоящей книги. Такая классификация должна учитывать взаимоотношения колебательных движений земной коры с деятельностью экзогенных факторов и те различные морфологические последствия, которые при этом

возникают. Типы рельефа скульптурно-тектонического, структурного и аккумулятивного отражают основные сочетания указанных факторов. Естественно, что указанные типы рельефа занимают и наиболее обширные площади на территории Союза.

Изложенные соображения были в общем уже учтены и при составлении карты геоморфологических районов Союза. Однако за восемь лет, прошедших со времени ее окончания, мои соображения не могли несколько не измениться, и карта, с моей точки зрения, нуждалась бы теперь, в некоторых изменениях, которые не имеют, однако, глубоко принципиального значения.

Заканчивая этот раздел, я еще раз должен подчеркнуть, что ряд *основных* отраслей развития народного хозяйства заинтересован не только в применении геоморфологической практики (что общеизвестно), но и в глубоких *теоретических* геоморфологических обобщениях. В этом заключается специфика положения геоморфологии в Советском Союзе. Поэтому в книге, озаглавленной «Основные проблемы геоморфологии», нельзя было не остановиться и на этой проблеме.

Часть VI. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Только теперь, после того как нами проделана определенная работа, мы в состоянии будем бросить общий взгляд на положение теории геоморфологии за рубежом.

Мы в состоянии, наконец, критически рассмотреть то теоретическое наследство, которым располагает геоморфология, и подытожить собственные свои представления.

Геоморфологическое наследство теоретической геоморфологии вылились в две геоморфологические концепции: учение В. М. Девиса о географическом (геоморфологическом) цикле и учение В. Пенка о предгорной лестнице. Не следует обольщаться числом известных геоморфологических имен и обилием сочинений по общей геоморфологии. Ни в одном из них, кроме книг только что названных авторов, не содержится изложения оригинальной общей системы взглядов. В этом отношении сочинения зарубежных геоморфологов можно разбить на четыре группы. Американские авторы следуют по пути Девиса. Если и есть отступления, то в сторону эклектизма: геоморфологическое учение Девиса «разбавляется» данными, прямого отношения к геоморфологии не имеющими. По американскому пути следуют также и некоторые не американские авторы, например новозеландец Коттон.

В. Пенк имеет много последователей, но теоретических работ, которые бы действительно развивали его представления, нет. Появятся ли они в дальнейшем — сомнительно, так как прошло уже почти четверть века со времени кончины главы этого направления.

Третья группа сочинений носит критический характер. Они относятся в большинстве случаев к двадцатым годам нашего века. Это книги германских авторов — Пассарге и Геттнера, подвергавших обстрелу учение В. Девиса. Эти книги не создали направления в геоморфологии. Авторы их ставили себе негативные задачи. Пассарге, попытавшийся создать нечто конструктивное, обнаружил удивительную безыдейность.

Наконец, четвертое «направление» можно назвать эклектическим. К нему следует отнести различных авторов, в частности Э. Мартонна. Гораздо менее привлекательной фигурой

является О. Мауль, книга которого (вышла в 1938 г.) сочетает чудовищную эрудицию с минимальной теоретической ценностью. Альбрехт Пенк — крупнейший геоморфолог, оставивший после себя богатое научное наследство, не создал также общей теории геоморфологии.

Глубокий след в теории геоморфологической науки оставили только два имени — В. М. Девис и В. Пенк.

Однако достижения этих геоморфологов «чистой воды» опираются на гигантские труды множества других геологов и геоморфологов, имена которых уже не раз упоминались выше. Достаточно будет напомнить здесь об Э. Зюссе.

Учение В. М. Девиса. Учение В. М. Девиса оставило наиболее глубокий след в советской геоморфологии. Его основы широко известны. Этому способствовали прежде всего объективные достоинства учения, его доступность, педагогический талант автора и, наконец, многократное повторение основ этого учения, сформулированного на грани XIX и XX столетий и после этого уже почти не изменявшегося.

Концепция В. М. Девиса имела большие положительные качества. На них я остановлюсь прежде всего.

Главное достоинство учения Девиса заключалось в его методе. Этот метод называют эволюционным, его можно также назвать динамическим. Он заключается в том, что Девис *мыслил* существование *форм земной поверхности только в их развитии*. Советскому читателю нет необходимости доказывать принципиальное значение такого подхода к анализу явлений. Свой метод Девис назвал объяснительным описанием земной поверхности. Он заключается в том, что, по мере накопления фактических наблюдений, исследователь тут же пытается их объяснить. Иначе говоря, отсутствуют резкие разделения этапов работы — подготовительного, собирания фактов и заключительного — обобщающего. Такой разрыв нередко приводил и приводит в науке к механическому собиранию огромного фактического материала, который так и не используется для теоретических обобщений. Метод Девиса являлся гораздо более прогрессивным, и его поддержали многие передовые ученые. Девис, собственно говоря, предлагал тот подход к изучению географических явлений, который в последние годы выдвигали, как нечто новое, некоторые наши современные географы.

Метод Девиса нашел свое конкретное выражение в его учении о географических циклах. В нем Девис показал, что познать рельеф возможно только в его развитии.

Учение Девиса поднято было волной эволюционного учения Ч. Дарвина и учением Ляйеля. Имя Девиса принадлежит к наиболее прогрессивным именам ученых второй половины прошлого века. Та конкретная обстановка, в которой развивалась американская геоморфология, также требовала примене-

ния как раз той методики, выразителем которой был Девис. На эту обстановку я указывал во вводной части этой книги. Это — потребность в быстром научном освещении богатств западных районов США. Поэтому новый метод выявления этих богатств должен был приветствоваться. И таким методом стал геоморфологический метод. Его применение было исключительно эффективным в полупустынных районах Запада США, где геологические структуры так хорошо «просвечивают» на поверхности [1]. Потребность в быстроте обобщения собираемого материала, в которой была заинтересована колонизация запада США, наталкивала геоморфологов на обобщения. Итак совокупность условий создала «объяснительное описание рельефа» В. М. Девиса.

Таким образом, В. М. Девис в истории науки — фигура не случайная. Его миросозерцание имело прочные корни как в развитии экономики США во второй половине прошлого века, так и в прогрессивных идеях науки этого же периода.

Так как с этой точки зрения В. М. Девиса не оценивали ни у нас, ни за рубежом, я считал необходимым сделать вышеприведенные замечания.

Теперь остановлюсь на следующих основных чертах учения о географических циклах.

Положительной стороной его является то, что это учение построено с учетом сравнительно разнообразных факторов, влияющих на образование рельефа. Главных факторов три: процесс, стадия (возраст), структура. Таким образом, учение о цикле имеет сравнительно широкую основу. Ведущим из этих трех факторов признается процесс. Это видно из того, что различные географические циклы Девис выделяет в зависимости от того, какой процесс является в них преобладающим.

На этом основании Девис различает несколько циклов развития рельефа: эрозионный, пустынный, ледниковый, морской. В этом также выражается широта подхода Девиса к анализу развития рельефа.

Перечисленное выше относится к научным достоинствам географической школы Девиса. Ее успеху несомненно способствовали и литературный талант изложения и педагогические способности Девиса. К последним следует отнести и умение четкого графического изображения рельефа. Все схемы, которые иллюстрируют работы Девиса, вычерчены им самим. Во

[1] Сходная обстановка, несмотря на полное различие целей и масштабов, имеет место в Советском Союзе. Вот почему геоморфологический метод исследования не может не развиваться и должен развиваться у нас. Тем более, что исследователь в наше время вооружен таким средством, как аэрофотосъемка, которым не могли располагать основоположники американской геоморфологии во второй половине прошлого века.

время лекций он их рисовал на доске. Им и его сотрудниками разработан наглядный метод изображения рельефа в виде блок-диаграммы. Блок-диаграмма есть синтез рельефа и геологического строения, следовательно дает представление о генезисе рельефа. Все это было чрезвычайно в духе американской школы, возникшей в США в конце прошлого века.

Метод Девиса заставлял думать. Геттнер упоминает, как в пылу спора на одном из научных заседаний Девис заявил, что геоморфологу полезно уйти в темную комнату и «думать, думать и думать». И сам Девис писал: «Старый совет молодым студентам: «иди и смотри» должен быть изменен так: «смотри и *думай*» (1924, стр. XXXI).

Девис показывал пример того, как следует выполнять этот совет. Он был неутомимым путешественником до глубокой старости, полевым исследователем, а не кабинетным ученым.

Поэтому совершенно порочной была та позиция, на основе которой германские геоморфологи открыли обстрел учения о географических циклах. Академизм и абстракция в худшем смысле слова — вот что руководило противниками Девиса. Они оперировали бессмысленным противопоставлением «индуктивного» (правильного) и «дедуктивного» (неправильного!) метода — метода Девиса. Это противопоставление, как известно каждому, кому не абсолютно чуждо научное творчество, просто бессмысленно. Собирание фактов и их обобщение — процессы, взаимно проникающие друг в друга. «Дедукция» и «индукция» взаимосвязаны. И Девис не представлял, конечно, исключения. Он путешествовал, исследовал, обобщал, «смотрел и думал».

Вот то главное положительное, что необходимо сказать об учении Девиса. Много более частных вопросов я уже рассматривал выше и возвращаться к ним не буду. Теперь необходимо остановиться на теневой стороне его учения, на его недостатках. Эти недостатки (главные) заключаются: 1) в разрыве с геотектоникой, 2) представлении о географическом цикле как о замкнутом круговом процессе, 3) представлении о различных географических циклах как обособленных друг от друга процессах. Затем надо подчеркнуть еще 4) отсутствие стремления к усовершенствованию первоначальных представлений и 5) тенденцию крайне упрощать сложные явления, возможно, из соображений педагогических.

Необходимо остановиться на этих сторонах учения Девиса несколько подробнее. Одним из «китов» географического цикла является геологическая структура. Но геологическая структура рассматривается Девисом статически, как материал, над которым работают экзогенные геоморфологические процессы. У Девиса отсутствует анализ *развития* тектонических структур. С другой стороны, Девис говорит о поднятиях земной

коры. Но эти поднятия он рассматривает оторванно от тектонических структур. Поэтому представление Девиса о поднятиях земной коры носит не только отвлеченный, но и неясный характер. При этом если геологические структуры он рассматривал статически, то, оперируя поднятиями земной коры, он впадает в противоположную крайность. Девис предполагает поднятия столь быстрыми, что работа экзогенных агентов за время поднятия им не рассматривается, как несущественная. Отсюда возникла та черта его концепции, которая встречала множество нареканий: процессы поднятий (колебаний) земной коры и денудации последовательно сменяют друг друга во времени, а не протекают одновременно и взаимосвязанно.

Конечно, очень легко обвинять Девиса за отрыв от геотектоники, но следует вспомнить, что геотектоника в конце прошлого века развивалась в таком направлении, которое затрудняло ее связь с геоморфологией. Я имею в виду, конечно, контракционную теорию и на этом вопросе останавливался подробно в своем месте. Напомню здесь только, что контракционная теория уделяла главное внимание горизонтальным движениям земной коры, в то время как рельеф непосредственно создается вертикальными движениями земной коры. Напомню также, что Девис боролся с этими представлениями Э. Зюсса и, основываясь на геоморфологических доказательствах, указывал, что в лике Земли мы можем прочитать отражение больших вертикальных движений — поднятий земной коры.

Таким образом, Девис пытался исправить недостаток контракционной теории, но, конечно, выполнить ее общую перестройку своими силами он не мог. И разрыв с геотектоникой является недостатком учения о географических циклах, хотя сваливать на Девиса все «грехи» современных ему зарубежных геотектонических воззрений мы не имеем оснований.

Второй недостаток заключается в том, что географический цикл рассматривается как замкнутая в себе последовательность явлений, смена которых приводит к повторению прежних аспектов земной поверхности. Молодость — зрелость — старость рельефа, затем, после омоложения цикла, повторения тех же стадий развития и тех же аспектов рельефа. Этот недостаток вытекал из неумения Девиса правильно подойти к разрешению проблемы возраста рельефа. На этом я останавливался подробно раньше. И это неверное общее представление приводит к неверным представлениям относительно развития рельефа отдельных конкретных территорий. Я подтверждал это выше на примерах развития рельефа Урала, Кавказа и т. д., из которых можно сделать вывод, что рельеф развивается направленно и что, изменяясь, физиономия его остается неповторимой.

Третий недостаток учения Девиса — взгляд на отдельные циклы как на оторванный от «соседей» круг процессов (эрозионный, аридный, гляциальный и морской циклы). Из этой черты взглядов Девиса вытекает отсутствие объединяющей идеи о развитии рельефа. Разнообразие вопросов, на которых Девис останавливает свое внимание, велико, но взаимосвязь их не улавливается. Поэтому неясны и наиболее общие тенденции развития рельефа — арены всех вместе взятых циклов.

Затем необходимо отметить, что учение Девиса очень рано застыло и в застывших уже формах оно продолжает существовать в течение почти полувека. Триумф этого учения в конце прошлого века понятен. Девис сказал *тогда* в географии новое слово. Но это слово повторялось и им самим и его последователями без существенных изменений бесчисленное число раз до наших дней. Многие положения Девиса, правильные по существу, так и остаются в крайне общих, примитивных выражениях, которые от постоянного употребления стали шаблонными.

Я уже указывал, как шаблонно, как лапидарно изложено понятие о кривой равновесия реки даже в самоновейших американских «геоморфологиях». И таких примеров можно привести множество. Они характеризуют общее положение учения Девиса. Это учение находилось на уровне науки несколько десятков лет тому назад, и если оно так употребительно и в настоящее время, то только потому, что не появилось никакой другой геоморфологической концепции, которая была бы в состоянии заменить собой полностью учение о географических циклах.

Может быть, простота и элементарность изложения, доходящая до лапидарности, представляет собой явление нарочитое, рассчитанное на лучшее восприятие у слушателей-студентов. Если это так, то последователи Девиса стали до известной степени сами жертвами своего педагогического таланта.

Учение В. Пенка. В. Пенк как ученый совсем другой, чем В. Девис. Можно сказать, что они для геоморфологии разнозначащи, но равноценны.

Имя В. Пенка пользуется обаянием не меньшим, чем имя В. Девиса, хотя научное содержание его работ, вероятно, известно хуже. Увлечение В. Пенком, несомненно, прежде всего создавалось научным интересом его взглядов, но оно усиливалось личными чертами биографии этого ученого.

