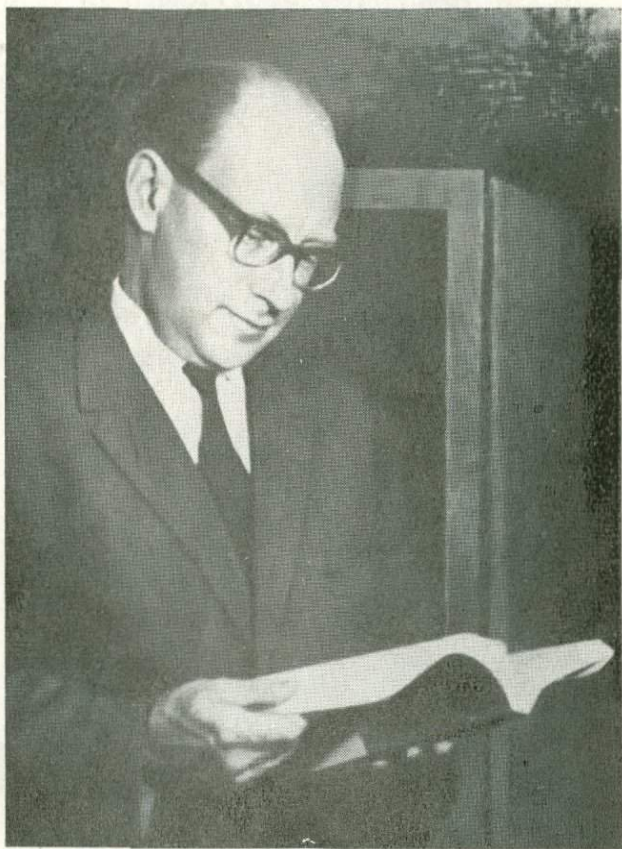


Ю. А. МЕЩЕРЯКОВ

Избранные
труды

РЕЛЬЕФ
И СОВРЕМЕННАЯ
ГЕОДИНАМИКА

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ИНСТИТУТ ГЕОГРАФИИ



ЮРИЙ АЛЕКСАНДРОВИЧ
МЕЩЕРЯКОВ
1921—1970

Ю. А. МЕЩЕРЯКОВ

Избранные
труды

РЕЛЬЕФ
И СОВРЕМЕННАЯ
ГЕОДИНАМИКА

3461



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
МОСКВА
1981



Мещеряков Ю. А. Рельеф и современная геодинамика.
М.: Наука, 1981.

Книга посвящена теоретическим и методическим аспектам морфоструктурного анализа, изучения поверхностей выравнивания и морских террас, исследования современных движений земной коры геоморфологическими методами, морфометрии и геоморфологического картирования.

Ил. 46. Табл. 8. Библиогр. 286 назв.

Ответственный редактор
академик И. П. ГЕРАСИМОВ

ПРЕДИСЛОВИЕ

В предлагаемый читателю сборник включены избранные статьи выдающегося советского ученого-геоморфолога Юрия Александровича Мещерякова, безвременно скончавшегося в расцвете своих творческих сил в 1970 г. Если бы Юрий Александрович сейчас был жив, в 1981 г. ему бы исполнилось всего 60 лет. За 25 лет своей научной деятельности Ю. А. Мещеряков опубликовал более 200 работ по наиболее актуальным проблемам современной геоморфологии. Его интересы фокусировались на трех основных проблемах: общие проблемы геоморфологии и морфоструктурный анализ рельефа, проблемы современной геодинамики рельефа и проблемы геоморфологического картирования. Именно в этих направлениях им был сделан наиболее существенный вклад в науку о рельефе земной поверхности. При составлении настоящего сборника редколлегия стремилась наиболее полно отразить общий вклад талантливого ученого, отобрав самые интересные статьи Ю. А. Мещерякова, рассеянные в разных журналах, сборниках трудов и коллективных монографиях.

Первая группа работ Ю. А. Мещерякова, помещенная в данный сборник, посвящена общим проблемам глобального геоморфологического анализа и структурной геоморфологии. Развивая выдвинутое мною в 1946 г. учение о морфоструктурах, Ю. А. Мещеряков, можно об этом говорить с уверенностью, в значительной степени способствовал упрочению и углублению этого учения как в Советском Союзе, так и за рубежом. Наиболее полно взгляды Ю. А. Мещерякова изложены в его известной монографии «Структурная геоморфология равнинных стран», изданной в 1965 г. Но и в серии его статей, выходявших начиная с 50-х годов и до его кончины, разрабатываются основы морфоструктурного анализа, блестяще изложенные им на базе изучения рельефа как земного шара в целом, так и отдельных регионов, где Ю. А. Мещеряков проводил свои исследования.

Вторая группа статей посвящена другой крупной проблеме теоретической и прикладной геоморфологии, которой Ю. А. Мещеряков успешно занимался многие годы, — проблеме геоморфологических методов изучения современной геодинамики Земли. В деле изучения современных движений земной коры Ю. А. Мещеряков не только дал ряд блестящих обобщений и разработал принципы и методы исследований «вековых движений», но он был инициатором и организатором таких исследований. Именно

в этом направлении он получил международное признание и широкую известность не только в среде геоморфологов, но и геологов, геофизиков, геодезистов. В сборник включены статьи, в которых Ю. А. Мещеряков формулирует проблему, определяет задачи исследований, показывает пути изучения современных тектонических движений, анализирует полученные результаты. Статьи эти написаны в разные годы, некоторые из них тогда, когда еще только начинались эти исследования и многое из того, о чем Ю. А. Мещеряков еще писал в порядке постановки проблемы, ныне уже сделано, изучено, разработано. И сейчас, зная итоги и результаты проведенных работ, мы с еще большим интересом вновь возвращаемся к истокам этих исследований, во многом начатых Ю. А. Мещеряковым в предлагаемых статьях.

В третью группу включены статьи по вопросам морфометрических исследований и картографирования рельефа, столь актуальных сегодня. Сборник завершается несколькими статьями, посвященными проблемам регионального геоморфологического анализа. Они прекрасно обобщены Ю. А. Мещеряковым в его книге «Рельеф СССР» (1972 г.), изданной посмертно.

Таким образом, я совершенно уверен в том, что эта книга, которой друзья и товарищи покойного автора хотят почтить память о нем, найдет широкого читателя в нашей стране и принесет большую пользу всей советской географической науке. Ведь основу научного прогресса всегда составляет всесторонняя разработка новых научных идей, обладающих большим творческим потенциалом. Во всех работах Ю. А. Мещерякова всегда содержатся научные идеи такого рода. Именно поэтому эти статьи вполне сохраняют свою научную «свежесть» и призывают к дальнейшему поиску, движению вперед.

Академик И. П. Герасимов

ОБЩИЕ ПРОБЛЕМЫ ГЕОМОРФОЛОГИИ И МОРФОСТРУКТУРНЫЙ АНАЛИЗ

ОСНОВНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ МОРФОСТРУКТУРЫ ЗЕМЛИ И ПРОБЛЕМА ИХ ПРОИСХОЖДЕНИЯ¹

Для современного естествознания характерно широкое развертывание исследований в сопредельных научных областях. Взаимопроникновение наук и образование «связующих» дисциплин проявляется и в изучении Земли, свидетельством чему служит развитие таких наук, как геофизика, геохимия, биогеохимия и др. В этом отношении показателен и большой интерес, проявляемый сейчас к вопросам, лежащим на грани геоморфологии, геофизики и структурной геологии.

В последнее время формируется особая отрасль знания, имеющая своим предметом тектонически обусловленные, преимущественно крупные элементы рельефа, изучающая связь между формами поверхности и геологическими структурами. Название этой отрасли знания еще не вполне определилось. Ее часто называют морфотектоникой или геоморфотектоникой [Личков, 1952], тектоорогеней [Бондарчук, 1946б], структурной геоморфологией [Щукин, 1952; Tricart, 1952].

Развитие структурной геоморфологии, как связующей дисциплины между геоморфологией и геологией, отвечает потребностям той и другой науки. Данные о характере рельефа в большей или меньшей степени всегда использовались для анализа геологической структуры. В настоящее время, когда в геологии (геотектонике) укрепляется тенденция ко всестороннему изучению крупных трехмерных частей земной коры, геоморфологические данные сохраняют это свое значение. Рассмотрение крупных объемных элементов земной коры, очевидно, не будет достаточно полным без анализа их внешнего, орографического выражения. Такой анализ, составляющий задачу структурной геоморфологии, несомненно послужит выявлению многих важных сторон развития земной коры.

Вопросы структурной геоморфологии в последнее время привлекают все большее внимание советских и зарубежных исследователей. Для развития идей и методов структурной геоморфологии важное значение имели работы И. П. Герасимова [1946а, б], в которых было введено понятие о морфоструктурах и указаны главнейшие типы морфоструктур, присущие территории СССР. Морфоструктурами И. П. Герасимов [1946б] называет крупные

¹ Статья опубликована в Изв. АН СССР. Сер. 5. География, 1957, № 4.

и вместе с тем совершенно целостные орографические и структурно-геологические образования, хорошо видимые на всех сводных орографических и гипсометрических картах. Морфоструктуры можно определить и как выраженные в рельефе структуры, противопоставив их погребенным или срезанным крипоструктурам (от греч. *κρυπτός* — скрытый). Изучение геоморфолого-тектонических комплексов — морфоструктур — и следует считать предметом структурной геоморфологии.

Первоочередной задачей исследований в этой области знания является разработка классификации морфоструктур, построенной на историко-генетической основе. В методическом плане представляется возможным прежде всего подразделить морфоструктуры на несколько групп по порядку величины, подобно тому, как подразделяются тектонические формы. В настоящей статье мы остановимся лишь на вопросах, связанных с изучением наиболее крупных элементов рельефа и структуры Земли — континентов и океанов, а также горных и равнинных областей². Выяснение строения и развития этих элементов рельефа и структуры относится к числу самых трудных и спорных проблем современной науки о Земле. Это обусловлено прежде всего недостатком фактических данных по истории геологического развития континентов и особенно очень большими пробелами в знаниях о геологической структуре дна океанов.

Недостаток фактических данных не повод для того, чтобы отложить рассмотрение вопросов происхождения мегарельефа Земли. Напротив, в последнее время, главным образом в геологических изданиях, появляется много работ, посвященных происхождению континентов и океанов, разворачивается оживленная дискуссия. В этой дискуссии наряду с геологическими и геофизическими материалами широко используются данные о рельефе континентов и дна океанов. С точки зрения геоморфолога, как справедливо указал Д. Г. Панов [1956], недостатком некоторых гипотез, высказываемых в ходе дискуссии, является слишком непосредственное отождествление элементов рельефа и структуры, недостаточный учет специфики развития крупных форм рельефа.

В настоящей статье мы заостряем внимание на совпадениях или, напротив, несоответствиях между различными структурными и орографическими элементами и делаем попытку наметить типы

¹ По И. П. Герасимову, наиболее крупные структурно-геоморфологические образования земной коры — континенты и океаны — выделяются в особую группу элементов геотектуры. В настоящей работе формы геотектуры и морфоструктуры объединяются под общим названием морфоструктурных элементов земной коры. Этим подчеркивается общность генезиса указанных крупных форм рельефа. Все они представляют собой выраженные в рельефе структурные элементы (различного порядка) и могут рассматриваться как комплексные геоморфолого-тектонические образования. Напомним, что термин «морфологическая структура» для обозначения самых крупных черт рельефа Земли, определяемых расположением континентов, океанов и горных цепей, употреблял А. А. Григорьев [1935].

соотношений между ними, т. е. выделить морфоструктуры. Одновременно рассматривается возможность установления эволюционных переходов между основными типами морфоструктур и высказываются некоторые соображения о закономерностях развития крупных черт рельефа Земли. При этом мы стремились наметить такие возможные решения вопросов, которые, не противореча остальным фактам, в наибольшей степени соответствовали бы геоморфологическим данным и представлениям.

Для выделения основных морфоструктурных элементов Земли необходимо установить, с одной стороны, систему геологических, а с другой — орографических подразделений земной коры и затем выяснить формы связи между ними. Решение этой задачи серьезно осложняется тем, что вопросы об основных структурных и морфологических подразделениях разработаны еще недостаточно и служат предметом дискуссии.

Обычно выделяются две группы главных геоморфологических подразделений. Одну группу составляют горные и равнинные области, другую — континентальные выступы и океанические впадины. Параллельная система подразделений существует и в геологии. Континенты и океаны нередко рассматривают в качестве не только геоморфологических, но и геотектонических элементов земной коры. Другой группой геотектонических подразделений являются платформенные и геосинклинальные области. В системе геоморфологических подразделений им отвечают равнины и горы.

Это соответствие в значительной мере условное. Взаимоотношения между всеми указанными группами подразделений в действительности более сложны и еще во многом не ясны. Как отмечалось, существенным препятствием к установлению этих взаимоотношений является, на наш взгляд, недостаточно четкое разграничение, а нередко и смещение геологических и геоморфологических категорий. Нельзя согласиться, например, с отнесением материков и океанических впадин к основным геотектоническим элементам земной коры.

Многие факты указывают, что современные материки и глубокие, обширные океанические впадины являются сравнительно молодыми образованиями, которые начали возникать лишь в конце палеозоя — начале мезозоя, а окончательно оформились, по-видимому, лишь в новейшее время, вместе с другими главными чертами современного рельефа. Земная кора является несравненно более древним образованием, возраст которого во много раз превышает возраст современных континентов и океанов. Поэтому последние нельзя считать основными историко-геологическими подразделениями литосферы. Главными геотектоническими элементами земной коры следует признать не материки и океанические впадины (так же как не современные равнины, горы и другие крупные элементы рельефа), а сиалические и симатические участки, развитие которых неразрывно связано со всей историей коры [Страхов, 1948; Магницкий, 1953]. Что касается континентов и океанических впадин, то их наряду с

равнинами, горами и прочими крупными чертами рельефа следует рассматривать в качестве основных геоморфологических (или морфоструктурных) категорий лика Земли. Это доказывается не только приведенными соображениями общего характера, но и конкретными данными анализа соотношений между структурными и геоморфологическими образованиями в различных областях. Такие соотношения рассмотрим отдельно для восточной — Тихоокеанской и западной — Индо-Атлантической частей земного шара (рис. 1).

Тихоокеанская область. Характерной чертой этой области, особенно отчетливо проявляющейся на западном (азиатско-австралийском) побережье Тихого океана, является нерезкий, постепенный, переход между континентами и океаном. Край континентов опоясан здесь гирляндами островов, разделенных впадинами, по глубине не уступающими «типичному» океану. Эту полосу взаимопроникновения континентальных и океанических элементов целесообразно выделить в особую переходную зону между континентальными выступами и океанической впадиной [Николаев, 1955].

Наличие переходной зоны имеет, на наш взгляд, большое принципиальное значение, так как свидетельствует об эволюционной, преемственной связи между океаном и материком. Анализ историко-геологических, геофизических, геоморфологических данных для Тихоокеанской области позволяет выяснить общую направленность этой эволюции. Она состоит в разрастании вторичных — сиалических участков земной коры за счет первичных — симатических ее участков. Этот процесс находит геоморфологическое выражение в разрастании континентальных массивов за счет океанических впадин. Можно наметить здесь следующий эволюционный ряд морфоструктур³:

$O\ sima \rightarrow P\ simal \rightarrow K\ sial,$ (1)

где *O sima* — океаническая впадина, симатический участок земной коры; *K sial* — континентальный массив, сиалический участок; *P simal* — переходная зона, участок земной коры промежуточного состава между *sima* и *sial*, отвечающий начальной стадии формирования сиалической оболочки.

Рассмотрим далее, какие взаимоотношения существуют в Тихоокеанской области между выделенными структурно-геоморфологическими элементами планетарного масштаба, с одной стороны, и между горными и равнинными, а также платформенными и геосинклинальными областями — с другой. Размещение равнинных и горных участков по отношению к континенту и океану в рассматриваемой области обнаруживает четко выражен-

³ В данной статье применяются краткие символические обозначения морфоструктур. В этих обозначениях всюду первым следует сокращенное наименование орографического, вторым — геолого-структурного элемента, выраженного определенным образом в рельефе.

ную зависимость. Преимущественно равнинным рельефом характеризуются, во-первых, внутренняя часть дна Тихого океана и, во-вторых, внутренние, наиболее удаленные от океана части континентов (равнины и плоскогорья Западной и Восточной Сибири, Австралии, Северной и Южной Америки). Эти «океанические» и «континентальные» равнины разделены зоной горного рельефа. Кольцо горного рельефа окаймляет Тихий океан почти на всем протяжении и включает: а) переходную зону, где горный рельеф опущен в основном ниже уровня океана (Японские острова, Меланезия и др.); б) внешние, обращенные к океану края континентов, где горный рельеф находится на более высоком гипсометрическом уровне (горы Дальнего Востока, Китая, Индокитая, Восточной Австралии, Анды, Кордильеры).