В. Пенк много работал, недолго жил, нуждался, был почти чуждым своему отечеству — Германии. Его научная деятельность протекала в Стамбуле, Анатолии, на Гаваях, особенно в Андах, и меньше всего в Германии. Работая в Андах в качестве геолога и топографа, он делал восхождения на высоты

до 6 000 м. В. Пенк умер 35 лет от роду в 1923 г. Через год после его смерти было издано его основное, но незаконченное сочинение «Морфологический анализ». Оно оказало огромное влияние на геоморфологов европейских стран и СССР. Можно сказать, что имя В. Пенка за рубежом окружено своеобразным культом. Ссылаться на него стало признаком хорошего тона, доказательством собственной эрудированности. Иногда ссылаются неверно, т. е., повидимому, ссылаются, не читая или не воспринимая прочитанного. Последнее оправдывается в той мере, в какой «Морфологический анализ» написан трудным языком. Однако и здесь снова преувеличение. Язык В. Пенка совсем не так труден, как это любят утверждать. Биографы В. Пенка пишут, что он—Коперник в геоморфологии, а Девис только Птоломей (А. Пенк), называют В. Пенка гениальным (Новак). Скептики, напротив, утверждают, что за трудностью языка не скрывается особенной глубины научной мысли.

Старик Девис (переживший молодого Пенка на 10 лет) витиевато отмечает «резкий контраст между крайней простотой одних принципов, вряд ли более чем трюизмов... и других, настолько далеких от трюизмов, что некоторые из них очень рискованны или даже вообще неверны» (1932, стр. 405). Наконец, последний Международный геологический конгресс, собравшись в Амстердаме незадолго до начала второй мировой войны, посвящает большой раздел своей работы обсуждению трудного научного наследия В. Пенка.

Постараемся отбросить несущественное и оценить основное и главное, и мы обнаружим глубочайшие внутренние противоречия и вынуждены будем констатировать крупные недостатки учения В. Пенка.

Что такое «Морфологический анализ»? Это не случайное словосочетание, а заголовок, вскрывающий определенную идею, которая состоит в следующем: путем анализа морфологии поверхности установить характер тектонических движений. Сам В. Пенк склонен был эту задачу рассматривать как геологическую и придавал морфологическому анализу прикладное (к геологии) значение. Его сочинение имеет подзаголовок «Глава физической геологии». Однако объективные рамки морфологического анализа Пенка гораздо шире. Ведь, собственно говоря, Пенк называет основную проблему геоморфологии, когда формулирует цель морфологического анализа, как средство изучения тектонических процессов путем изучения форм поверхности. Ничего не изменится по существу, если мы скажем, что В. Пенк поставил перед собой задачу изучения взаимодействия эндогенных и экзогенных процессов в образовании форм поверхности Земли.

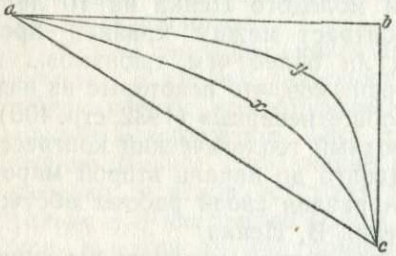
Итак, В. Пенка мы должны рассматривать, наряду с Девисом, именно как автора общей геоморфологической теории.

Более четко цель морфологического анализа была определена следующей, весьма простой формулой, выражающей функциональную связь трех элементов: «Эти три элемента следующие: 1) экзогенные процессы, 2) эндогенные процессы и 3) то, что оба создают и что здесь обобщенно будет названо «морфологической сущностью» (стр. 3).

Еще проще можно сказать, что путем изучения доступных непосредственному исследованию 1) форм поверхности и 2) экзогенных процессов В. Пенк восстанавливает тектонические движения.

Такова *цель* «Морфологического анализа», являющаяся общей целью теоретической геоморфологии.

Путь к этой цели (или, что то же самое, метод решения вопроса) В. Пенком понимается следующим образом. В. Девис вульгаризировал изучение развития рельефа, искусственно разделяя в нем два этапа: поднятие страны и *последующую* денудацию поднятого участка. Следует пытаться оба процесса рассматривать не разобщенно, а взаимосвязанно, так, как они и протекают в природе, т. е. не разновременно, а одновременно. В этих целях нужно стремиться оперировать не большими, а наивозможно малыми отрезками времени. Последним будут отвечать малые размеры поднятия и малые размеры денудации.



Фиг. 61. Кривая, иллюстрирующая идеи В. Пенка.

Этот метод В. Пенк называет *диференциальным* методом. Его преимущество он поясняет на чертеже фиг. 61.

Пусть в диаграмме фиг. 61 координаты *ав* и *вс* представляют действие двух одновременно и равномерно действующих процессов, например эндогенного поднятия земной поверхности и экзогенного ее понижения. Тогда прямая *ас* изображает результат взаимодействия обоих процессов в любой момент всего хода процесса и, в частности, в конечный момент. Например, если по оси *ав* откладывать численное выражение поднятия земной коры, а по *вс* численное выражение понижения земной коры в результате сноса, то, при условии равномерного хода (неизменной скорости в единицу времени) обоих процессов, высота земной поверхности будет изменяться на одинаковую величину в одну и ту же единицу времени, и все точки, определяющие ее высотные положения для каждого отдельного момента, расположатся по прямой *ав*. В результате подобного равномерного развития все склоны рельефа будут иметь прямой профиль.

Но чаще каждый отдельный процесс протекает неравно-

мерно, то ускоряясь, то замедляясь. Тогда линия, изображающая взаимодействие обоих процессов, примет характер кривой, форма которой может быть различна. Таковы кривые *x, y* на фиг. 61. Развитие эндогенного и экзогенного факторов протекает неравномерно, и мы должны поэтому судить об их ходе не только для конечного момента, но и для возможно большого числа промежуточных и возможно малых отрезков времени (пользоваться диференциальным методом). Изменчивый результат взаимодействия двух процессов, развивающихся неравномерно, отражается в сложной форме профиля склонов рельефа, а на нашем чертеже выражается различной формой кривых *x, y* и т. д. Очень редко склоны прямые. Обычно они сложные. Изучение формы склона и представляет путь для восстановления отдельных частных результатов морфологического развития страны.

Таков *метод* рассуждения.

Практические приемы изучения движений земной коры сводятся к анализу формы склонов. Прямые склоны свидетельствуют о том, что поднятие и денудация взаимно уравновешиваются, вогнутые склоны — что денудация преобладает над поднятием (нисходящее развитие рельефа), выпуклые склоны — что поднятие преобладает над денудацией (восходящее развитие рельефа). Все это изложено и на русском языке (например, В. А. Варсанофьевой) и должно быть известно нашему читателю. Но что важно отметить — методика изучения поднятий у В. Пенка тоньше, чем у В. Девиса, а в результативной части рассуждений логика Пенка более гибка. Он допускает не один (пенеплен), а много возможных тенденций развития рельефа, в том числе три главных (см. выше). Теперь понятно, каким путем В. Пенк пришел к представлению о двух морфологически сходных, но генетически различных типах почти-равнин — первичной и конечной.

Гибкость анализа позволила В. Пенку избегнуть того недостатка, который был у Девиса: представления о предопределенности в развитии рельефа (молодость — зрелость — старость).

Само собой разумеется, что трехчленная формула В. Пенка (см. выше) требовала внимательного подхода к изучению процессов денудации. В. Пенк рисует очень стройную и взаимосвязанную в ее отдельных частях картину этого процесса и вводит новые понятия (подготовка масс, движение масс, перенос масс, обновление экспозиции и т. д.). Он придает большое значение не только линейной эрозии, но и плоскостному смыву, как это делают и наши современники. Он устанавливает связь между механическим составом наноса и крутизной склонов. Правда, нанос в его представлении — это не более как механический агрегат частиц. Представления о почвах, о коре выветривания ему чужды.

Дальнейшим успехом гипотезы В. Пенка является правильное истолкование проблемы возраста рельефа. В. Пенк не разделяет субъективной позиции Девиса в этом вопросе и стоит на историко-геологических позициях, которые уже поясснялись и развивались мной выше. Он ратует за изучение коррелятных отложений, как за объективный метод изучения возраста рельефа. Он, правда, считает этот метод единственным (что неверно) и применяет его в более примитивной форме, чем им пользуются советские исследователи.

Наконец, тектонико-морфологические выводы В. Пенка находятся в русле современных тектонико-морфологических воззрений. В. Пенк — один из создателей представления о больших складках и их значении в формировании форм поверхности.

Я уже указывал, какое широкое распространение сходные представления получили в современных геотектонических воззрениях. Активным фактором, создающим поднятие больших складок, В. Пенк считает внедрение гранитных батолитов в земную кору — идея, которая продолжает пользоваться большим распространением. Положительную ссылку на взгляд В. Пенка можно, например, встретить в одной из последних работ академика А. А. Полканова.

Все отмеченные выше черты воззрений В. Пенка — большой вклад в теоретическую геоморфологию. Этот взгляд и дает право расценивать В. Пенка как создателя одной из двух крупных геоморфологических концепций за рубежом.

Но существеннее недостатки воззрений В. Пенка.

На них необходимо задержаться, чтобы получить трезвое представление о его учении в целом.

В. Пенку можно и должно выдвинуть серьезные обвинения. Они должны быть направлены против узости его взглядов, их предвзятости и ошибок в объяснении образования основных форм земной поверхности.

Изложим эти три обвинения поочередно.

Во-первых, следует констатировать, что теоретическая база у В. Пенка уже, чем у Девиса. Девис анализирует несколько циклов, В. Пенк — только один «цикл»,—эрозионный. Девис интересуется морской абразией, пустынными процессами, ледниковыми процессами, В. Пенк — только эрозионно-денудационными процессами.

Если бы В. Пенку удалось мобилизовать процессы всех географических «циклов» Девиса и использовать их в целях решения основной задачи — изучения взаимодействия эндогенных и экзогенных процессов,— насколько шире оказался бы тогда фундамент его исследования!

Но этого не случилось. Поэтому правильными можно считать оценки, согласно которым концепция Девиса шире, но поверхностнее, концепция В. Пенка глубже, но уже.

Такие мнения высказывались на дискуссии, организованной американскими географами в начале второй мировой войны специально для сравнения и оценки взглядов обоих корифеев зарубежной геоморфологии. Эта дискуссия была мной изложена в другом месте.

Второй еще более существенный недостаток заключается в следующем. В. Пенком создана была искусственная концепция «предгорной лестницы». Она была возведена в ранг геоморфологического канона, но ее образованию дано было явно неудовлетворительное объяснение.

Согласно В. Пенку, общей схемой рельефа поднимающейся горной страны является свод (большая складка) со ступенчатыми склонами. Прежде всего позволительно усомниться, что такая схема типична для физиономии горного рельефа. Не притянута ли она под определенные теоретические воззрения? Во всяком случае для многих горных районов она, повидимому, не отвечает действительности (Альпы, горы Средней Азии).

Но это замечание касается только внешнего облика горных стран.

Кроме того, неверно объяснение образования горной лестницы. По В. Пенку оно рисуется следующим образом.

Горный свод поднимается и расширяется («увеличение амплитуды и фазы поднятия»; наблюдения В. Н. Вебера в Алайском хребте и т. д.). По мере расширения поднимающегося свода к горам приобщаются все новые и новые полосы предгорной равнины.

Представим себе, что поднятие и расширение свода происходит плавно, без скачков. Тогда в единицу времени каждая новая полоса равнины, вновь приобщающаяся к своду, будет иметь одинаковую ширину и будет поднята на одинаковую высоту по сравнению с предыдущей высотой. Если мы примем «диференциальный» метод рассуждения (см. выше), то тогда за бесконечно малый отрезок времени ширина и относительная высота поднятия такой «полосы» станет бесконечно-малой. Сумма таких поднятий за известный отрезок времени образует рельеф плавно понижающегося крыла свода. Таким образом, если поднятие происходит плавно, то горная лестница образоваться не может. Между тем В. Пенк совершенно непонятным путем формулирует другой вывод: равномерное поднятие образует (пред) горную лестницу и сопровождает его следующей сентенцией (стр. 131): «Мы впервые встречаем случай, когда непрерывно действующая причина вызывает образование морфологической прерывистости».

Однако в данном случае рассуждение В. Пенка — логический ляпсус. И это вынуждены были констатировать даже самые страстные его приверженцы.

Таким образом, В. Пенк разработал отвлеченную концепцию «морфологического анализа», не будучи в состоянии доказать ее практическую применимость: попытка применить эту концепцию для объяснения того типа рельефа, который он принимал едва ли не за канон, окончилась крахом.

В свете только что сказанного общее состояние концепции В. Пенка нельзя признать удовлетворительным.

В системе взглядов В. Пенка есть и третья серьезная логическая ошибка, не уловленная, однако, его комментаторами. В. Пенк всюду отмечает, что большие складки являются основной морфолого-тектонической структурой, а разрывы не играют существенной роли в рельефе. Но вот что следует в действительности из концепции предгорной лестницы: поскольку образуется уступ ступени, нельзя не признать, что быстрота поднятия скачкообразно изменилась по обе стороны от уступа. Это скачкообразное изменение невозможно истолковать иначе, как флексуру (если склон не очень крут) или разрыв (если уступ крут). Но если так, концепция предгорной лестницы возвращает нас к идее разбитой сбросами и ступенчато-поднятой страны, которой симпатизировал Девис и против которой возражал В. Пенк. Как же может итти речь о диференциальном методе и диференциальном поднятии, если суша разбита на блоки, перемещающиеся (действительно диференциально, но в совершенно другом смысле слова) по трещинам!

Основные соображения автора. Мы приходим к следующему выводу. Теоретическая геоморфология за рубежом располагает двумя концепциями. Обе они имели в свое время отчасти и прогрессивное значение. Но обе они имеют столь существенные и тяжелые недостатки, что на них не следует закрывать глаза. Нужно прямо сказать, что современная геоморфология не располагает такой концепцией, которой она могла бы удовлетвориться.

Переходя к советской геоморфологии, нельзя не отметить следующего. Тридцать лет общая теория геоморфологии развивается, и с большими видимыми результатами. Статей геоморфологического содержания множество, существуют отделы геоморфологии в научно-исследовательских институтах, кафедры геоморфологии в высших учебных заведениях. Наконец, множество геоморфологов выполняют производственные задания в управлениях и отделах различных ведомств. Создано два прекрасных руководства по геоморфологии. Их нельзя рассматривать только как учебные пособия. Они имеют более обширное значение. Советские ученые разрабатывают самостоятельную систему теоретических воззрений. Но крупных обобщающих работ мало, и многочисленные кадры советских геоморфологов принуждены обращаться к книгам Девиса и В. Пенка, которые не отвечают задачам сегодняшнего дня.

Я руководствовался только что приведенными соображениями, когда принялся за работу, которую здесь излагаю. Как читатель мог уже убедиться, я не следовал установившимся канонам, а изложил свои представления в системе, намеченной и разработанной самостоятельно.

Повторю здесь кратко основные мотивы, которыми я руководствовался, и основные положения этой книги.

Необходимо констатировать два обстоятельства, требующие коренной переработки теории геоморфологии. Эти обстоятельства следующие:

1) отрыв геоморфологии от смежных естественно-научных дисциплин;

2) отсутствие целеустремленно построенной концепции, лишенной методологических недостатков концепции Девиса и В. Пенка и обобщающей достаточно обширную группу явлений и фактов старых и новых.

Эти два отправные положения руководили мной при составлении настоящей книги. Мне совершенно очевидны ее недостатки, зависящие от ряда причин как объективных, так и субъективных. Из первых назову хронический недостаток времени, из вторых — трудность обобщения обширного круга вопросов в достаточно новом для меня плане.

Остановлюсь на обоих указанных мотивах поочередно и постараюсь подчеркнуть, как я их использовал в предлагаемой вниманию читателя работе.

Что я понимаю, говоря об отрыве геоморфологии от смежных естественно-научных дисциплин? Дело совсем не в том, что тот или иной факт или группа фактов геоморфологией не используются. Такие пропуски и прорехи есть и будут; они досадны, но не касаются глубоко принципиальной стороны дела.

Огромный урон теоретическому уровню нашей науки приносит то, что принципиально важные достижения смежных дисциплин *систематически* проходят мимо геоморфологии, застывшей в рамках канонов — Девиса или В. Пенка.

Отрыв от астрономии привел к тому, что геоморфология искусственно себя ограничила изучением малых форм и не является морфологией земной поверхности в полном объеме этих слов. Да ведь и малые формы непонятны, если не учитывать таких планетарных процессов, как перемещение земной оси, изменения скорости вращения Земли и т. д. (см. часть II).

Отрыв от геофизики лишает геоморфологические рассуждения необходимой теоретической базы. Такие проблемы, как образование материкового и океанического уровней, проблема горизонтальных перемещений материков, проблема горообразования в целом и глубинных структур в частности, геоморфологическое значение аномалий силы тяжести — есть

проблемы геофизические и геоморфологические одновременно (часть III).

Отрыв от геохимии лишает геоморфолога возможности проникнуть в сущность явлений горообразования, связанных с магматическими и радиоактивными процессами, которым придается теперь такое огромное геоморфологическое значение. Законы геохимии открывают геоморфологии пути к решению важнейших практических задач, путем изучения фаз денудации остывающих батолитов с их концентрами. Геохимия — наука, созданная, главным образом, в Советском Союзе, и ее создатели — академики В. И. Вернадский и А. Е. Ферсман — были выдающимися географами (части III и IV).

Отрыв от почвоведения лишает геоморфолога ключа к изучению фиксированного рельефа, коры выветривания и заключенных в ней разнообразных руд выветривания, так тесно связанных в своем распределении с рельефом. Почвоведение — русская наука, и ее корифеи — Докучаев, Неуструев, Полынов — учили и учат нас понимать эволюцию почвы и эволюцию рельефа взаимосвязанно (части V и VI).

Отрыв от геотектоники является самым вопиющим недостатком огромного большинства геоморфологических сводок и руководств. Часто мы находим в них пережевывание старых взглядов контракционной гипотезы, которые современная геотектоника не признает в этом объеме и которые к тому же не имеют четкого отношения к образованию форм земной поверхности (части III и IV).

Отрыв от гидрологии привел к тому, что геоморфологи устанавливают законы эрозии и денудации «сообразно с общими законами логики». Геоморфологи не знают или не умеют использовать конкретные достижения гидрологии. Они не умеют привлечь и внимание самих гидрологов к разрешению проблем, важных для обеих наук.

По разным конкретным поводам я пытался показать отношение указанных дисциплин к разрешению основных проблем геоморфологии.

Продолжающийся отрыв геоморфологии от указанных дисциплин ограничивает ее содержание недопустимо узкими рамками, а главное — лишает возможности рассматривать нужные вопросы с должной глубиной и основательностью научного анализа. Иногда расширение базы какой-либо научной дисциплины приводит к ее распылению и потере ею целеустремленности.

Совсем по-другому обстоит дело в настоящем случае. Современное развитие отраслей естествознания приводит к рождению все новых и новых связей между ними. Какой ущерб наносит геоморфологии ее искусственная изоляция от внутренне родственных ей ветвей естествознания! Необходимо родственное объединить родственными связями и тем самым

приобщить геоморфологию к глубочайшим проблемам современного естествознания.

Теперь перехожу ко второму вопросу — общей идее этой книги.

Мое исходное положение есть общепризнанное положение геоморфологии, гласящее, что формы земной поверхности возникают в результате взаимодействия сил внутренних (эндогенных) и сил внешних (экзогенных). Но признание этого положения за основное требует целеустремленных усилий для его разработки.

В действительности мы наблюдаем в геоморфологии иное. Состав геотектонических идей, положенных в основание концепции Девиса, неудовлетворителен. Девис не овладел историческим аспектом изучения рельефа, без которого взаимосвязь экзогенных и эндогенных процессов не может вообще быть прослежена. Наконец, *Девис разделил изучение экзогенных процессов на несколько замкнутых циклов,* не показав их общей связи между собой и их связи с эндогенными процессами. Факты и идеи не были мобилизованы для разрешения поставленной задачи. Подобный разрыв цели и метода не может дать искомого результата.

Не удовлетворяет необходимым требованиям и концепция В. Пенка. Во-первых, она оперирует очень ограниченной группой фактов, связанных только с денудационно-эрозионными процессами, и не мобилизует обширных фактических материалов (морской «цикл», гляциальный «цикл»), которые могут быть полезными не менее первых. Во-вторых, как мы уже видели, концепция В. Пенка заключает в себе крупные логические ошибки, которые вообще не дали возможности ни ее автору, ни его последователям довести начатое исследование до конца.

Итак, цель намечена, но усилия для ее достижения мобилизованы неправильно. Такая стратегия никогда не давала удовлетворительных результатов.

Для более успешного достижения поставленной цели необходимы прежде всего следующие предпосылки.

1. Достаточно широкая мобилизация фактического материала. Я попытался достигнуть этого, использовав не только процессы эрозии и денудации, но также процессы, связанные с деятельностью моря, оледенения, выветривания.

2. Целеустремленное использование фактического материала. С этой целью потребовался пересмотр геоморфологической сущности эндогенных и экзогенных процессов В первых нас интересовали прежде всего те движения вещества твердой оболочки Земли, которые имеют вертикальную составляющую. Современная геотектоника именно и придерживается той позиции, что вертикальные движения (колебательные) земной коры играют доминирующую роль в тектонических

процессах. Это обстоятельство облегчило разрешение нашей задачи, но потребовало достаточно подробного изложения тех процессов движения вещества литосферы, которые участвуют в создании рельефа и которые описываются в геоморфологических сводках нецелеустремленно и неправильно.

Этот материал составил содержание двух частей — II-й и III-й, из которых первая рассматривает рельеф Земли, возникающий под влиянием действия планетарных сил, а вторая рассматривает рельеф, «наполняющий» материки и дно океанических впадин и возникающий под воздействием геотектонических процессов в обычном понимании этого слова.

Пришлось совершенно переработать характеристику экзогенных процессов для того, чтобы и ее подчинить решению основной задачи.

Формы рельсфа, возникающие под воздействием экзогенных процессов, образуются на границе трех географических оболочек Земли, трех ее концентров (А. Е. Ферсман): гидросферы и литосферы, атмосферы и литосферы. Взаимодействие этих трех оболочек создает основное разнообразие малых форм земной поверхности: формы абразионные, водноэрозионные и денудационные (система литосфера-гидросфера).

Перемещение вещества твердой оболочки Земли осуществляется воздействием на нее гидросферы и атмосферы и направляется силой тяжести. Последняя стремится вещество литосферы переместить вниз к центру Земли. Это воздействие силы тяжести на экзогенные процессы выражается в выравниваниях рельефа и создании поверхностей, которые мы привыкли называть равнинами и совокупность которых образует поверхности неправильной кривизны. Таких поверхностей мы знаем в настоящее время четыре и то не одинаково хорошо. Эти поверхности я назвал *геоморфологическими уровнями:* абразионно-аккумулятивным, денудационным, уровнем снеговой границы, верхним денудационным уровнем. Может быть, отчетливее звучало бы название *фронты,* так как каждая такая поверхность есть поверхность граничная и поверхность столкновения определенной группы экзогенных процессов с процессами эндогенными.

Расположение и форма каждого геоморфологического уровня определяется спецификой данного экзогенного процесса, деятельность которого развивается в пределах определенных границ, примером чего может служить уровень снеговой границы с привязанными к нему процессами нивации, ледниковой эрозии и аккумуляции. Поэтому, несмотря на воздействие силы тяжести, каждый геоморфологический уровень располагается на определенной высоте — расстояния от центра Земли, определяемой границами термо-динамического поля данного процесса. Образуется совокупность концентрически расположенных геоморфологических уровней.

Кривизна геоморфологических уровней неправильная, но если отвлечься от частностей, то все они образуют поверхности, нормальные к направлению сил, идущих от двух главных источников энергии, преобразующей рельеф Земли — солнечной (космической) энергии и внутренней энергии Земли. Эти поверхности концентрически облекают поверхность земного сфероида.

Каждый геоморфологический уровень нас интересует, прежде всего, в двух отношениях:

1) специфические черты рельефа, создаваемые процессами, привязанными к геоморфологическим уровням (продольный профиль береговой платформы, продольный профиль реки и т. д.);

2) их общая преобразующая способность: например, способна ли абразия создать плоскую береговую платформу — элемент абразионно-аккумулятивного уровня, или нет. Изучение этих процессов позволяет нам установить, каковы специфические черты каждого геоморфологического уровня. Мы получаем, таким образом, представление о том, как располагались бы отдельные геоморфологические уровни, если бы земная кора оставалась неподвижной.

После того, как эта задача выполнена, мы изучаем действительное положение *древнего* геоморфологического уровня, в результате чего констатируем аномалии его формы и высотного положения: поднятые, опущенные, деформированные древние абразионно-аккумулятивные поверхности, морены и т. д. Эти деформации являются результатом воздействия эндогенных колебательных движений поверхности Земли.

Итак, *рельеф геоморфологических уровней фиксирует взаимодействие сил экзо- и эндогенных. Изучение малых форм поверхности, «заполняющих» геоморфологические уровни, даст возможность ознакомиться с основными классами форм, создаваемыми экзогенными деятелями. Изучение деформаций геоморфологических уровней есть средство изучения амплитуды и знака колебательных движений.*

Геоморфологический уровень выделяется, как можно было видеть, по характеру ведущего экзогенного процесса (деятельность моря, текучей воды, нивальный процесс, выветривание). Это принцип выделения географического цикла Девиса. Но этим ограничивается сходство. Девис рассматривал арены геоморфологических процессов (циклов), располагая их *один около другого;* я располагаю их *один над другим,* как вертикальный ряд. Последнее совершенно необходимо, если мы хотим изучать взаимодействие сил внешних и внутренних, и представляет собой мобилизацию фактического материала именно в том направлении, в котором этого требует поставленная задача.

Представление о геоморфологических уровнях излагается

в III-й и самой обширной части книги. Ее задача—установить общую методику изучения взаимодействия эндогенных и экзогенных процессов.

Однако взаимодействие это имеет определенную длительность и только тогда дает заметный геоморфологический эффект.

Поэтому содержание следующей IV части книги составил метод изучения возраста и развития рельефа. В этой части мне пришлось отвергнуть объективную ценность «возрастных» представлений Девиса; я попытался наметить методы изучения абсолютного возраста и эволюции рельефа; рассмотреть несколько основных понятий, относящихся к проблеме возраста и эволюции рельефа (унаследованность, цикличность, направленность, перманентность).

Часть V посвящена теме об отношении теории геоморфологии к решению крупных народнохозяйственных задач. Я хотел показать принципиальное отличие в направлениях советской и зарубежной геоморфологических теорий. Я хотел также разрушить распространенное мнение, что геоморфология *полезна* при решении частных, а не общих вопросов. Между тем связь в изучении крупных теоретических проблем геоморфологии и крупных практических задач обоюдно важна и необходима. Причем речь идет не об эмпирике, а о геоморфологической теории.

Таковы основные мысли моей работы. Географа, привыкшего к горизонтальному зональному изучению явлений, может поразить вертикальная зональная группировка явлений. Это оказалось, однако, необходимым. Это необходимо для решения основной проблемы геоморфологии, для изучения геоморфологических последствий столкновения внутренних и внешних сил. В этих целях и материал должно было соответствующим образом ориентировать в пространстве.

Однако подобное направление исследования разрешает основную задачу геоморфологии — изучение взаимодействия внутренних и внешних сил Земли в образовании рельефа — лишь в самых общих ее чертах.

Специфика этих сил имеет местные географические отличия, провинциальные особенности.

Следовательно, предпринятое исследование выполнено лишь в первой половине. Вторую половину исследования должно составить изучение местных географических особенностей геоморфологических уровней и их процессов.

Я старался в тексте отмечать выдающиеся успехи теории советской геоморфологии.

В конце книги приложен список литературы, составленный отдельно для каждой части. Просматривая его, читатель найдет в нем множество имен наших соотечественников и может составить себе представление о действительно огромной роли

ученых нашей страны в создании теории геоморфологической науки, роли, которую мы так часто недооцениваем.

В декабре 1944 г. мне пришлось выступить дважды в связи с общими вопросами геоморфологии. В Институте географии Академии наук СССР мне было предложено выступить на тему о современном состоянии советской геоморфологии. В Институте сейсмологии я читал доклад на тему о геоморфологических методах изучения движений земной коры.

Первый из этих докладов требовал ясного представления о современных задачах геоморфологии. Такое представление можно было тогда заимствовать только из зарубежных работ по геоморфологии и в готовом виде, или же пересмотреть вопрос критически и самостоятельно. Последний путь требовал работы такой продолжительности, которая во много раз превосходила продолжительность срока, данного мне для подготовки к докладу. Поэтому я ограничился критическим обзором состояния зарубежной геоморфологии. Этот обзор был напечатан отдельной статьей в «Известиях Всесоюзного Географического общества» за 1946 г. и вошел в качестве главы 2-й вводной части настоящей книги. Второй доклад (еще не напечатан) также требовал рассмотрения основного вопроса геоморфологии — взаимосвязи эндогенных и экзогенных процессов, и в нем кратко были намечены представления о геоморфологических уровнях.

Более детальная разработка основных вопросов геоморфологии потребовала от меня двухлетней работы, и результаты ее составляют содержание настоящей книги.