В структурном отношении горное кольцо, опоясывающее Тихий океан, представляет собой геосинклинальную зону (в том широком понимании, которое вкладывал в этот термин А. Д. Архангельский). Переходная зона между океаном и континентами отвечает ранней стадии формирования геосинклинальных структур ($ГС_1$), которую называют иногда «океанической геосинклиналью» или собственно геосинклиналью. Для обозначения океанических геосинклиналей как морфоструктурных образований в дальнейшем будем употреблять название «горно-геосинклинальная область» ($Г-ГС_1$). Горные сооружения краевых частей континентов соответствуют поздней стадии развития геосинклинальной области ($ГС_2$), которую обозначают иногда термином «складчатая зона». Для обозначения разновозрастных (преимущественно альпийских) складчатых зон будем употреблять морфоструктурное название «горно-складчатая область» ($Г-ГС_2$).

Дальнейшей, послегеосинклинальной стадии развития сиалической оболочки отвечают обширные равнинные пространства континентов — равнинно-платформенные области ($P-Pт$). Некоторыми чертами сходства с этими морфоструктурными образованиями характеризуются и равнинные области дна Тихого океана, также с относительно спокойным залеганием пород. Однако сходство это чисто внешнее. Все имеющиеся в настоящее время данные указывают на особую природу дна Тихого океана. В отличие от «вторичных» платформ континентов, развившихся на месте горно-геосинклинальных сооружений, дно Тихого океана сохраняет, по-видимому, многие черты «первичной» коры и не прошло еще геосинклинальную стадию. В свете этих данных геосинклинальная стадия эволюции земной коры выступает в качестве хотя и очень длительного, но переходного этапа от «первичного», напоминающего платформенное состояние земной коры к «вторичным» платформам. Очевидно, теперь необходимо отказаться от представления о существовании докембрийской «пангеосинклинали». Как и в современную эпоху, горно-геосинклинальное развитие переживали всегда лишь более или менее ограниченные участки земной поверхности (Магницкий, 1953).

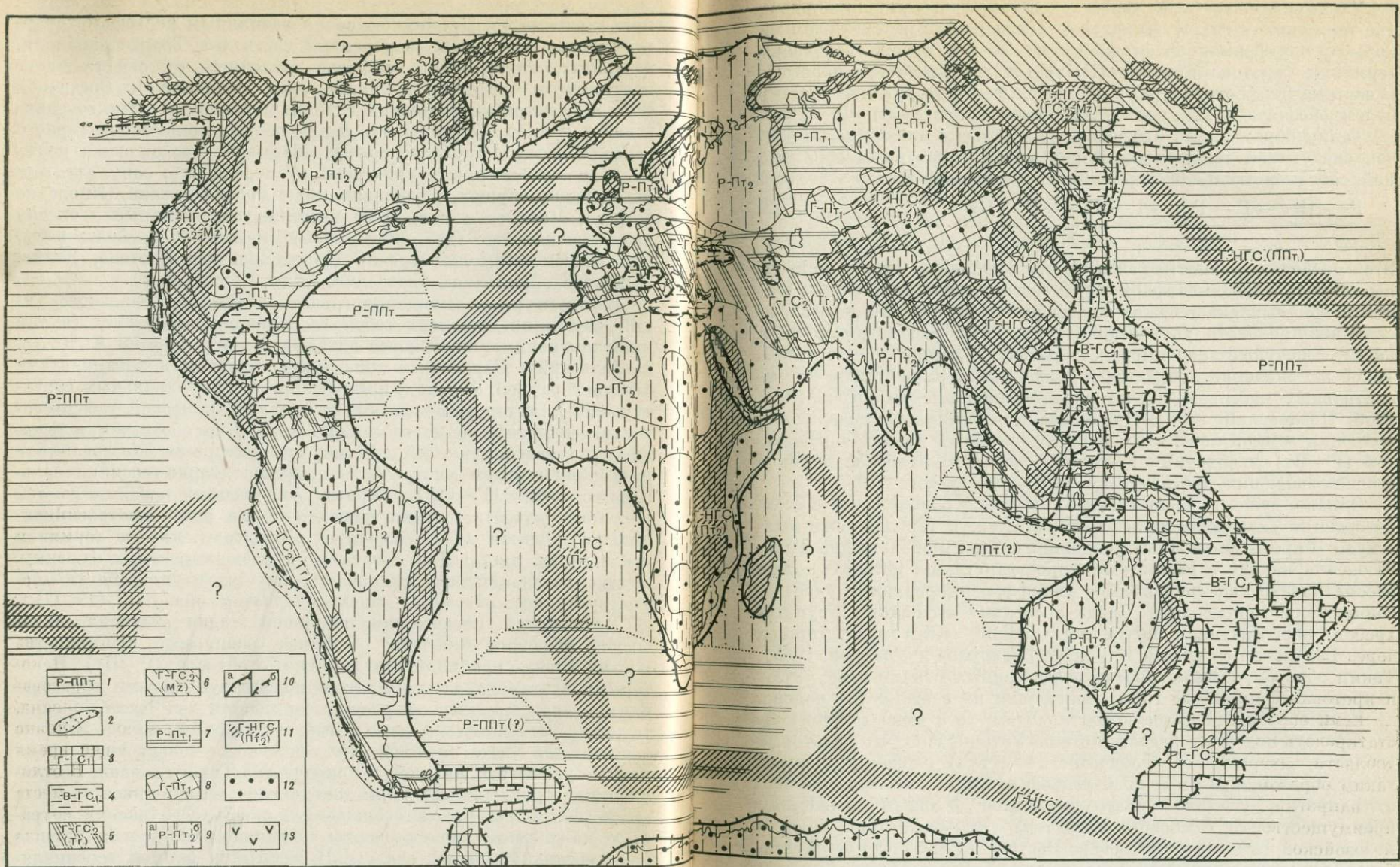


Рис. 1. Схема основных морфоструктурных элементов Земли

Элементы протоплатформенной структуры: 1 — протоплатформенные равнины. Элементы геосинклинально-платформенной структуры: 2 — глубоководные желоба; 3 — горно-геосинклинальные области (поднятые зоны); 4 — крупные впадины в пределах геосинклинальных областей; 5 — горноскладчатые области третичного возраста (межгорные понижения не выделены); 6 — горноскладчатые области мезозойского возраста; 7 — молодые платформенные равнины (эпикаледонские и эпигерцинские); 8 — остаточные горы молодых платформ; 9 — древние платформенные равнины: а — щиты; б — плиты. Элементы неогосинклинальной структуры: 10 — границы между

континентальными выступами и океаническими впадинами, а также контуры крупных впадин геосинклинального типа, испытавших разрастание и углубление в новейшее время: а — границы атлантического типа (секущая структура), б — границы тихоокеанского типа (согласная со структурами); 11 — глыбовые горы континентов и срединные хребты океанов (в скобках указано, на каких структурах развилось данное неогосинклинальное горное сооружение); 12 — высоко поднятые древние платформы (плоскогорья) и активизированные молодые платформы, с усиленной дифференциацией рельефа; 13 — области интенсивного современного поднятия Балтийского и Канадского щитов

Учитывая известные черты сходства «догеосинклинальвий» (по терминологии Н. И. Николаева, 1955) стадии развития земной коры с платформенной стадией, дно Тихого океана обозначим термином «протоплатформа» (ППт) (от греч. πρῶτος — первый). В системе морфоструктурных элементов соответствующие участки будем обозначать как протоплатформенные равнины (Р—ППт).

Таким образом, для Тихоокеанской области может быть намечен следующий эволюционный ряд морфоструктурных образований, соразмерных с платформенными равнинами:

$$\underbrace{Р — ППт}_{O\ sima} \rightarrow \underbrace{Г — ГС_1}_{II\ simal} \rightarrow \underbrace{Г — ГС_2}_{K\ sial} \rightarrow Р — Пт \quad (2)$$

Этой последовательности развития, восходящей от стадии первичных симатических платформ через геосинклинальный этап к стадии вторичных сиалических платформ, некоторые исследователи склонны придавать универсальное значение, рассматривая ее в качестве ведущей закономерности развития земной коры в целом. Такое же значение придается и тенденции к разрастанию континентальных массивов за счет океанических впадин [Кропоткин, 1956; Павловский, 1953]. При указанном понимании содержания эволюции земной коры стадию платформенных равнин континентов (Р—Пт) необходимо признать, очевидно, наиболее высокой стадией эволюции, достигнутой в настоящее время.

Однако даже в Тихоокеанской области обнаружены факты, которые не укладываются в рамки схем (1) и (2) или свидетельствуют о противоположных тенденциях. Так, в области дна Тихого океана наряду с равнинными пространствами, которые можно рассматривать как «первичные» недифференцированные участки, обнаружены горные цепи. Среди последних выделяется крупный хребет, пересекающий почти весь Тихий океан и тянущийся через Гавайские острова к Камчатке [Безруков и Удинцев, 1955]. Таким образом, помимо протоплатформенных равнин существуют и протоплатформенные горы. Положение их в схеме (2) неясно.

Если обратиться далее к континентам, то и здесь можно констатировать подобные несоответствия. Установлено, что некоторые «области завершенной складчатости»⁴ (ГС₂) эволюционировали таким образом, что их горный рельеф не только не был сглажен, а, напротив, усилился благодаря более молодым движениям преимущественно глыбового характера (глыбовые горы области мезозойской складчатости Северо-Востока СССР). С другой стороны, участки, достигшие уже стадии платформенной равнины (Тянь-Шань, Байкальская область, Китайская платформа), вновь подверглись горообразованию. Наконец, выделяется группа фактов, противоречащих представлению о разрастании континентов за счет океана. Мы имеем в виду крупные «обрушения» земной коры в краевых участках континентов, происшедшие в новейшее

⁴ Термин предложен Ю. М. Шейнманом [1955].

время и сопровождавшиеся образованием впадин Охотского, Японского, Восточно-Китайского и других морей [Линдберг, 1955; Umbgrove, 1947]. Можно думать, что основным процессом при этом являлось разрастание ранее заложенных впадин (например, для Охотского моря такую роль играла, вероятно, впадина, вытянутая вдоль восточного края Курильских островов. [Кропоткин, 1956]. Как бы то ни было, для западного побережья Тихого океана необходимо признать существование линии развития, направленной на превращение континентального массива если не в «типичный» океан, то в переходную зону.

Представляется все же, что в Тихоокеанской зоне явления, противоречащие «нормальной» схеме эволюции земной коры (2), носили характер подчиненной линии развития. В пределах континентов, окаймляющих Тихий океан, они проявились сильнее на западе, чем на востоке. Напротив, в океанической области эти противоречивые явления сильнее оказались на восточном побережье. Процесс обрушения края континента принял на востоке весьма крупные размеры, вследствие чего здесь слабее, чем на западе, выражена переходная зона и сочленение континента и океана происходит более резко. Однако как для Азиатского, так и для Американского побережий Тихого океана характерна значительная согласованность новообразованных провалов с более древними (складчатыми) структурами. Это позволило Э. Зюссу [Suess, 1883] отнести Тихоокеанское побережье целиком к одному структурно-морфологическому типу. Одну из характерных особенностей берегов тихоокеанского типа, неизвестную еще во времена Зюсса, составляют глубочайшие желоба дна океана геосинклинального облика, вытянутые вдоль подножия континентального склона.

Индо-Атлантическая область. Большая часть берегов Атлантического, Индийского, Северного Ледовитого и так называемого Южного (окаймляющего Антарктиду) океанов носит совершенно иной характер, чем берега Тихого океана. В этой части земного шара, которую мы условно будем называть Индо-Атлантической, сочленение материков и океанов отличается простотой. Вдоль материкового склона отсутствуют глубоководные желоба. Островные дуги отсутствуют; океан и материк соприкасаются непосредственно и резко; переходная зона между ними, как правило, не выражена. В свете современных данных о рельефе и структуре дна океанов представляется возможным расширить введенные Э. Зюссом понятия «тихоокеанский» и «атлантический» типы берегов и обозначать этими географическими названиями два основных типа сочленения материковых выступов и океанических впадин. Главной особенностью тихоокеанского типа сочленения материка и океана следует признать наличие переходной зоны; атлантический тип выделяется по отсутствию переходной зоны. Различия в характере сочленения материковых выступов и океанических впадин являются важными и объективными геоморфологическими свидетельствами своеобразия путей

развития рельефа и структуры земной коры в Тихоокеанской и Индо-Атлантической областях.

Вопрос о соотношениях между материками и океанами, с одной стороны, и сиалическими и симатическими участками земной зоны — с другой, в Индо-Атлантической зоне представляет значительные трудности и является дискуссионным. При выяснении указанных соотношений до последнего времени главное значение придавалось фактам, свидетельствующим, что структуры и формы рельефа Африки, Южной Америки находят непосредственное продолжение на дне Атлантического океана [Krenkel, 1925; Архангельский, 1947; Vubnoff, 1931]. На этом основании был сделан вывод, что природа Атлантического и Индийского океанов резко отлична от природы Тихого океана. В противоположность «первичному» Тихому океану, с заведомо симатическим ложем, Атлантический и Индийский океаны рассматривались как «вторичные», развившиеся на сиалической оболочке. Процесс их возникновения рисовался в следующем виде:

$K\ sial \rightarrow O\ sial.$ (3)

Представляется, что противопоставление «первичного» и «вторичных» океанов, в самых общих чертах правильное, является все же слишком схематичным и упрощает действительную картину. В самом деле, даже впадина Тихого океана, как крупная отрицательная форма рельефа, не является структурно однородной. Наряду с центральной, симатической частью, которая может рассматриваться как древняя основа океанской впадины, в своих современных очертаниях впадина Тихого океана включает участки с переходным типом строения земной коры (*simal*), а также, возможно, и с сиалическим строением (Охотское море и др.). Еще более сложной является, по-видимому, структура Атлантического и Индийского океанов.

В последнее время сейсмические исследования, проведенные в Атлантическом океане, в районе Бермудских островов и в Карибском море, показали, что по характеру строения коры эти участки приближаются не к «континентальному», как полагали раньше, а к «океаническому» (симатическому) типу [Officer, Ewing, Wuenschel, 1952]. Это повлекло за собой серьезные изменения во взглядах на сущность эволюции структуры и рельефа не только Атлантического океана, но и земной коры в целом.

В противоположность прежним представлениям о «вторичном» происхождении Атлантического океана, П. Н. Кропоткин [1956] развивает взгляд, согласно которому все океаны, а не только Тихий, являются «первичными». Все глубоководные впадины (ниже изобаты — 4000 м) он рассматривает как симатические платформы. Общая направленность эволюции земной коры, по П. Н. Кропоткину, повсеместно определяется соотношением

$O\ sima \rightarrow K\ sial.$ (4)

Нам кажется, что в подобном определении эволюции земной коры недостаточно учитываются специфические черты, отличающие Атлантический и Индийский океаны от Тихого. Вызывает сомнения возможность повсеместного отождествления чисто гипсометрических данных (глубина меньше — 4000 м) и структурных особенностей (*sima*). Опираясь на новые геофизические данные, в этих представлениях вместе с тем недостаточно учитываются прежние, твердо установленные факты, свидетельствующие о единстве структуры и рельефа многих смежных участков континентов и океанов⁵.

В. В. Белоусов [1955] стремится увязать известные ранее палеогеографические и иные данные, указывающие на относительную молодость Атлантического океана, с новыми материалами о строении его дна. Для разрешения противоречия между новыми и прежними фактами В. В. Белоусов выдвигает гипотезу «растворения» гранитного слоя при опускании участка континента на уровень океанического дна. Таким образом, предполагается, что между строением земной коры в области Тихого и Атлантического океанов существует лишь внешнее сходство. Если симатическая кора Тихоокеанской области является первичной (*sima*₁), то в Атлантической области она вторичная (*sima*₂). Развитие земной коры в Атлантической области, по В. В. Белоусову, шло следующим образом:

$$sima_1 \rightarrow K\ sial \rightarrow O\ sima_2. \quad (5)$$

Не имея оснований отрицать возможность такого процесса (механизм которого представляется, однако, неясным), мы считаем, что нет достаточного повода распространять данные, полученные в районе Бермудских островов, на всю территорию Атлантического океана. Обращают на себя внимание некоторые геоморфологические особенности этого района, выделяющие Бермудскую впадину среди других котловин Атлантического океана.

В этой связи напомним, что еще Э. Зюсс, описывая берега атлантического и тихоокеанского типов, указал, что распространение берегов последнего типа не ограничивается собственно Тихоокеанской областью, но отдельные участки берегов этого типа имеются и в других районах [Suess, 1883]. М. Неймайр [1903] привел карту распространения берегов двух указанных типов. Описывая карту, М. Неймайр отмечал, что берега тихоокеанского типа встречаются даже в области Атлантики. К тихоокеанскому типу он отнес, в частности, отрезок побережья, окай-

⁵ Такое единство подтверждается и новыми фактами. Например, работы советской Антарктической экспедиции показали, что вдоль побережья Западной и Южной Африки формы рельефа дна области материкового склона тесно связаны со структурой прилегающих частей континента. Для области предполагаемого продолжения древней платформы характерен слабо расчлененный, пологий рельеф дна. Вблизи южного окончания Африки, в области герцинской складчатости, отмечена резкая расчлененность рельефа (см.: Вести. АН СССР, 1956, № 1).

мляющий Бермудскую впадину и включающий Антильские острова. Современные данные согласуются с этим предположением. В частности, характерной особенностью района Антильских островов являются глубокие желоба, лежащие на границе океанической платформы. В целом район Антильских островов имеет облик переходной зоны между континентом и океаном, столь типичной для западного побережья Тихого океана.

Можно предположить, по аналогии с Тихоокеанской областью, что рассматриваемая переходная зона соприкасается с симатической платформой. Такое заключение полностью согласуется с упомянутыми выше сейсмическими данными о строении Бермудской впадины.

Картина строения берегов, сходная с описанной, в пределах Атлантики наблюдается еще в районе Аргентинской котловины. Бермудская и Аргентинская впадины среди крупных котловин Атлантики выделяются и своей большой глубиной. Другие котловины, в общем менее глубокие, ограничены берегами атлантического типа. На различия в структуре отдельных участков дна Атлантического океана указывают и гравиметрические материалы. Еще Ф. А. Венинг-Мейнес [1940] установил, что по своей гравитационной характеристике Бермудская впадина резко отличается от лежащей к востоку части океана (район Азорских островов).

Все изложенное позволяет, как нам кажется, высказать взгляд о неодинаковой природе различных участков дна Атлантического океана. Бермудскую и Аргентинскую котловины следует рассматривать как остатки первичных впадин, в значительной мере аналогичные (но не тождественные, хотя бы вследствие различия в размерах) центральной части Тихого океана. Прочие котловины являются вторичными и образовались при опускании материков. При этом древнейшие Бермудская и Аргентинская котловины послужили как бы основой для образования современной, выраженной в рельефе впадины Атлантического океана. Как видно, по своей морфоструктуре северная и южная половины Атлантики несколько напоминают Охотское море: это в основном наложенные (не унаследованные) впадины, возникшие, однако, путем разрастания древней котловины. Общую направленность развития земной коры в Атлантической области, согласно изложенной гипотезе⁶, можно выразить следующим образом:

$$\underbrace{O' \text{ sima}_1 \rightarrow K \text{ sial} \rightarrow O \text{ sial} + \text{ sima}_1 + \text{ sima}_2 (?)}_{\substack{A, Pz \\ Mz - Kz}}, \quad (6)$$

где O' — относительно неглубокие «океаны» или группы морей палеозоя; O — современные (мезокайнозойские) глубокие океанические впадины.

⁶ Изложенная точка зрения ближе всего согласуется с представлениями Х. Штилле [Stille, 1948], Ю. Роте [Rothé, 1954] и В. Е. Хаина [1955]. Х. Штилле и Ю. Роте указывают на структурную неоднородность и различный возраст глубоководных впадин океанов. В. Е. Хаин считает, что

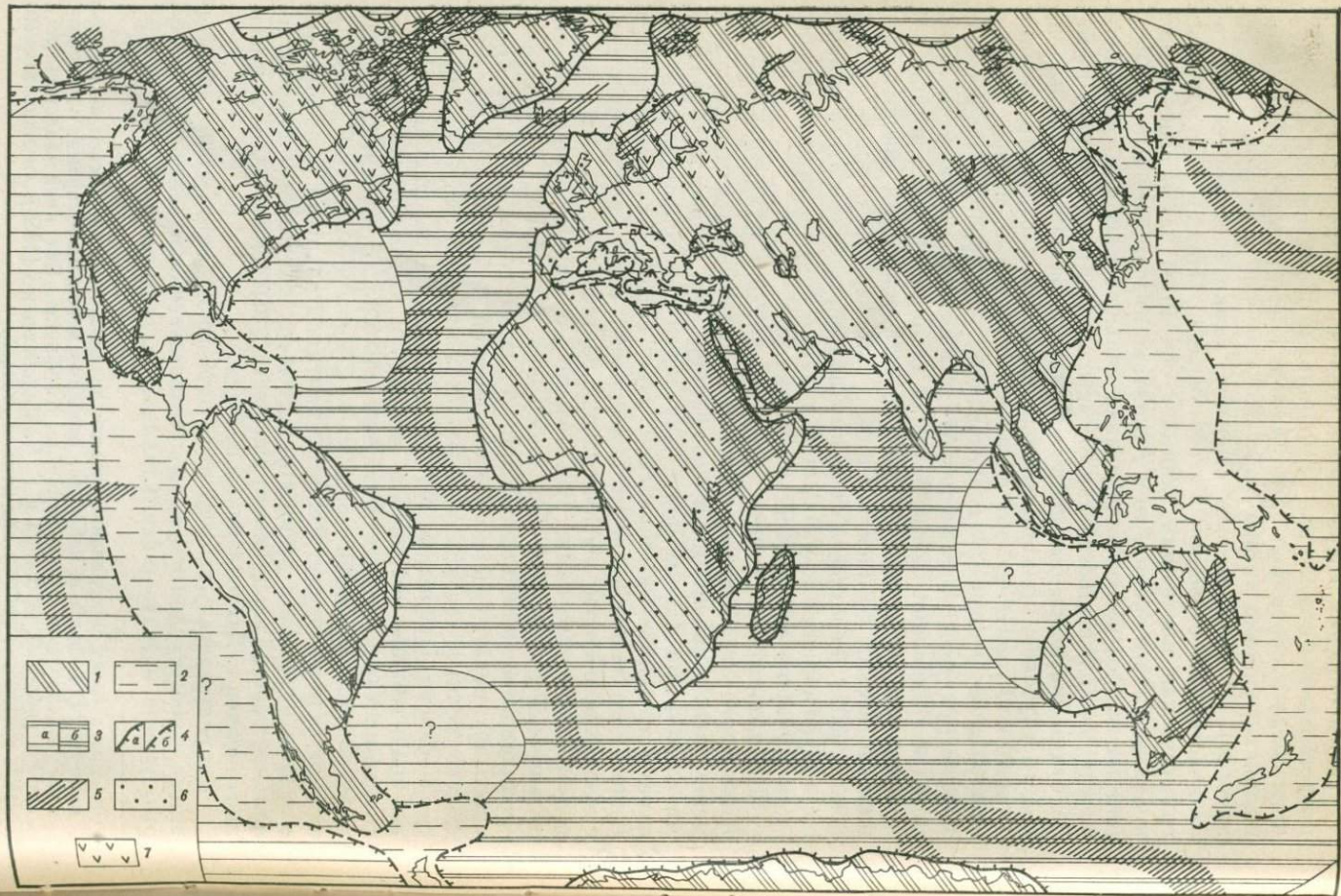
346/

Таким образом, современная впадина Атлантического океана представляется структурно-гетерогенным образованием, включающим области первичной симатической коры, сиалической коры и, возможно, участки «вторичной» симатической коры (по В. В. Белоусову). В этом смысле строение Атлантического океана не отличается от строения Тихого океана. Однако если древняя симатическая платформа занимает основную часть современной впадины Тихого океана, то в Атлантике предполагаемые древнейшие котловины имеют значительно меньшие размеры, разобщены между собой и являются как бы «выродившимися», остаточными. За этими, казалось бы, количественными различиями нельзя не видеть глубоких принципиальных различий в структуре впадин Тихого и Атлантического океанов, из которых первый должен считаться в основном унаследованной, а второй — наложенной морфоструктурой. Аналогично Атлантическому построен, по-видимому, и Индийский океан, большая (западная) часть которого — наложенная, тогда как на востоке есть основания предполагать наличие весьма древней впадины «тихоокеанского типа» [Мазарович, 1952]. Геоморфологическим подтверждением этого является приуроченность к указанной впадине берегов тихоокеанского типа и участка переходной зоны (рис. 2).

Наложённый в целом характер впадин Атлантического и Индийского океанов подтверждается анализом взаимоотношений между этими впадинами и платформенными и геосинклинальными элементами земной коры. Как видно при сопоставлении гипсометрической и тектонической карт, берега Атлантического и Индийского океанов почти повсеместно секут разновозрастные складчатые области, выраженные в рельефе как горными, так и равнинными участками. Исключение составляют лишь относительно небольшие отрезки побережья в районах Антильских, Фолклендских и Южных Сандвичевых островов, а также Зондского архипелага, где край океанической впадины соприкасается с альпийскими геосинклинальными зонами. В Индо-Атлантической области альпийские геосинклинальные зоны вообще занимают сравнительно небольшую площадь и являются как бы остаточными. Характерно, что главная альпийская геосинклинальная зона рассматриваемой области — Средиземноморско-Памирская как бы зажата между древними континентальными платформами и в этом отношении резко отличается от «окраинной» геосинклинальной зоны альпийского возраста, вытянутой вдоль краев континентов в Тихоокеанской области.

Направивается вывод, что в Индо-Атлантической области линия развития земной коры, соответствующая схеме (2), которую можно назвать геосинклинально-платформенной, уже исчер-

океаны в своих центральных частях должны были сложиться еще в докембрии. В мезозое и кайнозое, особенно в новейшее время, они испытали значительное разрастание и углубление. Эти представления развиты в работе В. Е. Хаина и Е. Е. Милановского [1956], опубликованной после окончания работы над данной статьей.



пывается. В Индо-Атлантической области особенно ясно видно, что на смену этой линии приходит новый процесс, более грандиозный по своим масштабам и имеющий другие формы проявления.

Основными орографическими и в то же время структурными формами выражения этого процесса служат океанические впадины и материковые выступы, причем первые являются, несомненно, тектонически более активными элементами. Как структурные формы, океанические впадины могут быть подразделены (хотя и с некоторыми оговорками) на унаследованные и наложенные. Как типы рельефа они являются новообразованиями.

Выделяется и другая категория структурно-морфологических образований, возникающих примерно в одно время с современными океаническими впадинами и материками и связанных с ними генетически. На наш взгляд, сюда должны быть отнесены прежде всего подводные срединные хребты, составляющие, как выясняется, характерную черту всех океанических впадин. Многими исследователями уже отмечено, что по своей морфологии, геологическому строению, особенностям вулканизма, гравитационной характеристике подводные хребты существенно отличаются от горных цепей, возникших из геосинклиналей альпийского возраста [Венинг-Мейнес, 1940; Панов, 1956; Ханн, 1955 и др.]. Вместе с тем четкая согласованность плановых очертаний всех срединных хребтов с очертаниями океанических впадин не позволяет сомневаться в том, что океаны и срединные хребты — сопряженные образования. Такое заключение подтверждают все имеющиеся (правда, еще скудные) данные о возрасте океанов и срединных хребтов. Многие исследователи полагают также, что и океаны, и подводные хребты созданы движениями в основном глыбового характера и ограничены глубинными разломами или крупными пологими флексурами, местами осложненными сбросами.

Генетически сходные с подводными хребтами и одновозрастные с ними образования представляется возможным выделить и на континентах. В литературе уже отмечалась удивительная согласованность очертаний срединного хребта Индийского океана и системы Восточно-Африканских разломов [Umbgrove, 1947]. Напомним, что на сопряженность процессов образования Атлантического и Индийского океанов и возникновения Восточно-Африканских разломов указывал еще Г. Ф. Мирчинк [1940]. К «активизированным платформам», подобным Восточно-Афри-

←

Рис. 2. Схема соотношений материков и океанов с неогеосинклинальными образованиями

1 — континентальные выступы; 2 — переходная зона; 3 — океанические впадины; 4 — первичные котловины, б — прочие участки; 5 — границы континентальных выступов и океанических впадин: а — границы атлантического типа, б — границы тихоокеанского типа; 6 — горные сооружения неогеосинклинального типа; 7 — высоко поднятые древние платформы и молодые платформы с усиленной дифференциацией рельефа; 8 — области интенсивного современного поднятия Балтийского и Канадского щитов

канской системе разломов, В. В. Белоусов [1954] относит Тянь-Шань, высочайшее Тибетское нагорье. Весьма вероятной кажется связь разнообразных «глыбовых зон» Восточной Сибири, Дальнего Востока, Китая, запада Северо-Американской платформы, Бразильского нагорья и других районов с образованием впадин Тихого и Атлантического океанов. Все эти «активизированные платформы», или «глыбовые зоны», можно рассматривать как краевые поднятия, компенсировавшие опускание океанического дна. Для объяснения происхождения этих краевых поднятий, по-видимому, невозможно обойтись без предположения о горизонтальных перемещениях подкоровых масс на границе между континентами и океанами, на что указывали А. А. Григорьев [1935], а затем — В. А. Магницкий [1953].

Современные океанические впадины и материковые выступы, а также осложняющие их горные сооружения (типа срединных хребтов океанов и разнообразных «глыбовых зон» и «активизированных платформ» континентов) мы склонны рассматривать как проявление некоторого единого процесса, который затронул в мезозое и кайнозое и особенно в новейшее время обширные участки земной коры, находившиеся на различных стадиях эволюции, согласно схеме (2). Названным элементам структуры (являющимся в то же время и морфоструктурными образованиями) представляется целесообразным дать общее обозначение, назвав их неогeosинклинальными элементами⁷. Этап развития земной коры, соответствующий возникновению этих элементов, назовем неогeosинклинальным (см. рис. 2).

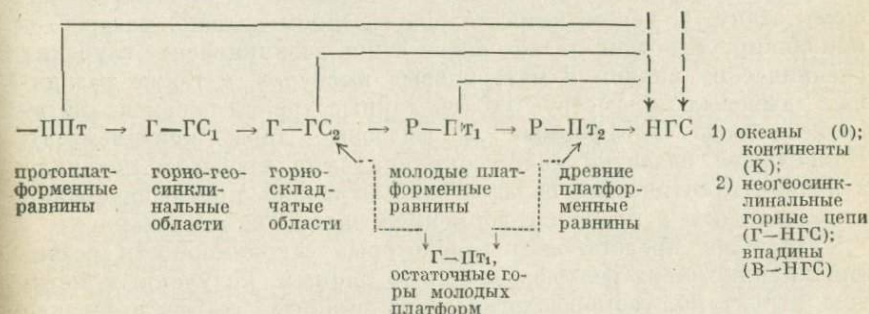
Помимо явной взаимной сопряженности в пространстве и во времени, неогeosинклинальным образованиям присущи многие другие общие черты, в частности связь с движениями глыбового типа. Наиболее общей характерной чертой преобразований, связанных с неогeosинклинальными процессами, явилось резкое противоречие с «нормальной» схемой эволюции земной коры (2). Такая противоречивость уже отмечалась для неогeosинклинальных элементов Тихоокеанской области. В еще больших масштабах несоответствие неогeosинклинальных процессов с предшествовавшими тенденциями развития земной коры проявилось в Индо-Атлантической области. Существенно также, что если в самом общем плане направленность развития земной коры с архея до конца палеозоя (в течение геосинклинально-платформенного этапа) определяется как тенденция к разрастанию участков суши (материков), то направленность неогeosинклинальных процессов в целом противоположна и состоит в разрастании океанических впадин.

В этой связи отметим, что иногда указывают на неудобство применения названий «геосинклиналь» или «неогeosинклиналь»

⁷ Термин предложен В. Е. Хаиным [1954], который употребляет его, однако, в более узком смысле, лишь по отношению к «активизированным платформам» типа Тянь-Шаня.

по отношению к Тянь-Шаню, Восточно-Африканской системе разломов и другим образованиям, поскольку опускания, столь типичные для «настоящих» геосинклиналей, не играют в их развитии главной роли. Однако рассматривая неогeosинклинальные явления в полном объеме, надо признать, что процесс опускания составляет их главнейшую, наиболее общую черту и что, таким образом, термин «неогeosинклинальный» действительно отражает преобладающий знак движений, связанных с этим процессом⁸. Заметим также, что и в развитии неогeosинклинальных горных стран опускания играют значительную роль, однако в отличие от «типичных» геосинклиналей они возникают не в начальной, а в более поздней стадии развития этих горных областей (впадины Красного моря, Больших озер Восточной Африки, Байкала и др.).

Неогeosинклинальные процессы охватили, как отмечалось, участки земной коры, находившиеся на различных стадиях эволюции. Наиболее ярко они проявились на платформах, как древних (Восточная Африка), так и молодых (Тянь-Шань), охватив также и протоплатформы (срединный хребет Тихого океана и др.). В меньшей степени они затронули альпийские складчатые зоны (Тибетско-Гималайская область) и почти совершенно не сказались на современных (позднеальпийских) геосинклиналях ГС₁. С учетом этих фактов общая схема развития земной коры (2) должна быть уточнена и примет вид:



В общей схеме развития земной коры неогeosинклинальная стадия следует непосредственно за платформенной, вследствие чего неогeosинклинальные участки во многих случаях попадают под определение «активизированная платформа» [Белоусов, 1954]. Н. И. Николаев [1955] называет неогeosинклинальную стадию «послеплатформенной». Таким образом, платформенные равнины нельзя рассматривать в качестве «конечного» этапа эволюции земной коры. Напротив, положение платформенных равнин в эволюционной цепи структур земной коры таково, что

⁸ Напомним, что А. Н. Мазарович [1952] выделял неогeosинклинальную стадию развития земной коры под названием океан-геосинклинальной стадии.