ЛИТЕРАТУРА

Русская литература к части I

Берг Л. С. Очерки по истории русских географических открытий, М.—Л., 1946.

Бондарчук В. Г. Теория тектоорогении, Природа, № 4, 1944.

Бубнов С. Основные проблемы геологии, перев. с нем., Л.—М., 1934.

Варсанофьева В. А. Происхождение и строение Земли, М. — Л., Госгеолиздат, 1945.

Вернадский В. И. О ноосфере, Успехи биологии, вып. 2, 1944.

Григорьев А. А. В поисках закономерностей морфологической структуры земного шара, Проблемы физической географии, вып. 2, Л., 1935.

Дарвин Ч. О поднятии восточного берега Южной Америки. Соч., т. II, 1936.

Докучаев В. В. Способы образования речных долин Европейской России, Труды СПб., о-ва естествоиспытателей, т. 9, 1878.

Докучаев В. В. К вопросу о соотношениях между возрастом и высотой местности, с одной стороны, характером и распределением чернозёмов, лесных земель и солонцов — с другой. Вестн. естеств., № 1, 2, 3, 1891 г.

Докучаев В. В. Русский чернозем, изд. 1936 г.

Кропоткин П. А. Отчет об Олекминско-Витимской экспедиции с картой и профилями, Записки Русск. Геогр. о-ва по общей географии, т. 3, 1873.

Кропоткин П. А. Исследования о ледниковом периоде, вып. 1 с альбомом карт и чертежей, Записки Русск. Геогр. о-ва по общей географии, т. 7, 1876.

Ласкарев В. Д. О геоморфологическом разделении площади Европейской России, Геол. вестник, т. 2, 1916.

Ляйель Чарльз. Основные начала геологии, М., 1866.

Мазарович А. Н. География и структура, Ученые записки МГУ, География, 1936.

Марков К. К. С. Н. Никитин (1851—1909), М., 1946 (печ.).

Мушкетов И. В. Краткий отчет о геологическом путешествии по Туркестану в 1875 году, Записки СПб. минералогического о-ва, 2-я серия, ч. 12, 1877.

Мушкетов И. В. Туркестан, СПб., 1886.

Мушкетов И. В. Физическая геология, изд. 2-е, СПб., 1905.

Никитин С. Н. Предложение С. Н. Никитина об образовании при Русском Географическом обществе Гипсометрической комиссии, Изв. Русск. Геогр. о-ва, т. 34, вып. 6, 1903.

Панов Д. Г. Космические влияния в жизни Земли, Изв. Всес. Геогр. о-ва, т. 78, вып. 1, 1946.

Салищев К. А. Основы картоведения. Историческая часть. М., 1943.
Семенов-Тян-Шанский П. П. История полувековой деятельности Русского Географического общества 1845—1895 гг., при содействии А. А. Достоевского, тт. 1—3, СПб., 1896.
Семенов-Тян-Шанский П. П. Мемуары, т. 2, Путешествие в Тянь-шань, М., 1946.
Соколов Н. Н. Петр Александрович Кропоткин как географ (рукопись), 1945.
Эдельштейн Я. С. Основы геоморфологии, М., 1938.
Чернобаев И. Г. Деятельность геологических учреждений за рубежом, Сов. геология, № 1, 1939.
Щукин И. С. Общая морфология суши, тт. 1—2, М.—Л., 1933—1938.

Русская литература к части II

Андреев Б. А. О геологическом значении гравитационной карты Карелии, Финляндии и Ленинградской области. Материалы Центр. н.-и. Геол.-разв. ин-та. Геофизика, сб. 7, 1938.
Аргаи Э. Тектоника Азии, перев. с франц., М.—Л., 1935.
Архангельский А. Д. Значение гравиметрии в геологии и проблема изучения Западно-Сибирской низменности, Л., АН СССР, 1932 (Труды Июньской сессии, посвящ. проблемам Урало-Кузнецкого комбината).
Архангельский А. Д. Геология и гравиметрия, М.—Л., 1933 (Труды н.-и. Ин-та геол. и минер., вып. 1).
Архангельский А. Д. Геологическое строение и геологическая история СССР, М.—Л., 1941.
Белоусов В. В. Миграция радиоэлементов и развитие структуры Земли, Изв. Акад. наук СССР, серия геогр. и геофиз., № 6, 1942.
Берг Л. С. Подводные долины, Изв. Всес. Геогр. о-ва, т. 78, вып. 3, 1946.
Боголепов М. Происхождение лика Земли, Журн. геофизики и метеорологии, т. 2, вып. 1—2, 1925.
Бончковский В. Ф. Толщина земной коры, Природа, № 6, 1945.
Боук Вильям. Изостазия, перев. с англ., М.—Л., 1936.
Бубнов С. Основные проблемы геологии, перев. с нем., Л.—М., 1934.
Вегенер А. Возникновение материков и океанов, перев. с нем. 3-го изд., М.—Л., 1925 (Современные проблемы естествознания, кн. 24).
Варсанофьева В. А. Алексей Петрович Павлов и его роль в развитии геологии, изд. 2-е, М., 1947.
Вернадский В. И. О геологических оболочках Земли как планеты. Изв. Акад. наук СССР, серия геогр. и геофиз., № 6, 1942.
Вернадский В. И. Очерки геохимии, изд. 2-е, М.—Л., 1934.
Вернадский В. И. О значении радиогеологии для современной геологии. В кн. Труды 17-й сессии Международного геологического конгресса 1937 г., т. 1, М., 1939
Виллис Бейли. Проблема Мертвого моря. (Рифтовая или рамповая долина), перев. с англ., М.—Л., 1934 (Новые идеи в геологии).
Геоморфологическое районирование СССР, под ред. акад. А. А. Григорьева и К. К. Маркова, М.—Л., Изд. АН СССР, 1947, с картой (Естеств.-историч. районирование СССР, т. 2, вып. 1).
Герасимов А. П. Кавказская складчатость и вулканизм, Природа, № 3—5, 1922.
Герасимов И. П. Структурные и скульптурные особенности рельефа Казахстана, в кн.: Вопросы географии, сб. 1, М., 1946.
Гольдшмидт В. Геохимическое распределение и состав элементов в космосе, в кн.: Основные идеи геохимии, вып. 1, М.—Л., 1933.

Горшков П. М. Фигура Земли, Изв. Всес. Геогр. о-ва, т. 67, вып. 2, 1935.

Горшков П. М. Гравиметрия и фигура Земли, Изв. Всес. Геогр. о-ва, т. 78, вып. 3, 1946.

Григорьев А. А. В поисках закономерностей морфологической структуры земного шара, Проблемы физич. географии, т. 2, 1935.

Дискуссия по поводу гипотезы Вегенера, Zeitschr. Ges. Erdkunde zu Berlin, H. 3—4, 1921.

Докучаев В. В. Способы образования речных долин Европейской России, Труды СПб. о-ва естествоиспытателей, т. 9, 1878.

Дэли Р. О. Изверженные породы и глубины Земли, Л. — М., 1936.

Калецкая М. С., Матвеев С. Н. и Авсюк Г. А. Горы юго-восточного Казахстана, Алма-Ата, 1945.

Карпинский А. П. О правильности в очертаниях, распределении и строении континентов, Горный журнал, т. 1, 1888, То же. Собр. соч., т. 2, М. — Л., 1939.

Карпинский А. П. Общий характер колебаний земной коры в пределах Европейской России, Изв. Акад. наук СССР, № 1, 1894. То же, Собр. соч., т. 2, М.—Л., 1939.

Красовский Ф. Н. Современные задачи и развитие градусных измерений, Изв. Акад. наук СССР, серия геогр. и геофиз., № 3, 1941.

Линдберг Г. У. Геоморфология дна окраинных морей Восточной Азии и распространение пресноводных рыб, Изв. Всес. Геогр. о-ва, т. 78, вып. 3, 1946.

Личков Б. Л. О современной геологической эпохе, Изв. Акад. наук СССР, серия геол., № 3, 1941.

Личков Б. Л. О горных денудационных поверхностях и их происхождении, Изв. Всес. Геогр. о-ва, т. 77, вып. 4, 1945.

Личков Б. Л. Карпинский и современность, М.—Л., 1946.

Ломоносов М. В. Первые основания металлургии или рудных дел. Прибавление второе. О слоях земных, 1763 г., Изд. АН СССР, т. VII, 1934.

Марков К. К. В. М. Девис и В. Пенк. Дискуссия у американских географов, Изв. Всес. Геогр. о-ва, т. 77, вып. 3, 1945.

Марков К. К. (К. М.). Обсуждение в американской печати проблемы горизонтального движения (дрифта) материков, в кн.: Вопросы географии, сб. 1, М., 1946.

Марков К. К. О горных денудационных поверхностях и их происхождении, в кн.: Вопросы географии, сб. 3, М., 1947.

Мартонн Э. Основы физической географии, т. 3, Биогеография, М., Учпедгиз, 1940.

Михайлов А. А. Курс гравиметрии и теории фигуры Земли, Изд. 2-е. М., 1939.

Обручев В. А. Пульсационная гипотеза геотектоники, Изв. Акад. наук СССР, серия геол., № 1, 1940.

Обручев В. А. Страницы из моей жизни, Изв. Всес. Геогр. о-ва, т. 78, вып. 3, 1946.

Орлов А. Я. Движение земного полюса по наблюдениям широты в Пулкове, Гриниче, Вашингтоне и на 3-х международных станциях с 1915. 8 по 1928. 0. Бюлл. Гос. астр. ин-та им. Штернберга, № 7, 1941.

Павлов А. П. О рельефе равнин и его изменениях под влиянием работы подземных и поверхностных вод, Землеведение, 1898, кн. 3—4.

Павлов А. П. Некоторые данные по тектонике притиманской части Печорского края, Ежегодник геол. и минер. России, т. 11, вып. 1—3, 1909.

Павловский Е. В. Впадина оз. Байкал, Природа, № 3, 1941.

Парийский П. П. Изменение длины суток и деформация Земли, Астрономич. журн., т. 22, вып. 2, 1945.

Пейве А. В. Глубинные разломы в геосинклинальных областях, Изв. Акад. наук СССР, серия геол., № 5, 1945.

Панов Д. Г. Геоморфология моря, ее задачи и проблемы, Изв. Всес. Геогр. о-ва, т. 75, вып. 5, 1943.

Тетяев М. М. Основы геотектоники, Л. — М., 1934.

Усов М. А. Структурная геология, М. — Л., 1940.

Шатский Н. С. Очерки тектоники Волго-Уральской нефтеносной области и смежной части западного склона Южного Урала, М., 1945. Материалы к познанию геологического строения СССР, новая серия, вып. 2 (6).

Шатский Н. С. Гипотеза Вегенера и геосинклинали, Изв. Акад. наук СССР, серия геол., № 4, 1946.

Штауб Р. Механизм движений земной коры в приложении к строению земных горных систем, перев. с нем., Л. — М., 1938.

Шульц С. С. О новейшей тектонике Тянь-шаня, в кн.: Труды 17-й сессии Международного геологического конгресса 1937 г., т. 2, М., 1939.

Щербакова Е. М. Геоморфология долины р. Чулышман—Телецкое озеро — р. Бия (рукопись), 1946.

Энгельс Ф. Диалектика природы, изд. 3-е, М.—Л., 1930.

Русская литература к части III

Акулов К. А. и Великанов М. А. Краткое изложение теорий движения речного потока и методы выправления рек, М., 1928.

Аполлов Б. А. и Самойлов И. В. Исследование уровней Каспийского моря, в кн.: Вопросы географии, сб. 1, М., 1946.

Белоусов В. В. Фации и мощности осадочных толщ европейской части СССР, Труды Ин-та геол. наук, вып. 76, геол. серия, № 23, 1944.

Берг Л. С. Основы климатологии, изд. 2-е, Л., 1938.

Богданович К. И. Заметка о восточной окраине Памира и долине Тоюна. (Письмо И. В. Мушкетову.) Изв. Русск. Геогр. о-ва, т. 25, вып. 5, 1889.

Брегман Г. Р. Геодезические высоты в связи с проблемой уровня Каспия, Метеорол. и гидрол., 1947, Информ. сб. № 1.

Вадиа Д. Н. Тектоника Северной Индии, в кн.: Труды 17-й сессии Международного геологического конгресса 1937 г., т. 2, М., 1939.

Варсанофьева В. А. Геоморфологические наблюдения на Северном Урале. Изв. Гос. Геогр. о-ва, т. 64, вып. 2, 1932.

Вегенер А. Возникновение материков и океанов, перев. с нем. 3-го изд., М.—Л., 1925 (Современные проблемы естествознания, кн. 24).

Великанов М. А. Гидрология суши, изд. 3-е. М.— Л., 1937.

Великанов М. А. К постановке проблемы русловых процессов, Метеорол. и гидрол., 1946, Информ. сборник, № 3.

Великанов М. А. Русловые процессы в освещении классиков гидрологии, в кн.: Проблемы геоморфологии. Труды Ин-та географии АН СССР (в печати).

Верещагин Г. Ю. Положительные и отрицательные движения береговой линии на оз. Сегозере, Труды Олонецкой научной экспедиции, ч. 3, Геология, вып. 1, 1926.

Вернадский В. И. Очерки геохимии, Изд. 2-е, М. — Л., 1934.

Вернадский В. И. История минералов земной коры, т. 2, История природных вод, ч. 1, вып. 1, 2, 3, Л., 1933—1936.

Виллис Бейли. Проблема Мертвого моря. (Рифтовая или рамповая долина), перев. с англ., М. — Л., 1934 (Новые идеи в геологии).

Волин А. В. Твердый сток и скорость эрозии, Изв. Акад. наук СССР, серия геогр. и геофиз., № 5, 1946.

Геоморфологическое районирование СССР, под ред. акад. А. А. Гри-

горьева и К. К. Маркова, М. — Л., Изд. АН СССР, 1947, с картой (Естеств.-истор. районирование СССР, т. 2, вып. 1).

Герасимов И. П. Каспийское море в четвертичный период, в кн.: Труды 2-й международной конференции Ассоциации по изучению четвертичного периода Европы, вып. 3, Л.— М., 1933.

Герасимов И. П. и Марков К. К. Ледниковый период на территории СССР, Труды Ин-та географии АН СССР, т. 33, 1939.

Горецкий Г. И. Из наблюдений над молодыми террасами среднего течения реки Чусовой, в кн.: Проблемы геоморфологии, Труды Ин-та географии Ан СССР (в печати).

Гуссак В. Б. Изучение процессов смыва и эрозии в лотке. Почвоведение, № 1, 1946.

Дементьев В. А. Материалы по методике комплексного геоморфологического изучения речных террас, Изв. Гос. Геогр. о-ва, т. 70, вып. 4—5, 1938.