«активизацию» платформенных равнин и переход их в негеосинклинальную стадию следует расценивать как весьма закономерный путь возникновения негеосинклинальных явлений, в наибольшей степени подготовленный всем предшествующим ходом развития земной коры. Итак, в современной морфоструктуре Земли представляется возможным распознать элементы, относящиеся по крайней мере к трем последовательным этапам эволюции земной коры:

1) свидетельством наиболее древнего — протоплатформенного этапа служат симатические равнинные области дна Тихого океана и некоторые наиболее глубоководные участки дна Атлантического и Индийского океанов;

2) дальнейший, геосинклинально-платформенный этап главным содержанием имел дифференциацию «первичной» симатической коры и создание «вторичной» сиалической коры. Эта дифференциация для каждого отдельного участка земной коры начинается геосинклинальной стадией и завершается созданием сиалической платформы. Геосинклинально-платформенное развитие началось еще в архее: в Индо-Атлантической области этот процесс приходит к концу, в Тихоокеанской области — интенсивно продолжается;

3) с конца палеозоя — начала мезозоя отмечается, по-видимому, возникновение третьего, негеосинклинального этапа, по своей сущности противоречивого по отношению к предшествовавшему этапу. С негеосинклинальным этапом связано раздробление обширной поздне-палеозойской суши, возникновение глубоких океанических впадин и материковых выступов, а также различных глыбовых морфоструктур (срединные хребты океанов, «активизированные платформы» и глыбовые горы континентов). Наибольшее развитие негеосинклинальные процессы получили в Индо-Атлантической области, диаметрально противоположной по отношению к протоплатформенной части Тихого океана.

Таковыми представляются некоторые закономерности развития крупных черт рельефа Земли по данным, полученным методом структурно-геоморфологического анализа. Автор отчетливо сознает, что применение какой-либо новой методики интерпретации имеющихся данных не восполняет недостатка фактического материала. При современном уровне изученности почти всякие выводы о закономерностях строения и развития элементов мегарельефа неизбежно должны носить гипотетический характер и оставаться дискуссионными. Мы будем считать свою задачу выполненной, если дальнейшее обсуждение сделанных выводов послужит накоплению фактов в определенном направлении, а также совершенствованию методов структурно-геоморфологического анализа.

ПЛАНЕТАРНЫЕ ЧЕРТЫ РЕЛЬЕФА И ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЙ ЭТАП В РАЗВИТИИ ЗЕМЛИ¹

Самые крупные формы рельефа Земли, прежде всего материковые выступы, океанические впадины и промежуточные между ними образования до недавнего времени почти совсем выпадали из числа объектов геоморфологических исследований. Эти крупнейшие элементы геотектуры Земли принимались как «нечто данное», и причины их формирования и существующего расположения не были предметом углубленного исследования. Однако в последнее время в системе наук о Земле начала развиваться новая отрасль знания — планетарная геоморфология [Марков, 1948], или планетарная морфотектоника [Каттерфельд, 1962]. Исходным объектом исследования планетарной геоморфологии следует считать элементы геотектуры Земли [Герасимов, 1946а, 1959], а объектами дальнейших исследований — крупнейшие черты рельефа других планет солнечной системы и космических тел.

В развитии научных идей планетарной геоморфологии большая роль принадлежит советским исследователям — Б. Л. Личкову [1927, 1960], М. В. Стовасу [1951], Г. Н. Каттерфельду [1962], Я. Я. Гаккелю [1960] и другим ученым, стремящимся связать закономерности геотектуры с вращением Земли, лунно-солнечным притяжением и другими факторами общепланетарного и космического масштаба. Вопросы планетарной геоморфологии крайне трудны для изучения; в этой области пока еще очень много неясного. Тем не менее представляется возможным в порядке общего обзора результатов проведенных работ указать некоторые, достаточно очевидные закономерности и наиболее обоснованные гипотезы.

Теоретическая схема планетарной геоморфологии. Самая характерная и давно подмеченная общая черта лика Земли — это антиподальность материков и океанов. В 95 случаях из 100 один конец земного диаметра приходится на сушу, а другой — на океан. Антиподальное распределение суши и моря особенно ярко бросается в глаза при рассмотрении земного глобуса. Северному Ледовитому океану на нем противостоит материк Антарктиды, северным материкам отвечает опоясывающий Антарктиду Южный океан. Антиподами Тихого океана являются Африка и Европа. Австралии противостоит северная Атлантика. Северной Америке — Индийский океан, и только часть Южной Америки имеет антиподом сушу Юго-Восточной Азии.

Антиподальность распределения суши и моря на Земле проявляется и в еще более общем плане. Существует асимметричность северного и южного полушарий в целом, а также восточ-

¹ Статья опубликована в соавторстве с И. П. Герасимовым в кн.: Рельеф Земли. М.: Наука, 1967.

ного и западного полушарий. Северное полушарие выделяется как материковое и может быть противопоставлено южному, океаническому. Если сравнить западное и восточное полушария, то в первом, включающем Тихий океан, преобладают водные пространства, а во втором — суша.

М. В. Стюарт [1951] и Г. Н. Каттерфельд [1962] разработали представление о критических параллелях и меридианах Земли, вводя, таким образом, количественные показатели в изложенные выше закономерности расположения элементов геотектуры. Сопоставляя северное и южное полушария, на первом из них можно прежде всего выделить пояс материковых поднятий, приуроченных к широте $\varphi = 62^\circ$, называемый *эпейрогеническим кругом* (или параллелью)². В южном полушарии той же широте $\varphi = -62^\circ$ соответствует таллассогенический круг, как бы намечающий ось Южного океана. Этой широте отвечает пояс опускания. В северном полушарии широта $\varphi = 35^\circ$ выделяется как орогеническая параллель; к ней тяготеет альпийская зона горообразования. Большое значение имеют параллели $\varphi = \pm 71^\circ$; в северном полушарии — это обобщенная граница между полярным бассейном и северными материками, в южном — граница между полярным материком и опоясывающим его Южным океаном.

При сопоставлении восточного и западного полушарий выделяется критический меридиан $\lambda = 15-165^\circ$ з. д., проходящий через центры Тихого океана ($\lambda = 165^\circ$) и материка Африки ($\lambda = 15^\circ$ в. д.). Обобщенной границей между западным океаническим и восточным материковым полушариями служит большой круг $\lambda = 105$ в. д. — 75° з. д., называемый *эпейрогеническим меридианом*. Таким образом, рельеф Земли асимметричен как по отношению к плоскости экватора, так и по отношению к плоскости, проведенной через меридиан $105-75^\circ$.

Асимметричность рельефа полушарий и расположение эпейрогенических параллели и меридиана предопределили местоположение *эпейрогенических центров*, в районах которых произошло заложение древнейших «ядер роста» континентальных участков земной коры. Эти центры следующие:

- антарктический ($\varphi = -90^\circ$), или полюс южного полушария;
- африканский ($\varphi = 0^\circ$; $\lambda = 15^\circ$), или полюс восточного (материкового) полушария;
- сибирский ($\varphi = 62^\circ$; $\lambda = 105^\circ$);
- канадский ($\varphi = 62^\circ$; $\lambda = 75^\circ$);
- скандинавский ($\varphi = 62^\circ$; $\lambda = 15^\circ$);³

Очень интересно, что три последних центра приурочены к пересечениям эпейрогенической параллели северного полушария

² Названия «эпейрогенический», «таллассогенический» и «орогенический» указывают, что к этим кругам приурочено наиболее активное формирование материков, океанов и гор.

³ Скандинавский центр Г. Н. Каттерфельдом [1962] не выделяется, с чем нельзя согласиться.

($\varphi = 62^\circ$) с эпейрогеническим меридианом ($\lambda = 105 - 75^\circ$) и критическим меридианом ($\lambda = 15^\circ$). Это три самостоятельных ядра древних материков северного полушария (Азии, Северной Америки, Европы). В южном, океаническом полушарии намечаются, как видно, лишь два центра образования континентов — антарктический, местоположение которого связано с фундаментальной противоположностью северного и южного полушарий, и африканский, связанный со столь же общей противоположностью западного океанического и восточного материкового полушария. Отсутствие самостоятельных эпейрогенических центров в пределах Южной Америки и Австралии косвенно указывает на особое происхождение этих материков, возможно образовавшихся в результате раздробления некогда единого континентального массива Гондваны с древним ядром близ эпейрогенического центра ($\varphi = 0^\circ$; $\lambda = 15^\circ$). Поэтому было бы правильнее называть последний не африканским, а гондванским эпейрогеническим центром.

Из океанов самостоятельными таллассогеническими центрами обладают Тихий океан (с центром в точке $\varphi = 0^\circ$; $\lambda = 165^\circ$ з. д., т. е. в полюсе океанического западного полушария) и Северный Ледовитый океан (с центром в точке $\varphi = 90^\circ$, т. е. в Северном полюсе). К этим, первичным по своей природе, океанам должен быть присоединен и Южный океан, расположенный вдоль таллассогенической параллели $\varphi = -62^\circ$. Вместе с тем получает дополнительное обоснование вывод о вторичной природе Атлантического и Индийского океанов, расположение которых как бы нарушает планетарную закономерность эпейро- и таллассогенеза.

Противоположность между восточным (материковым) и западным (океаническим) полушариями связана, по-видимому, с общими особенностями фигуры Земли. Последняя, по А. А. Изотову [1950], представляет собой трехосный эллипсоид, причем большая ось земного эллипсоида совпадает с осью Тихий океан — Африка (критический меридиан $15 - 165^\circ$). Меридиан малой оси земного эллипсоида ($105 - 75^\circ$) соответствует границе между океаническим и материковыми полушариями. Развивая вытекающие из этих соотношений построения, Г. Н. Каттерфельд [1962] выдвинул гипотезу, согласно которой главная роль в деформации фигуры Земли и создании самых крупных черт современного рельефа принадлежала так называемым приливам твердой Земли, обусловленным лунно-солнечным притяжением. Возможно, образование спутника — Луны было переломным моментом в догеологической истории Земли. Главным следствием возникновения приливных деформаций явилось заложение впадины Тихого океана и компенсирующей ее положительной формы — материка Африки. Эти две мегаформы рельефа — впадина и выступ — являются древнейшими неровностями земной поверхности, образование которых послужило импульсом к дальнейшим усложнениям рельефа Земли.

В ходе этого процесса по периферии впадины Тихого океана образовалось компенсационное кольцо поднятий, представленное

ныне материками Евразии, Австралии, Антарктиды, Северной и Южной Америки. Г. Н. Каттерфельд называет его поясом Карпинского (по имени ученого, впервые указавшего на этот пояс). По периферии поднятия материка Африки возникли компенсационные впадины Индийского и Атлантического океанов, а также Средиземного моря. Так сложилась асимметрия западного (тихоокеанского) и восточного (африканского или индо-атлантического) полушарий, составляющих очень важную черту современного лика Земли, и были заложены основные эпейрогенические и таллассогенические центры земной поверхности, сыгравшие важную роль во всей геоморфологической эволюции Земли.

Материковые выступы и океанические впадины как основные элементы геотектуры Земли. При генерализованном рассмотрении крупных неровностей поверхности Земли возникает вопрос: в каких соотношениях находятся существующие в настоящее время массивы континентов и впадины океанов с главными элементами геологической структуры Земли? Не проявляются ли именно в морфологических особенностях и географическом расположении тел материков и впадин океанов наиболее общие закономерности земного морфогенеза? Для того чтобы глубже понять сущность этого вопроса, надо, по нашему мнению, подчеркнуть существенное различие между понятиями «океан» и «континент» в географическом (орографическом) и в структурно-геологическом отношениях [Мещеряков, 1960б; Хаин, 1964]. отождествление этих понятий противоречило бы сущности морфоструктурного анализа рельефа, в основе которого лежит тщательное изучение исторических взаимоотношений между морфологическими особенностями земной поверхности и ее геологической структурой. Современные тела континентов и впадины океанов представляют собой сложные и гетерогенные в структурном отношении образования, которые приобрели свои современные очертания в результате длительного исторического развития.

Основные геолого-структурные (геотектонические) элементы земной коры, т. е. ее крупные сиалические и симатические участки, как известно, получили в последнее время название «континентальных» и «океанических» участков [Панов, 1963; Хаин, 1964; Магницкий, 1965а]. В ходе предыдущего изложения было показано, что при анализе соотношений между бассейнами океанов и телами материков, с одной стороны, и участками земной коры океанического и континентального строения — с другой, вскрывается довольно сложная картина. Было установлено, что впадины океанов в их современных очертаниях не тождественны областям распространения коры океанического типа, а включают ряд участков континентальной коры и, таким образом, в геоструктурном отношении неоднородны. Так, Атлантический океан в своей северной части включает область с корой, близкой к континентальному типу, сравнительно недавно (в геологическом отношении) погружившуюся на уровень дна океана. Несомненно, недавнее погружение на тот же уровень испытала и область,

примыкающая к зоне Восточно-Африканских разломов и составляющая теперь западную часть дна Индийского океана. О разрастании океанических впадин и поглощении ими частей континентальной коры свидетельствуют и очертания берегов материков Африки, Южной Америки и Австралии, явно несогласные по отношению к древним геологическим структурам. Признаки разрастания океанических впадин и вовлечения в их состав чуждых континентальных участков коры отмечены и в области Тихого океана. Глубинное сейсмическое зондирование показало, что кора континентального типа присутствует в пределах большей части Охотского моря, вблизи Курильских островов под мелководными частями океана (Деменецкая, 1960; Косминская и др.)

Более того, данные по прохождению сейсмических волн подтверждают представления о глубоких различиях между «первичным» Тихим океаном и «вторичными» океанами — Индийским и Атлантическим. Выясняется, что эти океанические впадины различаются по строению не только коры, но и верхней мантии [Магницкий, 1965а]. Таким образом, геоморфологическое понятие «океаническая впадина» охватывает область с весьма различными типами глубинной геологической структуры. То же самое можно сказать и о телах континентов, в пределах которых земная кора (континентального типа) обнаруживает важные различия.

Таким образом, можно сделать важный вывод о том, что образование участков земной коры континентального и океанического типов, с одной стороны, и современных тел континентов и впадин океанов — с другой, относится к совершенно различным этапам истории развития Земли как планеты. Дифференциация земной коры на участки океанического и континентального типов началось, по-видимому, еще на очень раннем, догеологическом этапе и составило основное содержание всей геологической истории Земли [Белоусов, 1962; Хаин, 1964]. На протяжении этой истории первоначальные ядра материков и первичные впадины океанов, постепенно развиваясь и преобразуясь, обрастали структурными элементами различного типа. Из такого представления следует, что хотя заложение первичных структурных элементов земной коры относится, очевидно, к древнейшим этапам развития Земли, впадины океанов в их современных очертаниях, а также сопряженные с ними конфигурации современных материков сравнительно молоды и, по-видимому, не имели аналогов в более ранние этапы истории Земли. Такие мегаформы рельефа начали возникать и развиваться лишь на геоморфологическом этапе развития Земли, который с конца палеозоя — начала мезозоя пришел на смену геологическому, и окончательно оформились в новейшее время вместе с другими главными чертами современного рельефа. Таким образом, можно сказать, что земная кора и ее структурные подразделения, т. е. объект собственно геологического или геотектонического анализа, несравненно более древнее образование, чем современные континенты и океаны, являющиеся объектами геоморфологического анализа.

Некоторые черты развития геотектуры Земли. Для выяснения общих тенденций развития крупнейших элементов современного рельефа Земли важны следующие основные факты. В пределах современных океанических впадин, особенно в их окраинных частях, встречаются области с корой континентального или переходного типа. В пределах же более полно изученных материков кора океанического типа не была встречена и, очевидно, отсутствует. Отсюда можно заключить, что в процессе своей эволюции океанические впадины разрастались за счет материковых выступов, а не наоборот. Иначе говоря, геоморфологическая эволюция в течение последних периодов истории Земли может быть кратко представлена таким образом:

континент → океан.

Однако в аспекте общегеологической эволюции Земли историческая последовательность заложения основных типов коры оказывается иной. Океанический тип коры является в этом аспекте более ранним, близким к первичному состоянию земной коры, тогда как континентальный тип коры является вторичным и представляет собой результат длительной эволюции литосферы в течение геологического периода развития Земли. Существование такой линии эволюции подтверждается геофизическими данными, позволяющими выделить кору переходного типа, промежуточную между океанической и континентальной. В целом историко-геологическое развитие литосферы может быть представлено следующим образом:

кора океанического типа → кора переходного типа → континентальная кора.

Переходная зона между материковыми выступами и океаническими впадинами выделяется и по геоморфологическим признакам. Особенно отчетливо переходная зона выражена на западном (азиатско-австралийском) побережье Тихого океана. Край материка опоясан здесь гирляндами островов, разделенных впадинами, по глубине не уступающими впадинам ложа океана. Это — полоса взаимопроникновения континентальных и океанических элементов рельефа. В ее пределах можно проследить (в геоморфологическом выражении) весь путь последовательного превращения коры океанического типа в кору континентального типа (Удинцев, 1962, 1963). Такая последовательность отмечена следующими основными типами рельефа, составляющими единый эволюционный ряд: равнины океанических платформ (с корой океанического типа) → островные дуги, глубоководные желоба и впадины современных геосинклиналий (с корой переходного типа) → молодые складчатые и вулканические горы → равнины континентальных платформ (с корой континентального типа).

Для выявления особенностей эволюции морфоструктуры Земли большой интерес представляет анализ распространения переходной зоны, которая почти сплошным кольцом опоясывает впадину Тихого океана. В пределах же Индийского и Атлантического океанов переходная зона развита сравнительно слабо.

Здесь мы встречаемся с различием между Тихоокеанской и Индо-Атлантической областями земного шара. Для Индо-Атлантической области характерен совершенно иной тип сочленения материковых выступов и океанических впадин, чем для Тихоокеанской области. Вместо постепенного, сложного перехода от океана к материку здесь наблюдается резкий переход посредством материкового склона — геоплексуры, как бы обрубаящей края материка.

В Индо-Атлантической области в наиболее ясной форме выражена тенденция к образованию океанических впадин за счет поглощения континентальных массивов. Однако аналогичная тенденция имеет место и в Тихоокеанской области, где она вскрывается методом структурно-геоморфологического анализа. Используя этот метод, устанавливаем, что переходная зона (в геоморфологическом отношении) занимает большую площадь, чем участки земной коры переходного типа. Переходная зона включает, например, Охотское море и относительно неглубокие участки Тихого океана с корой субконтинентального типа. Это указывает на недавнее расширение океана (в географическом отношении) за счет континентального массива.

Геоморфологический этап в развитии Земли. Итак, тенденция к расширению и углублению океанов как элементов рельефа в послепалеозойское время приобрела общепланетарное значение. Эта тенденция геоморфологического развития находилась в противоречии с общей направленностью геологической эволюции литосферы (кора океанического типа → континентальная кора). Структурная неоднородность ложа океанов — свидетельство того, что океаны (в географическом отношении) возникли на относительно поздней стадии развития структуры и рельефа Земли. Эта новая стадия развития, начавшаяся с мезозоя, по своему содержанию противоречива по отношению ко всей предшествующей истории рельефа и структуры. Если главным содержанием предшествующей истории было расширение континентальных массивов, то с конца палеозоя — начала мезозоя началось раздробление массивов суши и формирование совершенно новых типов морфоструктуры Земли — глубоких океанических впадин и высоко поднятых континентальных массивов. Эту новую стадию А. Н. Мазарович [1952] называл океан-геосинклинальной стадией; Ю. А. Мещеряков [1957] предложил для нее название неогeosинклинальной стадии.

При разработке этих понятий были использованы аргументы, вполне соответствующие новейшим представлениям. Однако в настоящее время такие аргументы кажутся уже недостаточно полными, а предложенные наименования — не вполне отвечающими современным представлениям. Эти названия в лучшем случае лишь подчеркивают некоторые характерные особенности рассматриваемого этапа, причем лишь в приставке «нео» видно стремление отразить его качественно новое содержание. Напротив, введение в соответствующее определение термина «геосинклинальная»

ослабляет указание на новое качество этапа: оно скорее свидетельствует о цикличном повторении явлений, имевших место и ранее.

Вместо указанных понятий выдвигается представление о геоморфологическом этапе развития Земли, охватывающем значительную часть мезозойской эры и весь кайнозой (Герасимов, Мещеряков, 1964). Названием «геоморфологический этап» подчеркивается тот факт, что именно на протяжении данного исторического отрезка сформировались в своих главных чертах рельеф современной поверхности Земли и современное распределение на ней суши и моря. Это формирование началось с постепенного развития основных тел современных материков путем образования молодых платформ, соединивших некоторые более древние материковые ядра щитов и плит. Особенно ярким примером такого процесса является образование в конце палеозоя — начале мезозоя тела современного материка Евразии, состоявшего из Восточно-Сибирской и Русской платформ, соединенных и обросших молодыми платформами Западной Сибири, Турана, Центральной Азии и Западной Европы. Далее, развитие молодых гор и межгорных впадин мезозойского и кайнозойского орогенеза создало главные современные горные системы (система Альпы — Гималаи в Евразии, Кордильеры и Анды — в Северной и Южной Америке, восточноазиатская система мезозойского).

Наряду с разрастанием материков и усложнением их орографического строения, на геоморфологическом этапе необычайное развитие получили процессы разрастания и углубления океанических впадин за счет поглощения некоторых элементов древних материков. Особенно яркое выражение этого процесса — распад Гондваны и образование впадин Атлантического и Индийского океанов. Процесс разрастания морфологически выраженной океанической впадины и «океанизации» коры отчетливо проявился и в Тихоокеанской области. С этими процессами были связаны тектоническая активизация ряда участков суши и характерный для геоморфологического этапа эпиплатформенный орогенез — образование возрожденных гор. Эти процессы океанизации участков древней суши и тектонической активизации материков [Белоусов, 1962] были новыми, своеобразными явлениями в истории Земли. Так, в отношении орогенеза рассматриваемого типа А. Л. Яншин [1963, с. 4] справедливо указал, что «эволюция тектонических процессов привела к появлению в кайнозойское новое типа движений земной коры, с которым связаны явления эпиплатформенного орогенеза. Изучение магматизма и осадочных формаций поясов молодого эпиплатформенного горообразования свидетельствует о том, что это явление в жизни нашей планеты новое, не имевшее места в раннем мезозое, палеозое и в еще более древние времена». По-видимому, с геоморфологическим этапом следует связывать проявления принципиально новых тенденций и процессов в развитии глубоких частей коры и верхней мантии Земли [Белоусов, 1962; Хаин, 1964; Магницкий,

1965а]. Весьма вероятно (и это, очевидно, будет являться предметом последующих исследований), что важную роль в основных тенденциях и процессах геоморфологического этапа развития Земли играли явления общепланетарного характера, о которых говорилось в самом начале настоящего раздела. Сущность эволюции геотектуры в течение геоморфологического этапа заключалась в ее постепенном развитии от той теоретической схемы, которая соответствовала концу геологического периода, к той, которая соответствует современности.

Таким образом, значительная часть событий, в особенности конкретные формы развития геотектуры в течение мезо-кайнозоя, были настолько своеобразны, что дают полное основание говорить о качественной специфичности геоморфологического этапа развития Земли. Этот этап явился исторически обусловленной, особой стадией в поступательном развитии Земли, заключительным (для нашего времени) итогом длительного догеологического и геологического развития земного шара.

Именно с этой точки зрения следует рассматривать соотношения представлений о геоморфологическом этапе (Герасимов, Мещеряков, 1964) с тем кругом взглядов, которые связаны с понятиями «неотектоника» и «неотектонический этап» развития Земли [Николаев, 1962]. Введение понятия «неотектоника» в арсенал геологических и геоморфологических терминов бесспорно сыграло важную роль; это понятие уже широко применяется и будет использоваться и в дальнейшем. Более того, несомненно, что изучение неотектоники и роли неотектонических движений в образовании современного рельефа земной поверхности имело важное значение для разработки понятия о геоморфологическом этапе развития Земли. Вместе с тем нельзя считать термины «неотектоника», «неотектонический этап» эквивалентными понятию «геоморфологический этап» или перекрывающими его. По своей продолжительности геоморфологический этап, включающий весь мезо-кайнозой, выходит за рамки неотектонического (неоген-четвертичного) этапа. Для развития всего комплекса морфоструктур, характерных для современного рельефа Земли (глубочайших океанических впадин, высоко поднятых материков, возрожденных гор, высоких платформ), исторический рубеж, приходящийся на конец палеозоя — начало мезозоя, в целом имеет большее значение, чем рубеж, приуроченный к неогену. Неоген-четвертичный (неотектонический) этап для рельефа планеты в целом ознаменовался лишь новым усилением, подчеркиванием контрастов морфоструктур, возникших еще в мезозое в связи с наступлением геоморфологического этапа развития Земли.

Как видно, термин «неотектоника» более узок по содержанию, а «неотектонический этап» охватывает меньший период времени, чем «геоморфологический этап»⁴. Не следует противопоставлять

⁴ Если за тектоническими движениями неоген-четвертичного времени закрепилось название новейших движений, то движения всего геоморфоло-

Площади основных типов геотектуры и морфоструктуры суши *

| Тип геотектуры и морфоструктуры | Европа ** | | Азия | | Африка | |
|---|----------------------|-------|----------------------|-------|----------------------|-------|
| | тыс. км ² | % | тыс. км ² | % | тыс. км ² | % |
| <i>Равнинно-платформенные области</i> | 7340,0 | 70,3 | 18703,2 | 43,0 | 25343,1 | 84,1 |
| Цокольные равнины и плоскогорья древних щитов | 1239,5 | 11,9 | 1302,8 | 3,0 | 7768,0 | 25,8 |
| Равнины и плато древних плит | 3606,2 | 34,5 | 6008,1 | 13,8 | 14582,6 | 48,4 |
| Равнины, низменности и мелкосопочник молодых платформ | 1351,6 | 12,9 | 5592,2 | 12,9 | — | — |
| Кряжи и плоскогорья внутри молодых платформ | 195,0 | 1,9 | 146,3 | 0,3 | — | — |
| Краевые низменности | 834,0 | 8,0 | 4213,4 | 9,7 | 2723,2 | 9,0 |
| Вулканические плато | 113,7 | 1,1 | 1440,4 | 3,3 | 269,3 | 0,9 |
| <i>Горные (орогенические) области</i> | 3104,4 | 29,7 | 24771,8 | 57,0 | 4788,9 | 15,9 |
| Горы и нагорья областей докембрийской складчатости | — | — | 1240,1 | 2,8 | 2175,9 | 7,2 |
| Горы и нагорья областей палеозойской складчатости | 1333,5 | 12,8 | 3728,1 | 8,6 | 176,6 | 0,6 |
| Горы и нагорья областей мезозойской складчатости | — | — | 2611,2 | 6,0 | — | — |
| Горы и нагорья областей кайнозойской складчатости | 1628,1 | 15,8 | 6639,8 | 15,3 | 648,8 | 2,1 |
| Вулканические горы | 52,2 | 0,2 | 1294,0 | 3,0 | — | — |
| Вулканические нагорья и плато | — | — | 516,0 | 1,2 | 979,9 | 3,3 |
| Внутриплатформенные горы | 90,6 | 0,9 | 4613,9 | 10,6 | 807,7 | 2,7 |
| Межгорные равнины, плато | — | — | 4128,7 | 9,5 | — | — |
| <i>Всего</i> | 10444,4 | 100,0 | 43475,0 | 100,0 | 30132,0 | 100,0 |

* Таблица составлена Г. М. Беляковой (Институт географии АН СССР).

** Площадь Европы дана без учета Земли Франца-Иосифа и о-ва Шпицберген

*** Площадь Северной Америки дана без учета Гренландии.

**** В площадь суши в целом не включены территории: 1) занятые современными ледниковыми щитами: Гренландия (2176 тыс. км²), Антарктида (14 107 тыс.

| Северная Америка *** | | Южная Америка | | Австралия | | Суша в целом **** | | СССР ***** | |
|----------------------|-------|----------------------|-------|----------------------|-------|----------------------|-------|----------------------|-------|
| тыс. км ² | % | тыс. км ² | % | тыс. км ² | % | тыс. км ² | % | тыс. км ² | % |
| 13457,6 | 61,0 | 13589,2 | 76,6 | 6626,7 | 73,8 | 85059,8 | 64,0 | 14415,5 | 66,0 |
| 5064,2 | 23,0 | 3303,1 | 18,6 | 3316,5 | 37,0 | 21994,1 | 16,6 | 603,9 | 2,8 |
| 6354,9 | 28,8 | 8490,4 | 47,8 | 2180,6 | 24,3 | 41222,8 | 31,0 | 5583,1 | 25,5 |
| — | — | 527,6 | 3,0 | — | — | 7471,4 | 5,6 | 5701,1 | 26,1 |
| — | — | — | — | — | — | 341,3 | 0,3 | 146,3 | 0,7 |
| 2038,5 | 9,2 | 580,8 | 3,3 | 1063,5 | 11,8 | 11453,4 | 8,6 | 1572,4 | 7,2 |
| — | — | 687,3 | 3,9 | 66,1 | 0,7 | 2576,8 | 1,9 | 808,7 | 3,7 |
| 8594,4 | 39,0 | 4167,8 | 23,4 | 2344,3 | 26,2 | 47771,6 | 36,0 | 7447,9 | 34,0 |
| 384,7 | 1,7 | 603,0 | 3,4 | — | — | 4403,7 | 3,3 | 2259,8 | 10,3 |
| 935,9 | 4,3 | 589,7 | 3,3 | 909,4 | 10,1 | 7673,2 | 5,8 | 924,3 | 4,2 |
| 5175,4 | 23,5 | 102,0 | 0,6 | — | — | 7888,6 | 6,0 | 1509,7 | 6,9 |
| 953,1 | 4,3 | 2615,9 | 14,7 | 903,1 | 10,1 | 13388,8 | 10,1 | 747,0 | 3,4 |
| 286,3 | 1,3 | — | — | — | — | 1632,5 | 1,2 | 794,8 | 3,6 |
| 859,0 | 3,9 | 257,2 | 1,4 | 176,2 | 2,0 | 2788,3 | 2,1 | — | — |
| — | — | — | — | 355,6 | 4,0 | 5867,8 | 4,4 | 1173,8 | 5,4 |
| — | — | — | — | — | — | 4128,7 | 3,1 | 38,5 | 0,2 |
| 22052,0 | 100,0 | 17757,0 | 100,0 | 8971,0 | 100,0 | 132831,4 | 100,0 | 21863,4 | 100,0 |

км²); 2) о-в Шпицберген (62,1 тыс. км²) и Земля Франца-Иосифа (16,5 тыс. км²). Всего 16 361,6 тыс. км².

***** Площадь СССР дана без учета площадей Азовского, Белого, Каспийского морей и Земли Франца-Иосифа.

пути геоморфологической (морфоструктурной) эволюции. Процессы образования возрожденных гор Н. И. Николаев [1962] считает признаком послеплатформенной стадии развития земной коры. Не случайно эти процессы, охватывая платформы разного возраста, самое типичное выражение получают все-таки на древних щитах. В наиболее грандиозных масштабах послеплатформенная орогеническая стадия проявилась в области Восточно-Африканских разломов, т. е. в пределах территории, которая в геоструктурном отношении является древним щитом.

По сравнению с молодыми платформами древние платформы имеют значительно более однообразный облик рельефа на всей площади. Поэтому каждая равнинная страна, сформированная в пределах древних платформ, представляет собой как бы единый, хотя и сложный уровень, гипсометрическое положение которого выразительно характеризует показатель средней высоты. Например, средняя высота Русской равнины 141 м, Среднесибирского плато — 480 м. Принципиально важное значение имеет подразделение древних платформ на низкие (средневысотные), типа Русской и Северо-Американской платформ, и высокие (плато), типа Восточно-Сибирской, Африканской, Бразильской платформ [Мещеряков, 1960б]. Для молодых платформ, с их более дифференцированным рельефом, такое подразделение не может быть проведено.

Отмеченная особенность отражает различия в характере тектонических движений молодых и древних платформ. Очевидно, молодым платформам свойственна значительно большая дифференцированность движений, чем древним. Таким образом, сравнение платформенных равнин разного возраста указывает на общую направленность их эволюции, суть которой состоит в постепенной консолидации, т. е. ослаблении дифференцированных движений отдельных блоков и нарастании тенденции к общим поднятиям или опусканиям обширных областей. Платформенная равнина, как целостный морфоструктурный элемент, обладающий значительным единством амплитуд и знака тектонических движений, складывается не сразу, а лишь на определенном этапе развития.

О том, что консолидированная (древняя) платформенная равнина испытывает поднятия и опускания как единое целое, свидетельствуют многие факты. Наиболее ярким среди них является поразительная выдержанность высот поверхностей выравнивания (обычно полигенетических) в пределах обширных пространств платформенных равнин [Мещеряков, 1963, 1965; Premier rapport... 1956; King, 1950, 1962]. Убедительным свидетельством общих опусканий или поднятий древних платформ служит также характер их границ. Платформенные равнины на значительных протяжениях ограничены геофлексурами. К их числу относятся прежде всего так называемые континентальные флексуры [Буркар, 1953], ограничивающие Африканскую, Бразильскую, Индийскую и другие платформенные равнины. Выделяются также внутриконтинентальные флексуры, осложненные

разломами [Кайё, 1959; Бондарчук, 1961] и разделяющие смежные равнины различного гипсометрического уровня (Енисейская геофлексура и др.).

Границы между древними и молодыми платформами не всегда выражены в рельефе, особенно на участках, охваченных новейшими опусканиями (например, в пределах Прикаспийской, Примексиканской и других краевых низменностей). Однако многие особенности рельефа и новейших движений земной коры дают основания выделять на геоморфологических картах мира и материков древние и молодые платформы как самостоятельные геотектуры.

В пределах молодых платформ господствуют прямые морфоструктуры, тесно связанные с рельефом и структурой складчатого фундамента и унаследованно отражающие движения последнего. Крупные положительные формы рельефа отвечают выходам или подземным выступам фундамента, отрицательные формы — глубоким прогибам. Лишь на отдельных участках молодых платформ, вовлеченных в поднятия смежных горных сооружений, встречаются обращенные морфоструктуры, несогласные с тектоническими элементами фундамента; в верхних горизонтах осадочного чехла такие наложенные морфоструктуры обычно выражены как антеклизы или синеклизы (Васюганский вал в Западной Сибири, вал Уильд — в Западной Европе).

Глубинное строение морфоструктур древних платформ более сложно. В пределах Русской, Среднесибирской, Северо-Американской платформ отчетливо выделяются краевые и внутренние зоны. В краевых зонах древних платформ, как и на молодых платформах, господствуют прямые морфоструктуры, что обусловлено большой дифференцированностью и унаследованным характером движений блоков фундамента при общей тенденции к погружению. Внутренние части древних платформ представляют собой области распространения несогласных морфоструктур. Возникновение их связано с перестройкой плана тектонических движений в мезо-кайнозойе на фоне развития общей тенденции к сводовому поднятию.