Дубянский А. и Скоркин А. Геология и подземные воды северной части Воронежской области, вып. 1—3, Воронеж, 1939.

Зайков Б. Д. Водный баланс Каспийского моря в связи с причинами понижения его уровня, Л., 1946 (Труды н.-и. учреж. Гидрометслужбы, серия IV, вып. 38).

Зенкович В. П. Типы и генезис рельефа дна морей европейской части СССР, Изв. Акад. наук СССР, серия геогр. и геофиз., № 4, 1938.

Зенкович В. П. К вопросу о выработке рельефа подводной береговой платформы, Изв. Акад. наук СССР, серия геогр. и геофиз., № 2, 1940.

Зенкович В. П. Динамика и морфология морских берегов, ч. 1, Волновые процессы, М., 1946.

Калецкая М. С., Матвеев С. Н. и Авсюк Г. А. Горы юго-восточного Казахстана, Алма-Ата, 1945.

Карбасников М. Н. О высоте береговой линии межледникового моря и бассейне р. Сев. Двины, в кн.: Труды Советской секции АИЧПЕ, вып. 3, Л. — М., 1937.

Карпинский А. П. Общий характер колебаний земной коры в пределах Европейской России, в его кн.: Очерки геологического прошлого Европейской России, М.—Пг., 1919 (впервые напечатано в 1894 г.).

Коненков Д. М. Четвертичные и неогеновые отложения в связи с историей формирования долины р. Дона, Бюлл. Моск. о-ва испыт. природы, Отд. геологии, т. 21 (2), 1946.

Кузнецов С. С. Попытка геоморфологического расчленения Закавказья, Изв. Гос. Геогр. о-ва, № 3, т. 70, вып. 3, 1938.

Лахтин. В. О механизме речного русла. Казань, 1895.

Личков Б. Л. Геосинклинали и великие наземные аллювиальные равнины, Изв. Акад. наук СССР, Отдел. мат. и ест. наук, № 7, 1932.

Личков Б. Л. Об эпирогенных движениях на Русской равнине, Труды Геоморфологич. ин-та, вып. 10, 1934.

Личков Б. Л. О горных денудационных поверхностях и их происхождении, Изв. Всес. Геогр. о-ва, т. 77, вып. 4, 1945.

Мазарович А. Н. О ритме в истории Земли, Бюлл. Моск. о-ва испыт. природы, Отд. геологии, т. 18 (4—6), 1940.

Макавеев П. И. и Советов В. С. Трассирование землечерпательных прорезей на перекатах равнинных рек Европейской части СССР, Труды Центр. н.-и. Ин-та речного флота, вып. 3, 1940.

Макеев П. С. К вопросу об образовании речных аккумулятивных террас. Изв. Всес. Геогр. о-ва, т. 73, вып. 2, 1941.

Марков К. К. Развитие рельефа северо-западной части Ленинградской области, Труды Главн. геол.-разв. упр., вып. 117, 1931.

Марков К. К. Геоморфологический очерк Памира, Труды Ин-та географии АН СССР, вып. 17, 1937.

Марков К. К. Эрозия ледников и рельеф гор, Проблемы физич. географии, т. 10, 1941.

Марков К. К. Древняя снеговая граница как показатель новейшего поднятия гор, Проблемы физич. географии, т. 11, 1942.

Марков К. К. О горных денудационных поверхностях и их происхождения, Вопросы географии, сб. 3, М., 1946.

Марков К. К. Развитие основных геоморфологических представлений за последние 25 лет, Труды Комиссии по изуч. четвертичного периода АН СССР (в печати).

Марков К. К. О происхождении морен в горах, Ученые записки МГУ, вып. 119, География, 1947.

Никитин С. Н. Общая геологическая карта России, лист 57-й, Труды Геол. комитета, т. V, № 1, 1890.

Николаев Н. И. и Поляков Б. В. Эпейрогенические движения в Северном Прикаспии и значение кривой русла рек для их установления, Проблемы сов. геологии, № 3, 1937.

Ог Э. Геология, перев. с франц., изд. 7-е, М.—Л., 1938.

Петрокович Ю. А. К вопросу о распространении ергенинских песков, Бюлл. Моск. о-ва испыт. природы, Отд. геологии, т. 13 (2), 1935.

Пиотровский М. В. К изучению основных черт рельефа Нижнего Поволжья, Изв. Акад. наук СССР, серия геогр. и геофиз., № 2, 1945.

Поляков Б. В. Гидрология бассейна р. Дона. Ростов-на-Дону, 1930.

Православлев П. А. Кривая русла и современный базис эрозии р. Н. Волги, Труды Ленингр. о-ва испыт. природы, т. 51, вып. 4, 1926.

Танфильев Г. И. География России, Украины и примыкающих к ним с запада территорий в пределах России 1914 года, ч. 2, вып. 1, Рельеф Европейской России и Кавказа, Одесса, 1922.

Тиндаль Дж. Альпийские ледники, СПб., 1866.

Шульц С. С. О новейшей тектонике Тянь-шаня, в кн.: Труды 17-й сессии Международного геологического конгресса 1937 г., т. 2, М., 1939.

Шульц С. С. О складчатых деформациях четвертичных отложений в Тянь-шане, Изв. Гос. Географ. о-ва, т. 69, вып. 5, 1937.

Шумский П. А. Энергия оледенения и жизнь ледников, М., 1947.

Шумский П. А. Современное оледенение Советской Арктики (в печати).

Эдельштейн Я. С. К учению о циклах эрозии, Почвоведение, № 1—2, 1925.

Эпштейн С. В. Геологические исследования в Челябинско-Троицком районе восточного склона Урала, Труды Всес. геол.-разв. объед., вып. 187, 1932.

Русская литература к части IV

Архангельский А. Д. Геологическое строение и геологическая история СССР, в кн.: Труды 17-й сессии Международного геологического конгресса 1937 г., т. 2, М., 1939.

Асаткин Б. П. (при уч. Л. А. Верейского). Древнейшие слои среднего девона Ленинградской области, Изв. Ленингр. геол.-гидро-геодез. треста, вып. 3, 1934.

Батурин В. П. Палеогеография по терригенным компонентам, Баку, 1937.

Борисяк А. А. Теория геосинклиналей, Изв. Геол. комитета, т. 43, № 1, 1924.

Борисяк А. А. Курс исторической геологии, изд. 4-е, Л. — М., 1935.

Бубнов С. Основные проблемы геологии, перев. с нем., Л. — М., 1934.

Бурачек А. Р. Геоморфология Южнотаджикской депрессии, в кн.: Труды Таджикской комплексной экспедиции 1932 г., вып. 4, Л., 1934.

Варданьянц Л. А. О четвертичной истории Кавказа, Изв. Всес. Геогр. о-ва, т. 65, вып. 6, 1933.

Вернадский В. И. Очерки геохимии, Изд. 2-е, М. — Л., 1934.

Геологическая карта Центральной и Южной части Средней Азии в масштабе 1 : 750 000, 1941.

Геология СССР, т. 12. Урал, ч. 1. Геологическое описание. М., 1944.

Гинзбург И. И. (с соавторами). Древняя кора выветривания на ультраосновных породах Урала, ч. 1, Типы и морфология древней коры выветривания, Труды Ин-та геол. наук, вып. 80, 1946.

Думитрашко Н. В. О древности рельефа юга Восточной Сибири, Изв. Акад. наук СССР, серия геогр. и геофиз., № 5, 1940.

Личков Б. Л. О ритме изменений земной поверхности в ходе геологического времени, Природа, № 4, 1941.

Личков Б. Л. О современной геологической эпохе, Изв. Акад. наук СССР, № 3, 1941.

Лунсгергаузен Л. Ф. Этапы развития Днепровско-Донецкой впадины, Доклады Акад. наук СССР, т. 22, № 6, 1939.

Мазарович А. Н. О ритме в истории Земли, Бюлл. Моск. о-ва испыт. природы, Отд. геологии, т. 18 (5—6), 1940.

Марков К. К. Развитие рельефа северо-западной части Ленинградской области, Труды Всес. геол.-разв. объед., вып. 117, 1931.

Мирчинк Г. Ф. Основные закономерности развития земного лика, Бюлл. Моск. о-ва испыт. природы, Отд. геологии, т. 18 (3—4), 1940.

Наливкин Д. В. Об условиях образования древних немых толщ западного склона Южного Урала, Изв. Всес. геол.-разв. объед., т. 50, вып. 70, 1931.

Неуструев С. С. Почвы и циклы эрозии, Геогр. вестник, т. 1, вып. 2—3, 1922.

Никитин С. Н. (совместно с Н. Ф. Погребовым). Бассейн Оки. Исследования Гидрогеологического отдела за 1894—1898 гг., вып. 2. СПб., 1904 (Труды Экспедиции по исследованию источников главнейших рек Европейской России).

Николаев Н. И. О четвертичных тектонических движениях и возрасте рельефа Центрального Кавказа и Предкавказья, Доклады Акад. наук СССР, т. 30, № 1, 1941.

Обручев В. А. Юные движения на древнем темени Азии, Природа, № 8—9, 1922.

Павловский Е. В. Впадина оз. Байкал, Изв. Акад. наук СССР, № 2, 1937. См. также Природа, № 3, 1941.

Пейве А. В. О «законе» инверсии в геологии Кавказа, Сов. геол., № 4, 1941.

Пермяков Е. Н. К познанию геологической истории района Жегулевского купола, Бюлл. Моск. о-ва испыт. природы, Отд. геологии, т. 13 (4), 1935.

Полынов Б. Б. Кора выветривания, т. 1, Л., Изд. АН СССР, 1934.

Пустовалов Л. В. Условия осадкообразования в верхнепермскую эпоху, Проблемы сов. геол., № 11, 1937.

Пустовалов Л. В. Петрография осадочных пород, ч. 1, глава VII, М. — Л., 1940.

Соболев Д. Н. К тектонике Днепровско-Донецкой мульды, Сов. геол., № 1, 1941.

Соколов Н. И. К вопросу о тектонике Самарской луки, Бюлл. Моск. о-ва испыт. природы, Отд. геологии, т. 15 (3), 1937.

Страхов Н. М. Геологические условия возникновения гипергенных железных руд внутри климатически благоприятных для них зон, Сов. геол., № 1, 1941.

Тихонович Н. Н. Структурные черты Тимано-Уральской нефтеносной провинции, Сов. геол., № 1, 1941.

Хабаков А. В. Доюрский рельеф и древняя кора выветривания в южной части Южного Урала, Изв. Всес. Геогр. о-ва, т. 67, вып. 2.

Шатский Н. С. О неокатастрофизме, Проблемы сов. геол., № 7, 1937.

Шокальская З. Ю. Почвенная карта Африки, 1943.

Щукина Е. Н. К истории развития современного рельефа верхнего плеса долины р. Иртыша, в кн.: Материалы по геологии Рудного Алтая, М. — Л., Изд. АН СССР, 1940.

Эдельштейн Я. С. К вопросу о «древнем темени Азии», в кн.: Труды юбилейной сессии Ленинградского университета, Л., 1946.

Русская литература к части V

Башарович Л. Д., Бунина М. В., Тужиков В. А. Булапашское месторождение каменного угля в мезозое на Урале, Изв. Акад. наук СССР, серия геол., № 4—5, 1945.

Бетехтин А. Г. О генетических типах марганцевых месторождений, Изв. Акад. наук СССР, серия геол., № 4, 1944.

Билибин Ю. А. Основы геологии россыпей, Л. —М., 1938.

Брод И. О. Об условиях залегания нефти и газа в известковых поднятиях, Вестн. Моск. унив., № 1, 1946.

Воларович Г. П. Перспективы расширения золотоносных районов Союза ССР, Изв. Акад. наук СССР, серия геол., № 2, 1944.

Волин А. В. Твердый сток и скорость эрозии, Изв. Акад. наук СССР, серия геогр. и геофиз., № 5, 1946.

Волков А. П. Условия залегания и генезис тихвинских бокситов, в кн.: Труды Конференции по генезису руд железа, марганца и алюминия, М. — Л., 1937.

Геоморфологическое районирование СССР, под ред. акад. А. А. Григорьева и К. К. Маркова, М.—Л.. Изд. АН СССР, 1947, с картой (Естеств.-истор. районирование СССР, т. 2. вып. 1).

Горецкий Г. И. Неогеновые и четвертичные отложения района Средней Камы между устьем Вишеры и городом Боровском (рукопись), 1945.

Горецкий Г. И. Из наблюдения над молодыми террасами среднего течения реки Чусовой, в кн.: Проблемы геоморфологии, Труды Ин-та географии АН СССР (в печати).

Горский И. И. Геотектонические условия формирования угольных месторождений Урала и связанные с ними особенности геологического строения месторождений, Изв. Акад. наук СССР, серия геол., № 4—5, 1943.

Губкин И. М. Учение о нефти, М., 1932.

Гунбина Т. Н. Мелкомасштабное гипсометрическое картографирование СССР, в кн.: XX лет советской геодезии и картографии. 1919—1939 гг. Сбор. статей, т. 2, М., 1939.

Гуссак В. Б. Изучение процессов смыва и эрозии в лотке, Почвоведение, № 1, 1945.

Закон о пятилетнем плане восстановления и развития народного хозяйства СССР на 1946—1950 гг., М., 1946.

Козменко А. С. Предварительный отчет об оценочно-гидрологических исследованиях Тульской губернии, произведенных в 1911 году. Тула, 1912.

Кротов Б. П. (с соавторами). Железные месторождения алапаевского типа на восточном склоне Среднего Урала и их генезис, Труды СОПС АН СССР, серия уральская, вып. 4, 1936.

Кротов Б. П. Закономерности распределения на Урале комплексных месторождений железных, никелевых и кобальтовых руд категории выветривания, Изв. Акад. наук СССР, серия геол., № 2, 1945.

Личков Б. Л. Реки и генезис каустобиолитов, Труды Геоморфологич. ин-та АН СССР, вып. 10, 1934.

Николаев Н. И. Опыт построения классификаций физико-геологических процессов и явлений, имеющих инженерное значение, в кн.: Вопросы географии, сб. 4, М., 1947.

Панков А. М. Нормальная денудация и эрозия почв, в кн.: Эрозия почв, М.—Л., Изд. АН СССР, 1937.

Поляков Б. В. Определение величины стока наносов в целях установления срока залегания водохранилищ, Записи Гос. гидрол. ин-та т. 10, 1933.

Пустовалов Л. В. Петрография осадочных пород, т. 1, М.—Л., 1940.

Ренгартен В. П. Марганцевоносные палеогеновые отложения Северного Урала, Изв. Акад. наук СССР, серия геол., № 4, 1944.