Анализ глубинного строения крупных форм рельефа подкрепляет вывод, что молодые и древние платформенные равнины можно рассматривать как звенья общего процесса направленной эволюции морфоструктуры платформ. Очевидно, сущность этой эволюции состоит в том, что на первой стадии развития платформ образуются крупные формы рельефа, в значительной мере унаследованные от предшествовавшей геосинклинальной стадии. Развитие таких форм происходит под влиянием дифференцированных унаследованных движений. В дальнейшем, при переходе к следующей стадии эволюции, развивается общее сводовое поднятие, дифференцированные подвижки сглаживаются, большое рельефообразующее значение приобретают неунаследованные тектонические деформации, импульсы к возникновению которых оказываются общими и для платформ и для смежных складча-

тых зон (перестройка морфоструктуры Русской платформы по Волжско-Эльбрусской геофлексуре).

В пределах щитов сложная обращенная морфоструктура древних плит сменяется относительно простой прямой морфоструктурой, которой характеризуются и платформенные равнины южного полушария. Однако трудно сказать, можно ли не в чисто морфологическом, а в историческом аспекте отождествлять прямой рельеф щитов северного полушария с прямым рельефом гондванских платформ. Если прямой рельеф Балтийского и Канадского щитов возник, по всей вероятности, после денудации осадочного покрова, имевшего обращенную морфоструктуру, то не исключено, что на гондванских платформах прямой рельеф является очень древним и существует со времени образования этих платформенных равнин. Согласно Ф. Дикси [1959], особенностью ряда впадин (синеклиз) Африки является их постоянство с докембрия. По мнению Ю. Шейнманна (см. [Дикси, 1959]), такое постоянство структур и рельефа обусловлено тем, что Африканская платформа огромна и на ее центральные части почти не распространились воздействия активных складчатых зон. В этом существенное отличие Африканской платформы от Русской и Северо-Американской, значительная часть которых всегда находилась в зоне влияния активных геосинклиналей, а смена эпох складчатости приводила к перестройкам морфоструктурного плана этих великих равнин северного полушария.

ГОРНЫЕ (ОРОГЕНИЧЕСКИЕ) ОБЛАСТИ

Горные сооружения орогенических поясов занимают около 36% площади суши; они подразделяются на две основные историко-генетические группы: молодые, или первичные (эпигеосинклинальные) горы и возрожденные, или вторичные (эпиплатформенные) горы. Области молодых гор занимают 41% общей площади гор, а области возрожденных гор 59%.

Молодые горы области кайнозойской складчатости подразделяют на две категории, соответствующие разным стадиям их морфоструктурной эволюции. Более ранней — горно-геосинклинальной стадии отвечают горные сооружения, приуроченные в основном к переходной зоне между океаническими впадинами и континентальными выступами. Это — участки земной коры, в которых в современную эпоху происходит активный процесс превращения коры океанического типа в континентальную кору. Характернейшими геологическими выражениями этого процесса служат мощное накопление осадочных толщ и интенсивное обогащение верхних частей земной коры глубинным веществом. В морфоструктурном отношении процесс превращения коры океанического типа в континентальную выражается образованием систем островных дуг с насаженными на них вулканами и глубокими геосинклинальными впадинами. В наиболее характерном виде горные сооружения данного типа проявляются в зоне, окаймляю-

щей Тихоокеанскую впадину. В морфоструктурном отношении вся эта зона характеризуется почти полным соответствием рельефа и элементов геоструктуры. Крупные антиклинальные элементы находят выражение в виде горных цепей, островных дуг. Геосинклинальные прогибы отвечают глубоководным впадинам.

Дальнейшей стадии эволюции рельефа и структуры отвечают горно-складчатые сооружения, наиболее ярко представленные в современном рельефе альпийским поясом. В этом поясе в течение кайнозоя произошло «замыкание» геосинклинали Тетиса, проявились интенсивнейшие процессы складкообразования и орогенеза.

Характер горообразования в альпийском поясе существенно отличается от такового в современном геосинклинальном поясе. В поясе, охватывающем Индонезию, Японские острова, Курило-Камчатскую область, горообразование происходит на сравнительно низком гипсометрическом уровне, как бы промежуточном между уровнями дна океанов и материков. Курильские, Японские, Филиппинские и другие острова современных геосинклиналей — лишь вершины горных цепей, основания которых лежат глубоко под уровнем океана. Альпийские горно-складчатые сооружения сформированы на более высоком, уже чисто континентальном уровне. Это изменение уровня горообразования является геоморфологическим свидетельством того, что в альпийском поясе процесс преобразования коры океанического типа в континентальную уже в основном завершен. Напоминанием о недавно пройденной стадии такого превращения служат лишь впадины Средиземного, Черного морей, Южного Каспия, которые по геоморфологическим особенностям и строению земной коры близки к впадинам переходной зоны между океанами и материками.

Более сложная, чем в современной геосинклинальной области, предыстория горных сооружений области альпийской складчатости наложила отпечаток на их морфоструктуру. Последняя определяется структурными элементами не только складчатого, но и складчато-глыбового типа, особенно в центральных частях альпийских горных сооружений, где нередко выходят на поверхность древние ядра, сложенные кристаллическими породами. Соотношения между структурными элементами и основными чертами орографии здесь в основном прямые, но с несколько большими отклонениями от идеального соответствия, чем в пределах современных геосинклиналей. Более сложную историю пережила и речная сеть, в строении которой имеются следы недавних перестроек, связанных с тектоническими деформациями складчатой зоны. Среди этих деформаций особое значение приобретают поднятия и прогибы, поперечные к общему простиранию складчатой зоны. Являясь, по-видимому, связанными с разломами (геофлексурами) глубокого заложения, поперечные поднятия распространяются и на соседние равнинно-платформенные области, оказывая большое влияние на морфоструктуру последних.

Таким образом, намечается единая линия направленной эволюции, последовательным стадиям которой отвечают следующие

морфоструктурные типы: горно-геосинклинальные сооружения → горно-складчатые сооружения → молодые платформенные равнины → древние платформенные равнины → древние щиты. Эту линию развития назовем геосинклинально-платформенной.

Возрожденные, или эпиплатформенные, горы, составляющие характернейший элемент современной морфоструктуры Земли, не укладываются в приведенный выше эволюционный ряд.

Образование возрожденных гор охватило значительные пространства платформ: около 14% площади древних платформ и около 52% площади молодых платформ, результатом чего в одних случаях было полное возрождение (или, точнее, новообразование) горных цепей, а в других — омоложение существовавшего дряхлого горного рельефа. Процессы нового орогенеза геоморфологического этапа на материках сказались не только в пределах равнинно-платформенных областей, но отразились и на облике молодых альпийских горных цепей. Так, например, исключительно большую приподнятость Гималайско-Тибетско-Памирского горного узла, по-видимому, следует объяснить сочетанием или наложением поднятий, связанных с альпийским орогенезом, или поднятий, связанных с качественно новым орогенезом, причем возможно, что источники этих движений различны. Используя классификацию Н. И. Николаева [1962], можно предполагать сочетание подкорковых и планетарных движений.

Возрожденные горы представляется целесообразным подразделять по возрасту складчатого пояса, в пределах которого имел место позднейший орогенез. Такое подразделение является в настоящее время дискуссионным. С. С. Шульц [1958] обратил внимание на то, что по интенсивности новейших движений и вместе с тем по облику рельефа смежные районы альпийской горной области Памира и области возрожденных гор Тянь-Шаня весьма близки между собой, и, таким образом, предьстория, казалось бы, не оказывает существенного влияния на характер современных областей горообразования, которые С. С. Шульц рассматривает в качестве особых структурных элементов земной коры.

Н. И. Николаев [1962], сравнивая молодые альпийские горы и Тянь-Шань, пришел к иному выводу. Для альпийской области он отмечает относительно меньшую приподнятость палеозойского фундамента, менее широкое проявление разрывных форм, совершенно иной тектонический план, интенсивное проявление вулканизма, особое строение земной коры и большую глубину поверхности Мохоровичича. Н. И. Николаев указывает, что и проявления новейшей тектоники в зоне альпийской складчатости юга СССР (Кавказ, Копетдаг, Памир) принципиально отличаются от ее проявлений на прилегающих участках зоны палеозойской складчатости (Тянь-Шань и др.). Отличия выражаются не только в принципиально различной истории, предшествовавшей неотектоническому этапу, но и в характере магматизма, накопления неоген-четвертичных отложений в их фациях и мощностях,

в интенсивности и градиентах новейших движений, в относительном значении разломов и складчатых форм новейшей тектоники. Н. И. Николаев приходит к заключению, что области современного горообразования представлены разнообразными типами гор с разной историей развития, с разными новейшими структурными формами поднятий и прогибов и не соглашается с С. С. Шульцем [1958], не видящим этих различий.

К аргументам, приводимым Н. И. Николаевым, следует добавить ряд чисто геоморфологических и морфоструктурных признаков, указывающих на важность учета возраста складчатой области, в пределах которой произошло возрожденное (вторичное) горообразование. Сравнивая молодые и возрожденные горы, мы прежде всего отмечаем такую черту возрожденных гор, как широкое распространение древних поверхностей выравнивания — высоко поднятых пенеппенов, унаследованных от предшествовавшей платформенно-равнинной стадии. Сырты Тянь-Шаня, исходные денудационные поверхности Восточного и Западного Саянов, Алтая составляют специфическую особенность этих возрожденных гор, резко отличающую их от молодых гор Кавказа, Альп и Карпат.

Систематическое сопоставление возрожденных гор позволило И. П. Герасимову [1959] убедительно показать, как в складчатых областях разного возраста изменяются соотношения между орографическим планом, строением гидросети и геоструктурой складчатой области. Возрожденные горы области мезозойской складчатости отличаются сравнительно простыми соотношениями крупных черт рельефа, гидрографии и геоструктурных элементов и тем самым приближаются к молодым альпийским горным сооружениям. Более сложны эти соотношения в областях палеозойской (герцинской и каледонской) складчатости; еще сложнее, в целом, они в областях докембрийской складчатости, претерпевших наиболее сложный и длительный путь развития. С изменением возраста складчатой области закономерно изменяется степень участия глыбовых и складчатых движений в образовании горных сооружений. Чем моложе складчатость субстрата, тем большую роль в образовании горных поднятий играют волновые движения типа больших складок и тем меньше относительное значение глыбовых движений. Крайние члены в последовательном ряду горных сооружений представлены, с одной стороны, современными геосинклиналями, где господствуют складчатые деформации пластичного субстрата, а с другой — возрожденными горами областей докембрийской складчатости, сформированными в основном глыбовыми движениями отдельных блоков жесткого субстрата.

Неучет возраста складчатого субстрата привел бы к тому, что на геоморфологических картах затушевалась бы важная особенность возрожденных гор, состоящая в их структурной гетерогенности. Она особенно характерна для гор, возрожденных в пределах более древних складчатых областей под влиянием позднейших глыбовых движений по разломам, нередко секущим

древние структуры, и объединяющих в целостные блоки разновозрастные складчатые комплексы. Например, Алтае-Саянская горная система включает герцинские, каледонские и даже рифейские складчатые структуры. Скалистые горы объединяют область мезозойской складчатости и область древней платформы.

О ПРОИСХОЖДЕНИИ ВЫСОКИХ ПЛАТФОРМ И ВОЗРОЖДЕННЫХ ГОР

Выдвинутое и развитое советскими учеными [Белоусов, 1954, 1962; Хаин, 1962; Яншин, 1963] понятие об активизированных платформах и возрожденных (эпиплатформенных) горных поясах является весьма плодотворным. Активизированные участки разновозрастных платформ могут быть выделены на всех материках.

Наряду с понятием о возрожденных горах для характеристики современного рельефа суши имеет значение подразделение платформенных равнин на высокие и низкие [Мещеряков, 1957, 1960б]. Высокие и низкие равнины — основные морфоструктурные типы платформенного рельефа, отчетливо различающиеся по внешнему облику и динамике развития поверхности, по характеру тектонических движений в последние этапы геологической истории, по комплексам полезных ископаемых и многим другим признакам.

В свете анализа геоморфологических особенностей материков может быть развит вывод о связи возрожденных гор и высоких платформ [Мещеряков, 1957, 1965]. Эти два типа морфоструктур закономерно сочетаются и вместе определяют такие характернейшие черты современного рельефа суши, как общая гипсометрическая приподнятость, глубокая расчлененность, сложность строения поверхности. Возрожденные горы и высокие платформы занимают соответственно около 20 и 30% площади материков, что в сумме составляет примерно половину общего пространства суши.

Как возрожденные горы, так и высокие платформы возникли в мезо-кайнозойе на разновозрастных структурах. Выше отмечалось, что возрожденные горы охватывают области и докембрийской, и палеозойской, и мезозойской складчатости, причем массивы возрожденных гор нередко гетерогенны в структурном отношении (Алтае-Саянская горная система, Скалистые горы). Аналогичные выводы могут быть сделаны и по отношению к высоким платформам. Дифференциацию платформ на высокие и низкие, происшедшую в мезо-кайнозойе, нельзя связывать с возрастом их складчатого основания. Русская и Восточно-Сибирская платформы имеют примерно одинаковый — докембрийский возраст складчатого основания. Однако Русская платформа относится к категории низких (средневысотных) равнин, тогда как Восточно-Сибирская платформа представляет собой высокое плато. Западный край Северо-Американской платформы — Великие равнины — поднимается выше 1000 м и должен быть отнесен к категории высоких равнин, причем эта морфоструктура имеет гете-

рогенный характер: ее большая, северная часть принадлежит древней платформе, а южная охватывает молодую платформу. В целом распределение возрожденных гор и высоких равнин не обнаруживает прямой связи с геосинклинально-платформенной линией эволюции рельефа и структуры.

Закономерности размещения высоких равнин и возрожденных гор подводят к пониманию их происхождения. Возникновение высоких платформ и возрожденных гор связывается с особым этапом развития структуры и рельефа Земли. На территории СССР возрожденные горы и высокие платформы приурочены в основном к восточной части страны. Эту закономерность следует рассматривать на фоне различий в характере рельефа и тектоники востока и запада Евразии в целом. Восточная часть Евразии — тектонически более подвижная, более приподнятая. В ее пределах расположены высочайшие горные узлы не только этого материка, но и всего земного шара (Памир, Гималаи, Тибет). В направлении на запад происходит снижение высоты горных цепей (Кавказ, Альпы), возрастание роли межгорных «овалов оседания», ослабление сейсмичности (Альпы). Все эти особенности представляется возможным связать с нахождением восточной части Евразии в зоне влияния Тихоокеанской впадины. Аналогичные соотношения наблюдаются и на Северо-Американском материке. В восточной, приатлантической части Северной Америки расположены сравнительно невысокие горные хребты и низкие равнины. Западная часть материка, принадлежащая к зоне влияния Тихого океана, высоко приподнята. Расположенные здесь Скалистые горы — типичный пример возрожденных гор. К ним примыкает поднятый западный край Северо-Американской платформы — Великие равнины.

Как видно, распределение возрожденных гор и высоких платформ в северном полушарии, не обнаруживая в целом отчетливой связи с размещением разновозрастных складчатых зон, связывается с более общими чертами морфоструктуры Земли планетарного порядка и прежде всего с распределением материков и океанов. Можно предполагать, что активизация платформ и вторичный орогенез, интенсивные общие поднятия частей материков в зоне влияния Тихого океана были компенсационными и вызывались прогрессивным углублением и расширением этой самой грандиозной впадины Земли и сопутствующим подтоком вещества верхней мантии под материк. Пользуясь термином, предложенным В. Е. Хаиным [1964], высокие равнины и возрожденные горы запада Северной Америки и востока Евразии в генетическом отношении можно определить как периокеанические — образование их было сопряжено с разрастанием и углублением Тихоокеанской впадины.

В южном — океаническом — полушарии явно преобладают высокие платформы. Здесь широко развиты и возрожденные горы, большая часть которых обнаруживает тяготение к краю континента: Восточно-Африканская рифтовая область (нагорье), Гвиан-

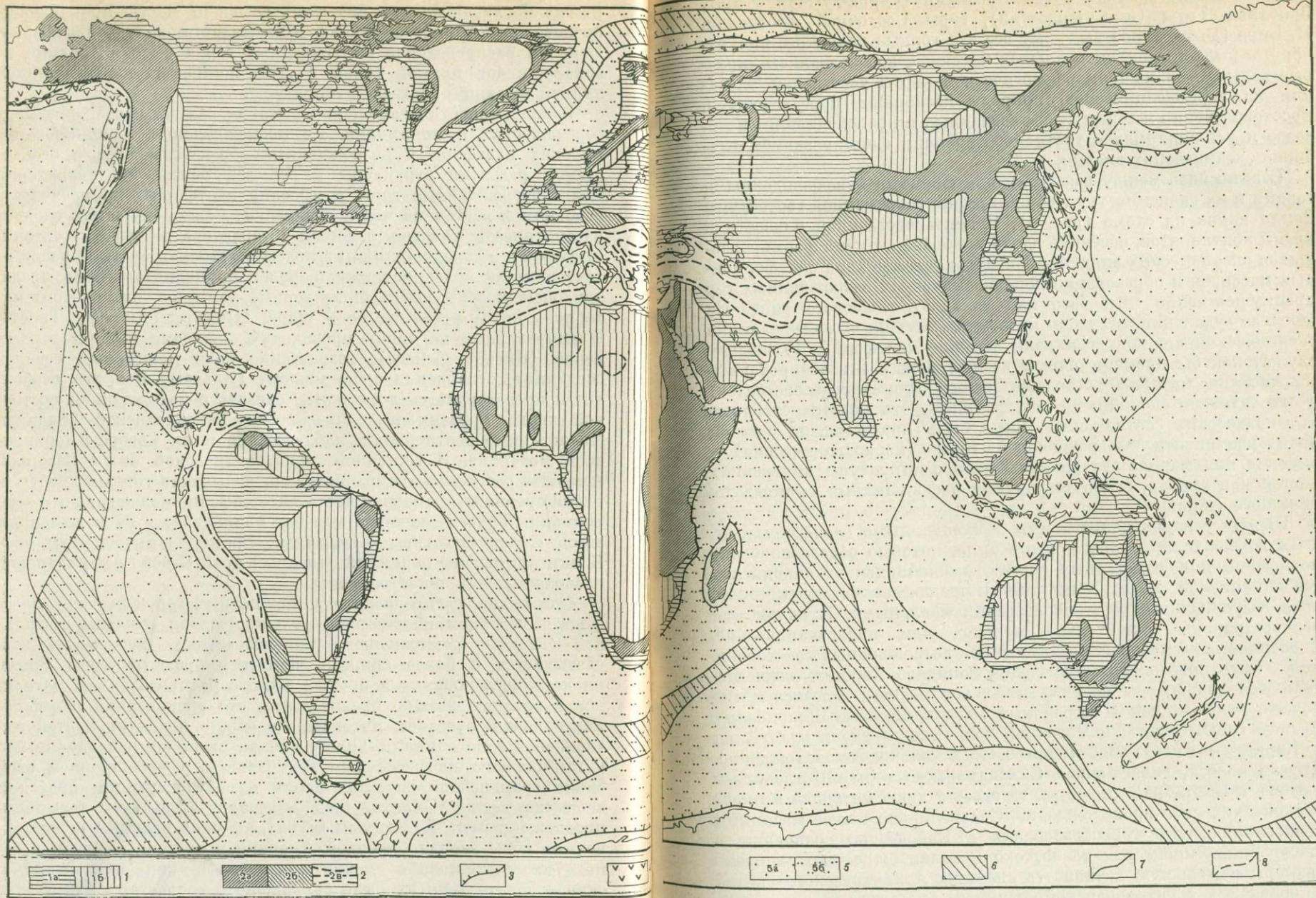


Рис. 1. Основные элементы геотектуры Земли

Континентальные выступы: 1 — равнинно-платформенные области: 1а — низкие равнины (в пределах суши и области шельфа), 1б — высокие равнины (плато, плоскогорья, поднятые массивы); 2 — горные (орогенические) области: 2а — возрожденные горы перикокеанического типа, 2б — возрожденные горы перигеосинклиналь-

ного типа, 2в — молодые горноскладчатые сооружения. Переходная зона: 3 — границы континентальных массивов, типа геоплексур; 4 — современные геосинклинальные области переходной зоны. Океанические впадины: 5 — глубоководные впадины: 5а — древнейших (первичных океанов), 5б — более поздних (вторичных) океанов и внутренних морей; 6 — срединные хребты и валы океанов; 7 — границы геотектур; 8 — то же, ориентировочные

ское нагорье, серры восточной Бразилии (Серра-ду-Мар и др.), Западные Гаты (п-ов Индостан), горы Восточной Австралии. П. Биро [Birot, 1958] выделяет все эти горные поднятия, приуроченные к краям континентальных массивов, под названием «краевые валы». Анализ геоморфологической карты дает ясные указания на периокеаническую природу названных морфоструктур, пространственно и генетически связанных с происходившим в мезозое и усилившимся с третичного времени формированием глубоких океанических впадин.

Взаимосвязь между высокими платформами и возрожденными горами и их зависимость от общего плана современной геотектуры Земли видна на схеме (рис. 1). В непосредственной близости к краям континентов, особенно вдоль наиболее активно формировавшихся океанических впадин, произошло взламывание платформенных массивов и образование периокеанических возрожденных гор преимущественно глыбового или складчато-глыбового типа. На большем удалении от края материка, но еще в зоне влияния океанических впадин, возникали высокие платформы. Последние служат как бы промежуточным звеном между активизированными частями материков (подвергшимися вторичному орогенезу) и относительно спокойными, внутренними. Эти пространственные и генетические соотношения могут быть представлены схемой: край континента → возрожденные горы (периекеанические) → высокие платформенные равнины → морфоструктуры внутренних частей континента, слабо затронутых деформациями геоморфологического этапа.

Наряду с периекеаническими возрожденными горами выделяются возрожденные горы другого типа, которые образовались по периферии молодых горных систем, развившихся из альпийских геосинклиналей. В. Е. Хаин [1964] предлагает называть такого рода возрожденные горы перигеосинклинальными. В целом они распространены значительно меньше, чем периекеанические. Особенности распределения двух типов возрожденных гор хорошо могут быть прослежены в пределах Западной Европы. Здесь выделяются две полосы возрожденных гор разного генезиса. Одна полоса, включающая Центральный массив, Вогезы, Шварцвальд, Рудные горы, Судеты и Чешский Лес, тянется вдоль края Альп и Карпат и имеет явно перигеосинклинальное происхождение. Другая полоса, включающая Скандинавские горы, Шотландское нагорье и Кантабрийские горы, тяготеет к краю материка и имеет периекеаническое происхождение. Сравнительно малые масштабы периекеанического горообразования в Европе, по сравнению с аналогичным процессом на востоке Евразии, отражают меньшие размеры и меньшую активность впадины Атлантического океана по сравнению с Тихоокеанской впадиной.

По другую сторону Атлантики периекеаническими возрожденными горами являются горы Ньюфаундленда, Баффиновой Земли, о-в Элмира, Аппалачи. Сравнение всех этих гор с Кордильерами также указывает на неодинаковую степень тектонической актив-

ности в зонах влияния Тихого и Атлантического океанов. Возрожденные горы двух типов ясно различаются и в Южной Америке. Вдоль края материка в Восточной Бразилии тянутся горные сооружения периокеанического типа (Серра-ду-Мар и др.). К восточному краю Анд тяготеют возрожденные горы перигеосинклинального происхождения (Серра-де-Кордова и др.).

Наличие возрожденных гор, отражающих воздействие на смежные территории процессов альпийского орогенеза, не изменяет общего вывода о том, что ведущая закономерность распределения возрожденных гор и высоких платформ — это их связь с процессами образования океанических впадин и континентальных выступов.

О ВОЗРАСТЕ И ИСТОРИИ РАЗВИТИЯ МОРФОСТРУКТУР СУШИ

Из сказанного ранее ясно, что исторические корни многих крупных морфоструктур глубоки и выходят за рамки не только четвертичного периода, но и неотектонического (неоген-четвертичного) этапа. Так, возраст плато Путорана, крупнейшей возвышенности Восточно-Сибирской платформы, по-видимому, мезозойский (среднемеловой или даже юрский). К концу мелового периода относится оформление некоторых крупных морфоструктур северной половины Русской платформы (Северные Увалы). Дотретичные элементы распространены и в пределах горных стран, особенно среди возрожденных гор. Например, в поясе Скалистых гор заложение системы антиклинальных хребтов и разделяющих их впадин относится к позднему мелу или к еще более ранним периодам. В пределах Восточно-Африканского нагорья система разломов и связанных с ними морфоструктур того же типа, что и современные, существовала, возможно, еще в юре.

Неотектонический этап ознаменовался почти повсеместным усилением ранее намеченных морфоструктур. На некоторых территориях произошла также полная перестройка ранее существовавших крупных элементов рельефа и возникли качественно новые морфоструктуры. К таким территориям относится прежде всего альпийский орогенический пояс, современный рельеф которого в виде молодых горных хребтов и межгорных впадин возник в заключительную стадию развития геосинклинали, начавшуюся в миоцене. В предшествовавший период морфоструктура альпийской геосинклинальной области носила существенно иной характер и была представлена морскими бассейнами, разделенными зонами, выраженными в рельефе в виде островов. Перестройка морфоструктуры на неотектоническом этапе имела место и в зоне влияния альпийского орогенеза в пределах платформ. С неотектоническим этапом связывается, например, образование Волыно-Подольского и Карабильского плато, возникших на месте участков краевых платформенных впадин, вовлеченных в подня-

тия альпийских горных сооружений. Приволжская возвышенность и плато Устюрт возникли в результате инверсии внутриплатформенных впадин-синеклиз, происшедшей на неотектоническом этапе.

В целом пока трудно оценить значение неоген-четвертичного этапа в создании качественно новых морфоструктур. Однако признавая большое значение геотектонических движений, мы полагаем все же, что в создании крупных современных морфоструктур в масштабе всей суши сыграли не менее (а, пожалуй, более) важную роль значительно более ранние исторические рубежи. Например, для образования морфоструктур системы возрожденных гор Восточно-Африканской рифтовой области главным импульсом послужили, безусловно, относящиеся к мезозою процессы распада Гондваны и образование глубоководной впадины Индийского океана. Роль неотектонических движений свелась в основном к усилению контрастности ранее созданных морфоструктурных элементов. Аналогичный вывод может быть сделан, по-видимому, и по отношению ко многим другим территориям, принадлежащим к зонам влияния активных океанических впадин.

Таким образом, в создании общего плана современных морфоструктур суши первостепенное значение имели события, происшедшие еще до неоген-четвертичного времени, а затем — события неотектонического этапа. Первые проявились особенно резко в зонах влияния океанических впадин, вторые — в зоне влияния альпийского орогенеза. Однако оконтуривание этих зон, а вместе с тем датировка морфоструктур в масштабе всей суши и даже в рамках отдельных материков остается задачей дальнейших исследований. Трудность этой задачи, обусловленная большой длительностью и неравномерностью формирования крупных черт рельефа, очевидна. Так, В. Е. Хаин [1964] отметил, что возрождение горного рельефа в разных частях эпиплатформенных орогенических поясов происходило неодновременно; этот процесс охватывал сначала территории, относительно недавно утратившие подвижность, а затем распространился на более древние и стабильные.

Вместе с тем история развития морфоструктуры Земли в мезокайнозойе характеризуется ярко выраженной общей направленностью. Она заключается в прогрессивном нарастающем поднятии материков, прогрессивном опускании океанических впадин и общем усложнении рельефа Земли. Процесс постепенного общего поднятия и усложнения рельефа суши протекал неравномерно и в пространстве, и во времени. В истории каждого крупного участка суши периоды общего поднятия чередовались с периодами замедления поднятий или даже с опусканиями. С этими изменениями связано чередование эпох усиленного расчленения поверхности равнин и гор, усложнения их рельефа, и эпох сглаживания контрастов поверхности, общего выравнивания рельефа. Эпоха дифференциации и последующая эпоха выравнивания

рельефа вместе взятые составляют геоморфологический цикл в современном понимании этого термина, т. е. этап направленной эволюции рельефа. Такие циклы служат естественными подразделениями геоморфологической истории, подобно тому, как циклы колебательных движений составляют основу для периодизации тектогенеза.

Как уже отмечалось, свидетельствами геоморфологических циклов являются полигенетические (денудационно-аккумулятивные) поверхности выравнивания и разделяющие их (в областях поднятия) уступы, составляющие элементы поверхностей размыва. Прослеживание поверхностей выравнивания, определение их возраста дают возможность установить количество циклов в истории каждой территории и датировать их. Сопоставление таких данных позволяет выявить как общие закономерности, так и индивидуальные особенности развития отдельных морфоструктур.

Для анализа истории развития рельефа территории целесообразно представлять данные о поверхностях выравнивания и террасах в графической форме — в виде морфоциклических кривых. Простейшая, но выразительная морфоциклическая кривая, построенная по результатам геоморфологических исследований юго-востока Русской равнины [Горелов, 1959; Мещеряков, 1960, 1965], представлена на рис. 2. Горизонтальные отрезки кривой по высоте соответствуют среднему гипсометрическому положению поверхностей выравнивания, по длине — продолжительности формирования каждой поверхности в шкале абсолютного времени. Соединив горизонтальные линии наклонными, получаем как бы обобщенный геоморфологический профиль, представленный чередованием поверхностей выравнивания и уступов. Морфоциклическая кривая дает представление о количестве, высотах и возрасте поверхностей выравнивания, а значит, и о геоморфологических циклах. Для юго-востока Русской равнины выделяются четыре крупных (первого порядка) геоморфологических цикла: мезозойский, палеогеновый, миоцен-плиоценовый, позднелиоценовый. Пятый незавершенный цикл начался с четвертичного периода.

В настоящее время еще очень недостаточны знания о количестве и возрасте поверхностей выравнивания суши. Даже для наиболее изученных территорий — Европы или Северной Америки — общепринятые хронологические схемы подразделения поверхностей выравнивания отсутствуют, нет сводных карт их распространения. Однако уже сейчас очевидно, что анализ поверхностей выравнивания, а также геоморфологических циклов — весьма эффективный метод, позволяющий не только обосновать историю рельефа собственно геоморфологическими данными, но и существенно расширить и дополнить весь комплекс методов изучения строения и развития земной коры, истории тектонических движений. Поэтому кажется очень заманчивым уже сейчас обобщить некоторые результаты соответствующих геоморфологических исследований. В связи с этим для некоторых, относительно

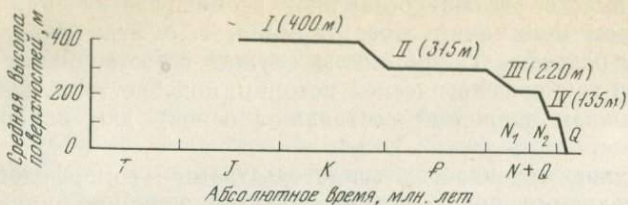


Рис. 2. Морфоциклическая кривая для юго-востока Русской равнины

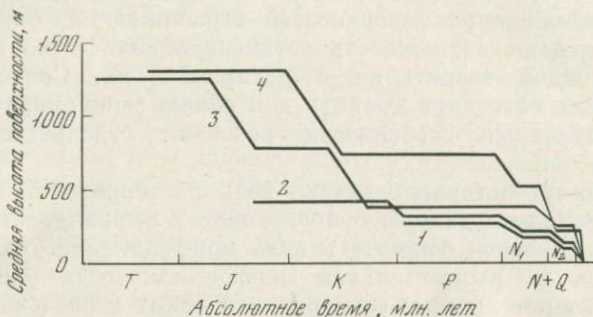


Рис. 3. Сопоставление геоморфологических циклов в мезо-кайнозойской истории различных платформенных равнин

1 — молодая Западно-Европейская платформа (Парижский бассейн и побережье Атлантики); 2 — древняя Восточно-Европейская платформа (Юго-Восток Русской равнины); 3 — древняя Восточно-Сибирская платформа (южная часть Среднесибирского плато); 4 — древняя Африканская платформа (плато Южной Африки)

более полно изученных территорий были составлены по типу рис. 2 морфоциклические кривые, совмещенные на рис. 3. Используя эти сводные данные и дополняя их другими материалами [Premier garport 1956; Brown, 1961; King, 1962], можно сделать предварительную попытку наметить некоторые закономерности развития современной морфоструктуры суши.

Прежде всего необходимо подчеркнуть, что по геоморфологическим признакам история формирования современных морфоструктурных элементов очень крупных участков земной коры прослеживается по крайней мере с начала мезозоя. Далее, анализ имеющихся материалов позволяет заключить, что наиболее универсальной закономерностью является ритмичность хода развития рельефа суши. Геоморфологическая история любой большой территории может быть подразделена на крупные циклы, каждый из которых включает фазу расчленения и фазу выравнивания рельефа. Общей закономерностью является также уменьшение продолжительности циклов в неогене—четвертичном периоде по сравнению с мезозоем и началом кайнозоя. Для Русской платформы, например, более поздние (III и IV) геоморфологические циклы примерно на один порядок менее продолжительны, чем

более ранние (I и II) циклы (см. рис. 2). Вместе с тем в результате каждого из циклов формировались соизмеримые по площади поверхности выравнивания и происходило наращивание гипсометрического уровня платформы на близкие величины.

Сходный по масштабам геоморфологический эффект различных циклов, столь неодинаковых по своей длительности, очевидно, указывает, что на протяжении мезо-кайнозоя (особенно с неогена) необычно сильно возросла интенсивность экзогенных процессов рельефообразования (денудации и аккумуляции). Несомненно, это было связано с повышением напряженности эндогенных процессов. Все это подтверждает обоснованность выделения неотектонических движений в качестве самостоятельного подразделения событий геоморфологического этапа. В результате неотектонических движений тенденций, присущие геоморфологическому этапу в целом, получили наиболее яркое и полное выражение.