Рихтер Г. Д. Геоморфологическая карта европейской части СССР м. 1 : 2 500 000, в кн.: XX лет советской геодезии и картографии. 1919—1939 гг. Сбор. статей, т. 2, М., 1939.

Саваренский Ф. П. Влияние Куйбышевского строительства на направление геологических процессов в районе водохранилища, Вестн. Акад. наук СССР, № 8—9, 1940.

Соболев С. С. Карта глубины эрозии УССР и некоторые вытекающие отсюда вопросы, Проблемы сов. почвоведения, сб. 1, 1936.

Соболев С. С. Опыт почвенно-эрозионного районирования Европейской равнины Союза ССР, Проблемы сов. почвоведения, сб. 11, 1940.

Страхов Н. М. Геологические условия возникновения гиперогенных железных руд внутри климатически благоприятных для них зон, Сов. геол., № 1, 1941.

Труды Конференции по генезису руд железа, марганца и алюминия, М.—Л., Изд. АН СССР, 1937.

Ферсман А. Е. Перспективы распространения полезных ископаемых на территории Союза, 1932.

Ферсман А. Е. Геохимия, т. 2, Л., 1934.

Филиппов Ю. В. Основы генерализации рельефа на топографических картах, Труды Центр. н.-и. Ин-та геодезии, аэросъемки и картографии, вып. 47, 1946.

Флеров Н. К. и Усова А. А. Руководство по эксплоатации геологии россыпей, М., 1941.

Яншин А. Л. Условия залегания и генезис бокситов Южного Урала, Казахстана и Восточной Сибири, в кн.: Труды Конференции по генезису руд железа, марганца и алюминия, М.—Л., Изд. АН СССР, 1937.

Русская литература к части VI

Берг Л. С. Значение трудов В. И. Вернадского для географии, Изв. Всес. Геогр. о-ва, т. 77, вып. 1—2, 1945.

Бондаренко Б. Вильям Моррис Девис. Землеведение, т. 36, вып. 1—4, 1934.

Марков К. К., В. М. Девис и В. Пенк. Дискуссия у американских географов, Изв. Всес. Геогр. о-ва, т. 77, вып. 3, 1945.

Марков К. К. Геоморфологические методы изучения вертикальных движений земной коры, в кн.: Труды Сейсмологической конференции АН СССР (в печати).

Иностранная литература к части I

Baulig H. La notion de profil d'équilibre: histoire et critique, в кн.: Congrès International de Géographie, Le Caire, 1925, Compte Rendu t. 3, Le Caire, 1926.

Berthaut H. Topologie. Étude du terrain, t. 1—2, Service géographique de l'armée, Paris, 1909—1910.

Davis W. M. Die erklärende Beschreibung der Landformen, 2-te Aufl., Leipzig—Berlin, 1924.

Engeln O. D. Geomorphology, systematic and regional, New York, 1942.

Gilbert G. K. Report on the geology of the Henry Mountains. Washington, 1877.

Gilbert G. K. Lake Bonneville. United States Geological Survey, Monographs, 1, Washington, 1890.

Hinds N. S. Geomorphology. The evolution of landscape, New York, 1943.

Delaunay J. La science geologique. Ses methodes, ses resultats, ses problemes, son histoire, Paris, 1913.

Maul O. Geomorphologie, Leipzig u. Wien, 1938.

De la Noë et de Margerie E. Les Formes du terrain, Service géographique de l'armée, Paris, 1888.

Penck A. Die Morphologie der Erdoberfläche, Bd. 1—2, Berlin, 1894.

Powell J. W. Exploration on the Colorado River of the West and its tributaries, Washington, 1875.

Powell J. W. Eighth Annual Report of the U. S. Geological Survey, Part 1, Washington, 1889.

Иностранная литература к части II

Bucher W. H. Versuch einer Analyse der grossen Bewegungen der Erdkruste, Geol. Rundschau, Bd. 30, H. 3—4, 1939.

Cloos H. Hebung—Spaltung—Vulkanismus. Elemente einer geometrischen Analyse irdischer Grossformen, Geol. Rundschau, Bd. 30, Zwischenheft 4-a, 1939.

Davis W. M. The bearing of Physiography upon Suess Theories, Amer. Journ. Sci., vol. 19, № 112, 1905.

Davis W. M. A journey across Turkestan, в кн.: Explorations in Turkestan, Washington, 1905.

Engeln O. D. Geomorphology, systematic and regional, New York, 1942.

Gilbert G. K. Report on the geology of the Henry Mountains, Washington, 1877.

Gilbert G. K. Lake Bonneville. United States Geological Survey Monographs, 1, Washington, 1890.

Haarmann E. Die Oszillationstheorie. Eine Erklärung der Krustenbewegungen von Erde und Mond, Stuttgart, 1930.

Heim A. Untersuchungen über den Mechanismus der Gebirgsbildung, Basel, 1878.

Kossina E. Die Erdoberfläche, в кн.: Handbuch d. Geophysik herausg. v. B. Gutenberg, Bd. 2, Berlin, 1933.

Kober L. Tektonische Geologie, Berlin, 1942.

Kossmat F. Paläogeographie und Tektonik, 1937.

Machatschek F. Das Relief der Erde, Bd. 1, Berlin, 1937.

Milankovitsch M. Der Mechanismus der Polverlegungen und die daraus sich ergebenden Polschwankungen, Gerlands Beiträge zur Geophysik, Bd. 42, H. 1, 1934.

Pavlov A. P. Essai de reconnaitre l'ère préarchéenne dans l'histoire

de la terre et son influence sur l'évolution interieure du géoide, Bull. Soc. des Natur. de Moscou, t. 31, 1922.

Penck A. Die Morphologie der Erdoberfläche, Bd. 1—2, Berlin, 1894.

Penck W. Die morphologischen Analyse. Ein Kapitel der physikalischen geologie, Stuttgart, 1924 (Geographische Abhandlungen, 2-te Reihe, H. 2).

Pickering. The Place of Origin of the Moon, Journ. Geology, vol. 15, 1907.

Schmitthenner H. Die grossen Typen der Orographie, des Baues und der Bodengestaltung, Geogr. Zeitschr., Jg. 42, H. 2, 1936.

Suess E. Die Entstehung der Alpen, Wien, 1875.

Suess E. Das Antlitz der Erde, Bd. 1, Prag u. Leipzig, 1885.

Wurm A. Grosformen der Landschaft. Geol. Jahresber., 1, 1938.

Иностранная литература к части III

Baschin O. Die Erosion und ihre untere Grenze, Petermanns Mitteilungen, Jg. 65, 1919.

Baulig H. La notion de profil d'équilibre: histoire et critique, в кн.: Congrès International de Géographie, Le Caire, 1925, Compte Rendu, t. 3, Le Caire, 1926.

Baulig H. The Changing sea level, London, 1935 (The Inst. of Britisch Geographers, Publication № 3).

Chaput E. Les principales phases de l'evolution de la valée de la Seine, Annales de Géographie, t. 36, №. 200, 1927.

Clozier R. Les profiles en long des cours d'eau français, Annales de Géographie, t. 47, № 269, 1938.

Davis W. M. Baselevel, grade and peneplain, Journ. of Geology, vol. 10, № 1, 1927.

Davis W. M. The cycle of erosion and the Sumnit level of the Alps, Journ. of Geology, vol. 31, № 1, 1923.

Davis W. M. Die erklärende Beschreibung der Landformen, 2-te Aufl., Leipzig—Berlin, 1924.

Dobrovolski A. B. Historja naturalna lodu, Warszawa, 1923.

Dubois G. Les methodes de recherches dans l'etude des anciennes lignes de rivages quaternaires, в кн.: Compte Rendu du Congrès International de Géographie, Paris, 1931, t. 2. Paris, 1933.

Heim A. Handbuch der Gletscherkunde, Stuttgart, 1885.

Heim A. Die Gipfelflur der Alpen. Neujahresblatt hrsg. von der Naturforschenden Gesellschaft in Zürich auf das Jahr 1927. 129 Stück, Zürich, 1927.

Heim A. The Glaciation and solifluction of Minya Gonkar, Geogr. Journ., vol. 87, № 5, 1936.

Hernandez-Pacheco Ed. Le problème des terrasses pliocènes et pleistocènes en 1931, в кн.: Compte Rendus du Congrès International de Géographie, Paris, 1931, t. 2, Paris, 1933.

Hettner A. Die Oberflächenformen des Festlandes, 2-te Aufl., Leipzig u. Berlin, 1928.

Horton R. E. Erosional developement of Streams and their drainage basins; hydrophysical approach to quantitive morphology, Bull. Geol. Soc. of America, 1945, March. (см. реферат Д. Л. Арманд, Роберт Е. Хортон. Эрозионное развитие потоков и их водосборных бассейнов; гидрофизический подход к количественной морфологии, в кн.: Вопросы географии, сб. 4, М., 1947).

Johnson D. W. Shore processes and shorline development, New Jork—London, 1919.

Johnson D. W. Plains, planes and peneplanes, The Geogr. Review, vol. 1, 1916.

Johnson D. W. The Correlation of ancient marine levels, в кн.: Compte Rendu du Congrès International de Géographie, Paris, 1931, t. 2, Paris, 1933.

Jovanovic P. S. Les profils fluviatiles en long. Leurs formes et leur genèse. Essai des methoeds mophogenique nouvelles, Paris, 1940.

Le Danois E. Les transgressions oceaniques Revue d. Travaux d. de l'office des pêches maritimes, 1934, t. 7, fasc. 4.

Levy F. Die Gipfelflur der westlichen Ostalpen, Petermann's Mitteilungen, Jg. 67, 1921. April—Mai.

Lichtenecker W. Die gegenwürtige und die eiszeitliche Schneegrenze in den Ostalpen, в кн.: Verhandlungen der III Internationalen Quartärkonferenz, Wien, 1938.

Machatschek F. Gletscher und Eiszeitstudien im westlichen Tian-Schan, в кн.: Verhandlungen des XVIII Deutschen Geographentages zu Innsbruck 1912, Berlin, 1912.

Machatschek F. Neuere morphologische Untersuchungen in den Alpen, Journ. Geomorphology, vol. 2, № 1, 1939.

De Martonne Emm. Raport sur les travaux de la Commission pour la Cartographie des surfaces d'aplanissement, в кн.: Compte Rendu du Congrès International de Géographie, Varsovie, 1934, t. 2, Varsovie, 1936.

Meunier A. Carte de la surface d'erosion éogene dans le sud-oues du Massif Central de la France, в кн. :Compte Rendu du Congrès International de Géographie, Varsovie, 1934, t. 2, Varsovie, 1936.

Morawetz R. Reliefenergie und Vergletscherung in der Nanga Parbat Gruppe, Zeitschr. f. Gletscherkunde, Bd. 26, H. 3—4, 1939.

Penck A. Über die Denudation der Erdoberfläche, Schriften d. Vereins zur Verbreitung naturwissench. Kenntnisse, Bd. 27, Wien, 1886—1887.

Penck A. Das Endziel der Erosion und Denudation, в кн.: Verhandlungen des VIII Deutschen Geographentages zu Berlin, 1889.

Penck A. Die Morphologie der Erdoberfläche, Bd. I, Berlin, 1894.

Penck A. Die Gipfelflur der Alpen, Sitzungsber. Preuss. Akad. Wissensch., Math.-phys. Klasse, I, 1919.

Penck A. Das Antlitz der Alpen, Die Naturwissenschaften, Jg. 12, H. 47, 1924.

Penck A. Theorie der Bewegung der Strandlinie, Sitzungsber. Preuss. Akad. Wissensch. math.-phys. Klasse, XVIII—XX, 1934.

Penck A. Neue deutsche Hochgebirgsforschung, Zeitschr. Ges. Erdkunde zu Berlin, H. 7—8, 1936.

Penck W. Die morphologische Analyse. Ein Kapitel der physikalischen Geologie, Stuttgart, 1924 (Geographische Abhandlungen, 2-te Reihe, H. 2).

Philippson A. Ein Beitrag zur Erosiontheorie, Petermann's Mitteilungen, Jg. 32, 1886.

Powell J. W. Exploration of the Colorado River of the West and its tributaries, Washington, 1875.

Ramsay W. On relation between crustal movements and variations of sea-level during the late-quaternary time, especialy in Fennoscandia Bull. Comission Géologique de Finlande, № 66, 1924.

V. Richthofen F. Führer für Forschungsreisende, Hannover, 1886.

Sauramo M. The mode of the land upheavel in Fennoscandia during late-quarternary time, Bull. Comission Géologique de Finlande, № 125, 1939.

Sederholm J. J. Über die Bodenkonfiguration des Päijänne-Sees, Bull. Comission Geologique de Finlande, № 100, 1932.

Sharp R. C. Pleistocene glaciation in the Ruby-East Humboldt Range, Northeastern Nevade, Journ. Geomorphology, vol. 1, № 4, 1938.

Soergel W. Diluviale Flussverlegungen und Krustenbewegungen, Fortschritte der Geologie und Paläontologie, H. 5, 1923.

Suess E. Das Antlitz der Erde, Bd. 2. Prag u. Leipzig, 1888.
Surell A. Études sur les torrents de Hautes Alpes, t. 1—2, Paris, 1841. То же, изд. 2-е, Paris, 1872.
Thorarinsson S. Present glacier shrinkage and the eustatic changes of sea-leval, Geografiska Annaler, Bd. 22, H. 3—4, 1940.

Иностранная литература к части IV

Davis W. M. The Geographical cycle, Geogr. Journ., vol. 14, № 5, 1899.
Davis W. M. Die erklärende Beschreibung der Landformen, 2-te Aufl., Leipzig—Berlin, 1924.
Penck A. Die Morphologie der Erdoberfläche, Bd. 1, Berlin, 1894
Suess E. Das Antlitz der Erde, Bd. 1. Prag u. Leipzig, 1885.
Willis B. Principles of paleogeography, Science, vol. 18, 1910.

Иностранная литература к части VI

Davis W. M. Die erklärende Beschreibung der Landformen, 2-te Aufl, Leipzig—Berlin, 1924.
Davis W. M. Piedemont benchlands and Primärrumpfe, Bull. Geol. Soc. of America, Vol. 43, June, 1932.
Penck W., Die morphologischen Analyse. Ein Kapitel der physikalischen Geologie, Stuttgart, 1924 (Geographische Abhandlungen, 2-te Reihe, H. 2).

УКАЗАТЕЛЬ ТЕРМИНОВ

Абляция 205, 207
Абразионная поверхность 152
Абразионная теория 153
Абразионный профиль равновесия 159
Абразионный фактор 206
Абразионно-аккумулятивная платформа 128, 129
Абразионная поверхность 164
Абразионная равнина 161, 162
Абразионно-аккумулятивный профиль 181
Абразионно-аккумулятивный уровень 129—165, 186, 227
Абразия 10, 11, 37, 83, 129, 152, 153, 154, 159, 164, 310
Абсолютный возраст рельефа 231
Аккумулятивный рельеф 121—124, 241—245
Аккумуляция 10, 42, 186, 191
Аккумуляция снеговая 206, 210
Аккумуляция ледниковая 83, 209
Аккумуляция морская 164
Аккумуляция твердых осадков 210
Аллювиальные пески 214
Аномалия Буге 77, 79, 80
Аномалия силы тяжести 57, 60, 69, 71—82, 313
Антиклиза 115

Базис эрозии 166, 171, 172
Базис эрозии местный 172, 173, 183—186, 201, 225
Базис эрозии нижний 171, 172, 174
Базис денудации 136
Батиметрическая ступень 65
Береговые линии 143—148, 151
Большие складки 43, 104, 113—116, 198, 310—312
Большие формы рельефа 60

Вертикальное расчленение 34
Верхняя снеговая граница 206
Волны геоида 58, 59, 119, 129
Выровненный профиль 169

Гал. 59
Географический цикл Девиса 221, 231, 238, 301, 304—306, 310, 317
Геодепрессии 107
Геоид 10, 41, 47, 57, 58, 59, 129, 133
Геоморфологические ступени 64, 91, 111, 113, 118, 119, 124
Геоморфологические уровни 125—227, 316—318
Геоморфология больших форм 11
Геоморфология 8, 9, 22
Геоморфология общая 10, 11
Геоморфология планетарная 10, 11, 47
Геоморфология региональная 121
Геоморфология частная 10, 11
Геосинклинальная область 10, 83, 111, 115—119, 121, 122, 139, 193
Геотуморы 107
Геохимические концентры 276—281, 314
Гидрокинетические явления 137, 138
Гидротермалиты 277
Гидроэвстатический фактор 149
Гипергенные образования 283
Гипотеза горизонтального движения материков (дрифта) 84—89
Гипотеза кратеров поднятия 103
Гипотеза мобилизма 103
Гипотеза сжатия и провалов океанического дна 84
Гипсографическая кривая 10, 60, 65, 111, 113, 187
Гипсометрическая ступень 65
Гляцио-эвстатические движения 135
Гравитационный морфогенез 71, 82
Гравитационный тектогенез 71, 86
Гранитная геосфера 67

Движения вертикальные 93, 113 305, 315

Движения геократические 43, 61, 142
Движения гидрократические 43, 61, 142
Движения горизонтальные 98, 305
Движения платформ и геосинклиналей 196
Движения магматические 102—104
Движения орогенические 98
Движения радиальные 101, 102, 111, 113
Движения складчатые 98, 101
Движения тангенциальные 101, 111
Движения эвстатические 42, 135
Движения эпейрогенические (колебательные) 97, 101, 108, 115—118, 119, 121, 128, 138, 164, 209, 212, 217
Денудационный уровень 165, 204, 217, 227, 239
Денудация (денудационный процесс) 37, 100, 120, 125, 126, 136, 153, 159, 161, 162, 164, 168, 187, 189, 197, 305, 308, 309
Депрессия снеговой границы 210—213, 216
Дисимметрия Земли 52
Дифференциальный метод Пенка 308, 309, 311, 312

Закон Ога 139, 140
Земной сфероид 47, 57
Зрелость рельефа 230, 305

Изобазовая поверхность 142, 204
Изобазы 142, 145, 147
Изостазия 71, 73, 74, 86
Изостатическая компенсация 75
Изостатические движения 70, 71
Изостатическое опускание 73, 74
Изостатическое поднятие 73, 74
Изостатическое равновесие 72, 75
Изохиона 208

Колебания уровня геократические 130, 141, 142, 149
Колебания уровня гидрократические 130, 141, 142, 149
Колебания уровня гидроэвстатические 131, 132
Колебания уровня эвстатические 132, 141, 149
Колебания ёмкости 136, 137, 141, 149
Континентальный склон 88
Контракционная гипотеза 33, 101, 103, 108, 305, 314
Кора выветривания 234, 241
Коррелятные отложения 245, 251—254, 281, 310
Коэфициенты конкордантности 179
Кратогены 86
Кривая абляции 207
Кривая аккумуляции 207

Малые формы рельефа 10, 20, 245, 313, 317
Материковая платформа 64, 112, 119, 124
Материковый склон 64
Мегаантиклинал 106
Метод возрастных рубежей 242—247
Метод геоморфологический 181
Метод гидрологический 181
Метод фациальных переходов 242
Метод коррелятных отложений 247—254
Миллигал 59, 79
Молодость рельефа 230, 305
Моногляциализм 39

Нейтральная линия Корналья 156
Неокатастрофизм 262
Неоэлювий 239
Нивация 211, 217

Океан 60, 61, 62, 65, 91, 92, 120
Океан „панталасса" 87
Оливиновый слой 53
Орогены 86
Ортоэлювий 239
Остаточные поверхности 113, 187, 197, 198
„Ось равновесия" Верещагина 151
Отраженные колебания уровня 137, 141

Параэлювий 239
Пенеплен 111, 151, 153, 162, 165, 187, 188, 190, 197, 204, 240
Первый закон Фарга 182
Перманентность материков и океанов 268—270
Питающие провинции 253
Платформенные области 10, 116, 119, 124, 125, 140, 190
Пневматолиты 277, 278
Поверхности автохтонные 193, 194
Поверхности аллохтонные 193, 195
Поверхности выровненные 124, 196, 198, 199
Поверхности денудационные 154, 192—194, 197—199, 201—204
Поверхности уровенные 228
Поверхности фиксированные 283

Поверхность вершинная 196, 220, 221, 224—227
Поверхность эрозионно-аккумулятивная 194
Подводная береговая платформа 154
Подсиалический слой 53
Полигляциализм 40
Поправка на рельеф в свободном воздухе 76
Порог стока озера 150, 151
Почти-равнина 188—190, 309
Предгорная лестница 200—202, 232, 280, 301, 311, 312
Продольный профиль реки 180
Продольный профиль выровненный 185, 186
Продольный профиль невыровненный 185
Продольный профиль нормальный 180
Продольный профиль предельный 185, 186
Профиль абразионной терминанты 163
Профиль береговой платформы 154, 155, 317
Профиль конформности 180
Профиль равновесия дна подводной береговой платформы 156, 157
Профиль равновесия абразионный 159
Профиль равновесия идеальный 178
Профиль равновесия абсолютный 176, 178
Профиль равновесия приближенный 179, 180
Профиль равновесия реки 16, 20, 154, 165, 166, 170, 180, 185, 186
Профиль равновесия реки основной 176
Профиль равновесия реки предельный 166, 167, 169
Профиль равновесия реки реальный 178, 179, 180
Профиль стока 178—180, 185
Процессы абразии 151
Процессы аккумуляции 151
Процессы аллитизации 230
Процессы делювиальные 41
Процессы магматические 41, 314
Процессы тектонические 42, 307
Процессы экзогенные 11, 12, 37, 125—128, 217, 218, 227—229, 307, 308, 315, 316, 317
Процессы эрозионные 16, 95, 189
Процессы эрозионно-аккумулятивные 191
Равнины 44, 120, 188—192
Равнины абразионные 161, 162
Равнины абразионно-аккумулятивные 102—104
Равнины аградации 191
Равнины аккумулятивные 120, 188, 189, 191
Равнины деградации 191
Равнины денудационные 161, 162, 188, 191
Равнины подводные 161—163
Равнины предельные морской аккумуляции 161, 162
Равнины скульптурные 188, 189
Равнины слоевые ступенчатые 120
Равнины структурные 188, 189, 191
Равнины трансгрессивные 161, 162
Равнины эрозионно-тектонические 188
Регрессия 42, 133—135, 139, 140, 151
Рельеф аккумулятивный 44, 122—124, 241—243
Рельеф альпийский 195
Рельеф гляциальный 195
Рельеф интегральный 58
Рельеф моренный аккумулятивный 242
Рельеф скульптурный 245, 246
Рельеф структурный 122—124
Рельеф тектонический 44
Рельеф унаследованный 234
Рельеф фиксированный 232, 233, 239, 251, 314
Рельеф эрозионно-денудационный 192
Рельеф эрозионно-тектонический 122—124

Сиалическая оболочка 52, 53, 55, 61, 87, 88
Сиалический слой 52, 55, 87
Сиаль 51, 53, 66—68, 81
Сима 51, 55, 66—68, 89
Симатическая оболочка 61, 87
Синеклиза 43, 74, 106, 115
Скорость вращения Земли 50, 52, 54
Снеговая граница 204—217, 220
Солифлюкция 209
Старость рельефа 230, 231, 305
Сток реки 175—178
Ступени земного рельефа 41
Суффозия 44
Сфероид 10, 41, 47, 50, 58, 130, 134

Тектоносфера 67
Терригенно-минералогические провинции 253
Типоморфность 115
Типы береговой линии:
атлантический 144, 145
геосинклинальный 145
платформенный 145
скандинавский 144
средиземноморский 145
тихоокеанский 144, 145
Трансгрессия 42, 43, 133, 136, 139, 140, 142, 151
Туморы 105

Уровень абразионно-аккумулятивный (см. абразионно-аккумулятивный уровень)
Уровень базисный 166
Уровень верхний денудационный (см. денудационный уровень)
Уровень эрозионно-аккумулятивный 165
Формы абразионные 316
Формы водно-эрозионные 316
Формы первого порядка 60, 124
Формы второго порядка 10, 120, 124
Формы денудационные 316
Формы структурные 245
Формы эрозионные 245
Формы эрозионно-тектонические 245
Фронты 316

Хионосфера 205—207, 210

Экзогенные силы 10, 26, 315
Экзогенный фактор 126, 165, 302, 305, 309
Эндогенные силы 10, 126, 315
Эндогенный фактор 127, 165, 309
Эпейрогенез 94
Эпейрогенические движения (см. движения эпейрогенические)
Эрозионная терминанта 167, 168, 169, 185
Эрозионный профиль равновесия 166
Эрозия 10, 57, 153, 187, 197
Эрозия боковая 183
Эрозия глубинная 183, 191
Эрозия ледниковая 209, 210
Эрозия линейная 295, 309
Эрозия регрессивная 169, 182, 186
Эрозия речная 11, 22, 29—31, 33, 126, 164, 174, 175, 225
Эрозия почв 291—295

УКАЗАТЕЛЬ АВТОРОВ

Авсюк Г. А. 194, 195, 198, 322, 324
Акулов К. А. 323
Андреев Б. А. 79, 321
Андрусов Н И. 149
Аполлов Б. А. 149, 323
Арган Э. 86, 106, 107, 321
Архангельский А. Д. 73, 75, 77—79, 82, 83, 117, 121, 139, 149, 266, 271, 272, 284, 321, 325
Архангельский Н. И. 284
Асаткин Б. П. 325

Баранский Н. Н. 296
Барков А. С. 257
Батурин В. П. 253, 325
Баулинг Х. 329, 330
Башарович Л. Д. 288, 327
Башенина Н. В. 194
Башин О. 172, 330
Бек П. 216
Белоусов В. В. 83, 107, 109, 126, 251 - 254, 321, 323
Берг Л. С. 88, 90, 125, 220, 320, 321, 323, 328
Берто Х. 18, 329
Бетехтин А. Г. 285—287, 327
Билибин Ю. А. 282, 327
Богданович К. И. 212, 213, 323
Боголепов М. А. 10, 87, 103, 321
Бомон, Эли де 14, 85, 98, 99, 276, 277
Бондаренко Б. 328
Бондарчук В. Г. 11, 320
Бончковский В. Ф. 68, 69, 321
Борзов А. А. 297
Борисяк А. А. 266, 267, 269, 325
Боч Д. Г. 215
Боук В. 321
Брегман Г. Р. 150, 323
Брод И. А. 327
Брооз И. О. 289
Бубнов С. 18. 66, 90, 117, 120, 121, 266, 269, 320, 321, 325
Бунина М. В. 288, 327
Бурачек Р. А. 247, 325
Бухер В. 91, 106, 107, 329

Вадиа Д. И. 323
Варданьянц Л. А. 261, 262, 326
Варсанофьева В. А. 11, 42, 194, 200, 201, 309, 320, 321, 323
Вегенер А. 36, 50, 51, 53, 55, 66, 68, 87, 89, 133, 321, 323, с
Великанов М. А. 181, 182, 323
Верещагин Г. Ю. 150, 323
Вернадский В. И. 7, 50, 53, 61, 66, 67, 125, 130, 268, 314, 320, 321, 323, 326
Виллис Б. 89, 111, 199, 200, 269, 270, 321, 323
Воларович Г. П. 280, 327
Волин А. В. 137 295, 323, 327
Волков А. П. 285, 327
Вурм А. 330

Галилей Г. 16, 23, 166, 167
Гейм А. 27, 33, 98, 100, 206, 210, 221, 223, 224—226, 329, 330
Гельмерсен Г. 30
Герасимов А. П. 321
Герасимов И. П. 119, 149, 209, 321, 323, 324
Геттнер А. 9, 166, 169, 170, 182, 230, 301, 304, 330
Гинзбург И. И. 299, 326
Головкинский Н. 30
Гольдшмидт В. 110, 321
Горецкий Г. И. 171, 173, 289, 291, 292, 324, 327
Горский И. И. 288, 327
Горшков П. М. 321
Григорьев А. А. 10, 320, 322, 327
Грищенко М. Н. 127

Губкин И. М. 289, 327
Гумбольдт А. 25, 32, 34
Гунбина Т. Н. 297, 327
Гуссак В. Б. 294, 324, 327

Даниловский 185
Дануа Э. 141, 142, 331
Даньшин Б. М. 127, 257
Дарвин Ч. 45, 98, 133, 145, 304, 320
Девис В. 6, 8—10, 12, 13, 15, 16, 18, 19, 27, 31, 33—35, 110, 111, 129, 153, 154, 182, 185, 187, 188, 190, 197, 200, 221, 225, 229—232, 238, 280, 281, 295, 301—310, 312, 313, 315, 317, 329, 330, 332
Дели Р. 109, 322
Делонэ Ж. 14, 322
Дементьев В. А. 175, 324
Джильберт Д. 13, 15, 27, 34, 35, 36, 94—97, 101—103, 110, 329
Джонсон Д. 144, 145, 154, 159, 163, 188, 330, 331
Дик Н. Е. 257
Добровольский А. Б. 207, 330
Докучаев В. В. 13, 21, 22, 29—33, 45, 46, 94, 234, 314, 320, 322
Дубянский А. А. 127, 324
Думитрашко Н. В. 194, 199, 260, 262, 326
Дюбуа Ж. 145, 182, 330

Жирмунский А. М. 185

Зайков Б. Д. 132, 148, 324
Звонкова Т. В. 289, 290
Зенкович В. П. 155—157, 159, 161, 162, 324
Зергель В. 171, 331
Зюсс Э. 13, 18, 27, 33, 35, 42, 66, 67, 84—86, 98—101, 108, 110, 131, 133—136, 148, 187, 259, 269, 302, 305, 330, 332

Иованович П. С. 166, 175—180, 182, 185, 331

Калецкая М. С. 113, 194, 195, 198, 199, 200, 202, 322, 324
Карбасников М. Н. 324
Карпинский А. П. 13, 22, 35—37, 40, 44—46, 94, 97—110, 137, 138, 151—153, 163, 164, 190, 322, 324
Клозье Р. 170, 330
Клоос Г. 83, 104, 105, 329
Кобер Л. 67, 69, 85, 86, 90, 101, 329,
Козменко А. С. 293, 294, 327
Колосов Д. М. 199
Комаров В. Л. 89
Корнальи П. 155, 157
Коненков Д. М. 329
Коссина Э. 63, 111, 329
Коссмат Ф. 73, 89, 106, 107, 120, 329
Краснов И. И. 216
Красовский Ф. Н. 47, 48, 59, 60, 322

Криштофович А. Н. 89
Кропоткин П. А. 13, 21, 22, 27, 28, 38, 45, 92, 320
Кротов Б. П. 284, 285, 327, 328
Кузнецов С. С. 193, 194, 289, 324
Куторга С. 30

Ласкарев В. Д. 22, 320
Лахтин В. 181—184, 324
Леваковский И. 30
Леви Ф. 222, 223, 331
Левинсон-Лессинг Ф. Ю. 37, 137, 138
Лелявский 181, 182
Линдберг Г. У. 88, 322
Лихтенекер В. 202, 216, 331
Личков Б. Л. 106, 107, 114, 126, 140, 203, 258, 266, 268, 271, 288 322, 324, 326, 328
Ломакин В. В. 194
Ломоносов М. В. 21—25, 36, 45, 93, 94, 110, 205, 322
Лунгсгаузен Л. Ф. 258, 326
Ляйель Ч. 31, 45, 302, 320

Мазарович А. Н. 10, 139, 140, 266, 272, 320, 324, 326
Макавеев П. И. 324
Макеев П. С. 175, 185, 324
Марков К. К. 127, 146, 200, 242, 320, 322—324, 326, 329
Мартонн Э. 18, 102, 175, 204, 301, 322
Матвеев С. Н. 113, 194, 195, 198, 199, 202, 322, 324
Мауль О. 14, 19, 20, 102, 302, 329
Махачек Ф. 20, 107, 120, 121, 202, 213, 254, 322, 331
Мейнье А. 204, 331
Миланкович М. 55, 329, 331
Мирчинк Г. Ф. 266, 326
Михайлов А. А. 322
Моравец Р. 212, 321
Муратов М. 114, 115
Мушкетов И. В. 13, 21, 22, 25, 27, 31—35, 45, 46, 320

Наливкин Д. В. 248, 326
Неуструев С. С. 29, 234, 236, 238, 314, 326

Никитин С. Н. 13, 21, 22, 37–40, 45, 246, 257, 297, 320, 325, 326
Николаев Н. И. 6, 107, 149, 173, 262, 273, 289, 325, 326, 328
Ноэ де ля 18, 329

Обручев В. А. 46, 91, 98, 114, 259 322, 326
Обручев С. В. 199
Ог Э. 37, 139, 325
Огнев В. Н. 215
Орлов А. Я. 55, 322

Павлов А. П. 13, 37, 40–46, 61, 94, 105, 131, 138, 312, 323
Павловский Е. В. 105, 107, 194, 199, 259, 262, 322, 326
Панков А. М. 293, 328
Панов Д. Г. 11, 84, 110, 320, 323
Парийский П. П. 54, 322
Пассарге С. 20, 230, 293, 301
Пейве А. В. 114, 251, 322 326
Пенк А. 9, 10, 17–19, 31, 35, 62, 87, 107, 125, 130, 131, 133, 136, 137, 140, 166, 168–170, 182, 187, 189, 216–223, 225, 226, 245, 254, 269, 295, 302, 307, 329, 330, 331, 332
Пенк В. 6, 12, 14, 19, 43, 87, 104, 107, 114, 129, 187, 197, 199–202, 204, 210, 232, 236, 240–245, 247, 280, 283, 294, 295, 301, 302, 306, 312, 313, 315, 330–332
Пермяков Е. Н. 257, 326
Петракович Ю. А. 325
Пикеринг 53, 66, 330
Пиотровский М. В. 192, 325
Полканов А. А. 104
Поляков Б. В. 172, 173, 184, 294, 295, 325, 328
Полынов Б. Б. 29, 234, 238, 239, 314, 326
Поуэль Д. 13–15, 27, 31, 35, 95, 166, 170, 329, 331
Православлев П. А. 148, 172, 173, 329
Пустовалов Л. В. 248–250, 266, 283, 326, 328

Рамсей В. 143, 152, 331
Рейнгарт А. А. 208
Ренгартен В. П. 286, 328
Рихтер Г. Д. 298, 299, 328
Рихтгофен Ф. 25, 34, 35, 151–153, 187, 331

Саваренский Ф. П. 290, 328
Салищев К. А. 17, 20, 320
Самойлов И. В. 323
Саурамо М. 143, 331
Семенов-Тян-Шанский П. П. 13 21, 22, 25–27, 33, 45, 92, 320, 321
Скоркин А. 324
Смирнов С. С. 278
Соболев Д. Н. 258, 326
Соболев С. С. 293, 294, 328
Советов В. С. 324
Соколов Н. И. 257, 321, 322
Соколов Н. Н. 29, 321
Страхов Н. М. 239, 283, 326, 328
Сюррель А. 166, 322

Танфильев Г. И. 20, 190, 325
Тетяев М. М. 90, 91, 106, 107, 262, 323
Тилло А. А. 297, 299
Тимофеев 126
Тиндаль Д. 205, 206, 325
Тихонович Н. Н. 256, 327
Тораринсон С. 131, 332
Тужиков В. Л. 288, 327

Усов М. А. 90, 106, 107, 113, 323
Усова А. А. 282, 328

Фарг 182
Федоров Б. М. 284
Федченко А. П. 33
Ферсман А. Е. 276–278, 283, 314, 316, 328
Филиппов Ю. П. 296–299, 328
Филиппсон А. 9, 163, 166–168, 182, 185, 331
Флеров Н. К. 282, 328

Хабаков А. В. 11, 194, 233–235, 237, 238, 284, 327
Хайндс Н. 9, 11, 19, 102, 329
Хаарман Е. 43, 53, 103, 105, 107, 329
Хернандец-Пахеко Э. 146, 330
Хлопин 109
Хортон Р. 171, 330

Чернобаев И. Г. 321

Шарп Р. 216, 331
Шапю В. 330
Шатский Н. С. 43, 67, 83, 86, 89, 90, 115, 116, 119, 265–267, 323, 327
Шмидт Ф. 28, 257
Шмитхеннер 120, 330
Шокальская З. Ю. 240, 327
Шорыгина Л. Д. 236
Штауб Р. 51, 53, 66, 86, 323
Штилле Г. 261, 262

Шульц С. С. 106, 107, 113, 198, 323, 325
Шумский П. А. 206, 208, 211, 325

Щербакова Е. М. 114, 323
Щукин И. С. 8, 9. 217 321
Щукина Е. Н. 236, 239, 241, 327

Эдельштейн Я. С. 6—9, 221, 259, 321, 325, 327
Эйлер 21
Энгельн О. 11, 19. 61. 63, 120, 329
Энгельс Ф. 90, 108. 323
Эпштейн С. В. 154, 325

Яншин А. Л. 284, 328
Ярмоленко В. А. 89

ОГЛАВЛЕНИЕ

Стр.

Предисловие . . . . . 5—6

Часть I. **Вводные замечания**

Глава I. Введение. Содержание геоморфологии. . . . . 7—13
Глава II. Развитие геоморфологии за рубежом. История геоморфологии в зарубежной литературе. Геоморфология в США. Геоморфология в странах Центральной Европы. Геоморфология во Франции. Упадок геоморфологии во второй четверти нашего столетия за рубежом . . . . . 13—20
Глава III. Русская геоморфология. Общие условия развития. М. В. Ломоносов. П. П. Семенов-Тян-Шанский. П. А. Кропоткин. В. В. Докучаев. И. В. Мушкетов. А. П. Карпинский. С. Н. Никитин. А. П. Павлов. Заключение . . . . . 20—46

Часть II. **Эндогенный фактор в образовании рельефа**

Глава IV. Некоторые вопросы планетарной геоморфологии. Земля—сфероид. Идеи Ньютона и Гюйгенса. Скорость вращения и рельеф Земли. Положение оси вращения и рельеф Земли. Земля—геоид. . . . . 47—60
Глава V. Основные черты рельефа Земли. 60
1. Материки и океаны. Материки и океаны в морфометрическом отношении. Материки и океаны в геоморфологическом отношении. Геоморфологическое значение изостатического фактора. Геоморфологическое значение аномалий силы тяжести. Примеры. Структурные особенности дна океанов. Образование материков и океанов. Заключение . . . . . 60—92
2. Основные черты рельефа материков. Вертикальные (колебательные) движения. Горизонтальные (складчатые) движения. Магматические движения в геоморфологическом процессе. Большие складки. Сравнение двух гипотез рельефообразования. Возражения, сделанные Девисом Зюссу. Верхняя геоморфологическая ступень. Рельеф Земли и геологические структуры. Выводы . . . . . 62—119
3. Элементы геоморфологической классификации и районирования . . . . . 119—124

Часть III. **Геоморфологические уровни**

(Метод изучения взаимодействия эндогенных и экзогенных рельефообразующих сил)

Глава VI. Общая оценка роли экзогенного фактора и геоморфологические уровни. Количественная оценка. Геоморфологические уровни . . . . . 125—129

Глава VII. Абразионно-аккумулятивный уровень. . 129
1. Уровень водоемов и изменения рельефа Земли. Гидрократические колебания уровня. Колебания емкости. Отраженные колебания. Древние береговые линии как показатель движений поверхности земной коры. Платформенный и геосинклинальный типы древних береговых линий. Сочетание двух основных факторов: эвстатических колебаний и колебаний суши. Типы водоемов . . . . . 130 - 451
2. Абразионно-аккумулятивный уровень Представления Карпинского и Рихтгофена. Абразионная теория в годы торжества эрозионной теории. Механизм образования профиля подводной береговой платформы. Профиль равновесия дна подводной береговой платформы. Размеры прибрежных подводных равнин. Абразионно-аккумулятивный уровень и движения земной коры . . . . . 151—163
3. Заключение . . . . . 164—165
Глава VIII. Денудационный уровень. 165
1. Профиль реки. История вопроса. Основные представления. Базис эрозии. Работы советских исследователей. Представления С. П. Иовановича. Русловой процесс и профиль реки. Заключение . . . . . 165—186
2. Денудационный уровень. Историческая справка. Типы равнин. Почти-равнина Балтийского кристаллического щита. Русская равнина. Горные денудационные поверхности. Первичные и конечные остаточные поверхности. Типы деформаций денудационного уровня. Проблема множественности денудационных уровней. Изображение денудационных уровней . 187—204
Глава IX. Уровень снеговой границы. Снеговые границы и хионосфера. Факторы, определяющие положение уровня снеговой границы. Снеговая граница и колебательные движения земной коры. . . . . 204—217
Глава X. Верхний денудационный уровень и вершинная поверхность гор. Верхний денудационный уровень по А. Пенку. Критика представлений. А. Пенка Вершинная поверхность гор. Заключение . . . . . 217—227

Часть IV. Развитие рельефа

Глава XI. Возраст рельефа. 228
1. Что такое возраст рельефа? Возраст рельефа в понимании американской школы географов. Абсолютный возраст рельефа . . . . . 229—232
2. Фиксированный рельеф. Рельеф, фиксированный под корой выветривания. Значение почвенного метода в современной геоморфологии . . . . . 232—241
3. Методы определения возраста рельефа. Аккумулятивный рельеф (метод фациальных переходов; метод возрастных рубежей). Скульптурный рельеф (метод возрастных рубежей; метод коррелятных отложений) . . . . . 241—254
Глава XII. Развитие рельефа. 254
1. Примеры. Балтийский кристаллический щит, Силурийское плато. Тиман. Жигулевская возвышенность. Средне-Русская возвышенность. Средне-Днепровская низменность. Прибайкалье. Заключение . . . . . 254—261
2. Основные проблемы развития рельефа. Унаследованность. Направленность и цикличность. О так называемой перманентности материков и океанов. О современной стадии эволюции рельефа Земли. . . . . 261—272

Часть V. Основные проблемы геоморфологии и народное хозяйство Союза ССР

Геоморфология и расширение сырьевой базы тяжелой промышленности Советского Союза. Геоморфология и изучение энергетической базы. Геоморфология и дальнейшая рационализация сельского хозяйства. Геоморфология и картографирование территории СССР. . . . . 273—300

Часть VI. Заключение

Учение В. М. Девиса. Учение В. Пенка. Основные соображения автора. . . . . 302—319
Литература . . . . . 320—332
Указатель терминов 333
Указатель авторов 337

Редактор *В. С. Волынская*
Редактор карт *Г. В. Яников*
Худож. редактор *В. В. Щукина*
Переплет работы художника
А. П. Радищева
Техн. редактор *К. В. Крыночкина*

Сдано в производство 12/VIII 1947 г.
Подписано к печати 30/XII 1947 г. Печатных л. 21,5 А-12135. *Учетно-изд. л.* 22,1.
Тираж 10 000. Цена 11 руб., переплет 2 руб.
Заказ 4'55

6-я тип. треста „Полиграфкнига" ОГИЗа
при Совете Министров СССР.
Москва, 1-й Самотечный, 17.

ЗАМЕЧЕННЫЕ ОПЕЧАТКИ

Стр.	Строка	Напечатано	*Следует читать*
40	19-я снизу	1898 г.	1896 г.
55	10-я снизу	по широте	по долготе
58	13-я сверху	сфероидов	сфероида
60	10-я снизу	Во-первых	Во-вторых
62	1-я снизу	палеографическое	палеогеографическое
75	16-я сверху	экономия	аномалия
77	12-я снизу	*аномия*	аномалия
114	16-я сверху	происходило	представлялось
219	1-я снизу (в сноске)	423	4023

К. К. Марков

5377