Большой интерес представляет вопрос о корреляции отдельных циклов геоморфологического этапа в пределах больших пространств суши. Прав ли Л. Кинг [King, 1950, 1962], утверждая, что основные фазы выравнивания рельефа и фазы крупных тектонических нарушений синхронны для всей суши или по крайней мере для всех равнинно-платформенных областей? Несомненно, совпадение этапов формирования выровненных поверхностей отмечается для весьма обширных по площади сегментов земного шара.

Сравним в этом отношении древние Русскую, Африканскую платформы и молодую платформу Западной Европы (см. рис. 3). Для всех трех территорий установлена позднеплиоценовая фаза выравнивания, фиксированная отчетливо выраженной полигенетической поверхностью. Более древняя позднемиоценовая поверхность Западной Европы соответствует поверхности цикла пессоб в Африке и так называемой сарматско-понтической поверхности юга Русской платформы; формирование последней, начавшись в позднем миоцене, продолжалось в раннем плиоцене. Палеогеновая поверхность Русской равнины по возрасту аналогична палеогеновой поверхности Западной Европы; с этой поверхностью может быть сопоставлен «главный пенеплен» Южной Африки, начало формирования которого, однако, относится к позднемеловому времени. Во всех трех регионах выделяется и более древняя (мезозойская) поверхность выравнивания, хотя время ее формирования различается в более широких пределах: $J_3 - C_2$ (Русская равнина), $T - J_3$ (Африка) и $T - J_1$ (последгерцинская поверхность Западной Европы). Таким образом, есть основания говорить о соответствии во времени фаз выравнивания рельефа рассматриваемых территорий, особенно для последних отрезков их истории.

В значительной мере синхронны не только фазы выравнивания, но и фазы расчленения рельефа Европы и Африки, совпадающие с эпохами общего поднятия материков и тектонических

нарушений. Могут быть намечены следующие фазы: четвертичная (универсальная) и среднеплиоценовая, на некоторых территориях смещенная к первой половине плиоцена. Особое значение в формировании рельефа всей Европы и Африки имела миоценовая фаза поднятия, исключительная по размаху движений и территориальному охвату. Она проявилась сильнейшим орогенезом в геосинклинали Тетиса (Кавказ, Альпы) и образованием крупных разломов в платформенных областях (северная часть Восточно-Африканской рифтовой области, Западная Европа, юго-восток Русской равнины). На некоторых территориях начало этой фазы сместилось на поздний олигоцен. На Русской платформе и в Западной Европе отчетливо проявилась датская, или предпалеогеновая, фаза поднятия и размыва. В рельефе Африканской платформы эта фаза не оставила заметного следа; значительным рубежом в истории рельефа послужила здесь раннемеловая фаза поднятия, почти не проявившаяся в Европе.

Как видно, значительная синхронность геоморфологических циклов Восточной и Западной Европы, а также Африки имела место лишь на протяжении последних этапов развития их рельефа, в основном в кайнозое. В мезозое, при известной согласованности геоморфологического развития Восточной и Западной Европы, в Африке отмечаются отклонения от этого ритма. Таким образом, идея синхронности геоморфологических циклов на материале Европы и Африки не находит полного подтверждения и может быть принята лишь с оговорками.

В еще более резком противоречии с идеей универсальности геоморфологических циклов находятся данные по истории рельефа Сибири (см. рис. 3). Специфика ритма движений Восточно-Сибирской платформы определяется, с одной стороны, тем, что миоценовая фаза поднятия, сыгравшая столь важную роль в истории рельефа Европы и Африки, в Сибири проявилась значительно слабее, сместившись на плиоценовое время, с другой стороны, фаза интенсивного поднятия, охватившая Восточную Сибирь в середине мелового периода, сравнительно слабо проявилась на Русской платформе и в Западной Европе, где в меловом периоде преобладали опускания. В целом история Восточно-Сибирской платформы и соседних с ней областей характеризуется своеобразной серией фаз поднятия, включающей четвертичную, раннеплиоценовую, среднемеловую и среднеюрскую фазы.

Важно отметить, что при несоответствии этой последовательности фазам поднятий в Европе здесь может быть проведена параллель с историей развития запада Северо-Американского материка и территории Восточного Китая. Для Скалистых гор и примыкающей к ним платформенной равнины главная фаза поднятия и рельефообразования, как и в Сибири, смещена на плиоцен, тогда как в миоцене продолжался палеогеновый этап выравнивания [Love, 1960; Cooley, Akers, 1961]. В Китае начало неогена было фазой относительного тектонического покоя, в течение которой осуществилась глубокая пенепленизация обшир-

ных пространств (эпоха тансьян). Фаза интенсивных неотектонических движений наступила лишь в плиоцене, охватив также весь четвертичный период. С этими движениями связаны резкие деформации и глубокое расчленение пенецлена тансьян [Лебедев, 1963].

Таким образом, данные по истории рельефа Сибири, Китая, Дальнего Запада Северной Америки, не учтенные Кингом [King, 1950], не позволяют принять его представления о синхронности мезо-кайнозойских геоморфологических циклов в масштабе всей Земли. Вместо тезиса о синхронности фаз геоморфологического развития необходимо выдвинуть представление о метасинхронности этапов рельефообразования. Это представление, введенное в палеогеографию и геоморфологию И. П. Герасимовым и К. К. Марковым [1939] на материале анализа событий ледникового периода, составляет основу плодотворного подхода и к другим проблемам развития рельефа.

Признанием метасинхронности основных этапов рельефообразования не отрицается возможность корреляции (синхронизации) этих этапов в известных пространственных и временных рамках. Представляется возможным наметить два основных типа исторической последовательности геоморфологических циклов. Первый тип, выявленный для Русской равнины, распространяется на Западную Европу, а с указанными выше ограничениями — и на Африканскую платформу. Второй тип, установленный для Средней Сибири, может быть прослежен и для западной части Северной Америки и Восточного Китая.

Главным фактором, обусловившим отмеченные различия в ходе геоморфологической истории, в последовательности движений земной коры, следует считать, очевидно, подразделение земного шара на Индо-Атлантическую и Тихоокеанскую области. Выявленные особенности морфоструктуры этих двух областей получают, таким образом, историческое обоснование. Последовательность геоморфологических циклов в Индо-Атлантической области отражает в основном течение альпийского этапа текто- и морфогенеза, завершившегося формированием молодых горных цепей в геосинклинали Тетиса и связанных с ними морфоструктур. В Тихоокеанской области геоморфологические циклы были подчинены ходу мезозойского (тихоокеанского) этапа, завершившегося созданием морфоструктур возрожденных гор и высоких платформ.

Отмечаются черты сходства в развитии высоких платформ и возрожденных гор независимо от их принадлежности к Тихоокеанской или Индо-Атлантической области. Африканская платформа лишь в последние этапы своего развития стала близка по ритму движений к другим морфоструктурным элементам Индо-Атлантической зоны. На более ранних этапах истории ритм движений Африканского материка приближался к ритму движений Сибири. Так может быть проведена параллель между средне-меловой фазой поднятия Восточно-Сибирской платформы (и при-

мыкающих к ней мезозой) и ранне- и среднемеловыми фазами поднятия Африки. Замечательно проявление среднеюрской фазы поднятия как на Восточно-Сибирской, так и на Африканской платформах (в пределах рифтовой зоны). С этой фазой, вероятно, связано заложение главных черт современной морфоструктуры рассматриваемых территорий — обособление их в качестве высоких платформ, заложение систем возрожденных гор. Совпадение начальных фаз развития высоких платформ и возрожденных гор Африки и Сибири указывает на общепланетарный характер процессов возникновения этих морфоструктур. Эти процессы, по-видимому, были причинно связаны с заложением современных глубоких океанических впадин. Поэтому поднятия континентальных глыб вообще и высоких платформ в частности были компенсационными по отношению к погружениям земной коры в пределах океанов.

МОРФОСТРУКТУРЫ ПЛАТФОРМ И СТРОЕНИЕ КОРЫ И МАНТИИ ЗЕМЛИ¹

В начале 50-х годов было доказано тектоническое происхождение крупных форм рельефа платформенных областей на основании выявленной тогда тесной связи возвышенностей, низменностей, плато и других крупных форм рельефа с крупными структурными элементами осадочного чехла и поверхности кристаллического фундамента [Геренчук, 1950; Мещеряков, 1953].

При этом были установлены различные типы такой связи и выделены прямые, обращенные, полуобращенные и другие морфоструктуры. Выяснилось также, что прямые морфоструктуры преобладают на молодых платформах и в краевых частях древних платформ. Для внутренних частей древних платформ характерны обращенные морфоструктуры, возникшие в результате перестройки и изменения знака тектонических движений.

В те же годы в краевой и внутренней частях Восточно-Европейской платформы были выявлены неодинаковые соотношения структур осадочного чехла с региональными аномалиями силы тяжести [Магницкий, 1948]. Существующая закономерность весьма напоминала морфоструктурное районирование: в краевых частях платформы было найдено прямое соотношение структур и аномалий силы тяжести (в редукции Буге), т. е. соответствие положительных структур положительным аномалиям, отрицательных — отрицательным, во внутренней части платформы — зеркальное соотношение. Это указывало на связь крупных форм рельефа и структур осадочного чехла со строением коры и мантии Земли; однако лишь данные глубинного сейсмического зон-

¹ Статья написана совместно с В. В. Бронгулевым и опубликована в кн.: Геоморфология и геофизика. Л.: Наука, 1972.

дирования могли впоследствии подтвердить подобные предположения.

К середине 60-х годов было накоплено много фактов, указывающих на то, что крупные тектонические формы рельефа равнинных областей находят отражение в особенностях рельефа поверхности Мохоровичича (М), в строении и истории развития всей толщии коры и верхней мантии Земли. Например, установлено, что под Украинской (Приднепровская возвышенность) и Воронежской (Среднерусская возвышенность) антеклизами земная кора образует выступающие книзу «корни». Становится очевидным, что подобные корни образуются не только под быстро воздымающимися горными сооружениями, но и под медленно поднимающимися и сравнительно слабо выраженными орографическими платформенными поднятиями [Чекунов, 1967].

В последнее время выявляется сложность связей между платформенными структурами и рельефом поверхности М и выделяются области прямых, инверсионных и других соотношений [Борисов, 1967; Беляевский, 1969]. Например, в южной части Восточно-Европейской платформы наблюдается зеркальное отражение платформенных структур в рельефе поверхности М: антеклизам соответствуют прогибы поверхности М, синеклизам — выступы. Другой тип соотношений намечается для района Тунгусской синеклизы, где крупному прогибу фундамента отвечает не выступ, а прогиб поверхности М.

Совместный анализ геоморфологических и геофизических данных позволяет выявить причины своеобразных соотношений геологических структур с поверхностью М. В частности, по геоморфологическим данным, Тунгусской синеклизе соответствует обращенная морфоструктура внутренней зоны Сибирской платформы. В мезозое здесь произошло изменение движений земной коры: опускание сменилось поднятием, в результате которого на месте синеклизы сформировалась возвышенность — плато Путорана. Подобные перестройки достаточно надежно выявляются геоморфологическими методами, но почти не могут быть установлены методом структурно-геологического анализа, так как при поднятии земной поверхности на несколько десятков или сотен метров качественно меняется рельеф, а геологическая структура не претерпевает существенных изменений.

Процесс поднятия земной поверхности был, однако, следствием глубинных процессов, в ходе которых существенно изменился рельеф поверхности М. Прогиб этой поверхности под Тунгусской синеклизой можно рассматривать в качестве корня морфоструктурного поднятия Путорана мезозойского возраста, продолжавшего развиваться и в кайнозое.

Большой интерес представляет выяснение природы процессов, вызывающих столь быстрые изменения рельефа поверхности М и сопутствующих им вертикальных движений земной коры. Авторы предлагают механизм, позволяющий объяснить, по их мнению, значительную изменчивость рельефа раздела М и зем-

ной поверхности и образование корней у некоторых положительных платформенных морфоструктур.

Для решения этой проблемы необходимо, по-видимому, обратиться к рассмотрению динамики верхних частей мантии Земли.

Известно, что зона пониженных скоростей (астеносфера), расположенная в верхней мантии на глубинах от 50 до 400 км, характеризуется пониженным значением вязкости слагающих ее пород и рассматривается обычно как зона повышенной мобильности вещества. Различные физико-химические процессы, происходящие в недрах Земли, могут привести к возникновению в астеносфере вертикального течения вещества: гравитационная дифференциация на границе ядра и мантии [Артюшков, 1968], тепловая конвекция в мантии и др. В настоящее время трудно с уверенностью судить о причинах вертикальных течений в толще мантии, однако само существование таких течений не вызывает принципиальных возражений и представляется весьма вероятным.

Восходящий поток глубинного вещества достаточной интенсивности в первую очередь вызовет поднятие перекрывающих его слоев литосферы. Механическое действие вертикального течения в астеносфере обладает той особенностью, что при постоянной скорости течения на какой-либо определенной глубине высота поднятия земной поверхности приводит к поднятию или опусканию земной коры на величину, прямо пропорциональную изменению скорости [Артюшков, 1969], при этом земная кора деформируется как целое, так что все сейсмические границы изгибаются параллельно.

Гидродинамический расчет, произведенный одним из авторов, показал, что величина поднятия земной поверхности при реально допустимых значениях скорости и размеров восходящего течения достигает нескольких сотен метров.

Однако действие восходящего потока не исчерпывается только механическим эффектом. Так как температура в мантии с глубиной повышается, то восходящее течение вызовет растущее со временем нагревание выше расположенных, не участвующих в движении слоев. Рост температуры, в свою очередь, приводит к тем или иным фазовым превращениям в литосфере [Артюшков, 1968], конкретный вид которых зависит от состава пород в данной зоне и возникающего распределения температур и давлений.

Особый интерес представляет фазовый переход базальт — эклогит. Если в области, подвергающейся нагреванию, граница М соответствует изохимическому переходу, то произойдет переход слоя эклогита в базальт, т. е. смещение границы М вниз по разрезу и увеличение мощности земной коры. Поскольку переход эклогита в базальт сопровождается увеличением объема на 10%, то земная поверхность испытает подъем на величину, равную 0,1 амплитуды смещения границы М. Эта амплитуда прямо пропорциональна величине температурного возмущения ΔT , вызванного глубинным потоком, и градиенту $\partial P/\partial T$ переходной зоны

фазового превращения базальт — эглогит:

$$\Delta M = \Delta T \frac{\partial P}{\partial T} \frac{\partial H}{\partial P}. \quad (1)$$

Здесь $\partial H/\partial P$ — величина, обратная градиенту давления в земной коре, равная 3,7 м/бар.

Авторами был произведен термодинамический расчет, показавший, что при диаметре восходящего потока больше 150 км и для интервалов времени, не превышающих 100 млн. лет, температурное возмущение в литосфере с достаточной степенью точности определяется по формуле

$$\Delta T = Vtb \left(1 - \frac{Z}{h} \right) - \frac{h^2 V b}{6a^2} \left[\left(\frac{Z}{h} \right)^3 - 3 \left(\frac{Z}{h} \right)^2 + 2 \frac{Z}{h} \right] + \\ + \frac{2h^2 V b}{\pi^3 a^2} \sum_{n=1}^{\infty} \frac{\exp \left[- \left(\frac{\pi n a}{h} \right)^2 t \right]}{n^3} \sin \frac{\pi n Z}{h}, \quad (2)$$

где a^2 — коэффициент температуропроводности нижних слоев литосферы, h — мощность литосферы, b — сверхадиабатический температурный градиент в верхней мантии, V — средняя скорость восходящего течения, Z — координата, отсчитываемая вверх от подошвы литосферы, t — время, прошедшее с момента возникновения течения.

Относительно величины градиента $\partial P/\partial T$ в настоящее время не существует единого мнения. Так, например, Г. С. Йодер и К. Э. Тилли [1965] определяют эту величину в 7 бар/град., А. Е. Рингвуд и Д. Х. Грин [1968] — в 21 бар/град. Используя эти цифры и значения ΔT , подсчитанные по формуле (2), не трудно вычислить амплитуды смещения границы М и соответствующего поднятия земной поверхности.

В тех местах, где поверхность М не является границей фазового перехода, ее смещения вниз по разрезу при нагревании литосферы не произойдет и подъем земной коры будет происходить лишь благодаря возможным фазовым превращениям в толще подкорового субстрата и механическому эффекту восходящего течения. При этом мощность коры не меняется.

В качестве примера, иллюстрирующего действие описанного механизма, можно рассмотреть образование упомянутого ранее плато Путорана, представляющего собой одну из крупнейших областей новейших поднятий Сибирской платформы. Оно возникло на месте северной части Тунгусской синеклизы, которая начала воздыматься с конца мезозоя. К началу неотектонического этапа аллювиально-эффузивная равнина Тунгусской синеклизы была приподнята на 400—700 м. За послепалеогеновое время плато поднялось еще на 1100 м. Таким образом, полная амплитуда поднятия данной обращенной морфоструктуры составляет 1500—2800 м [Мещеряков, 1965].

Как известно, гравитационное поле Тунгусской синеклизы характеризуется глубокой региональной депрессией, что послужило основанием при составлении карты поверхности М выделить в районе гор Путорана погружение этой поверхности на глубину до 10 км [Борисов, 1967]. Рост плато начался 100 млн. лет назад и продолжается до настоящего времени [Пармузин, 1960], поэтому за такой интервал времени температурное возмущение у границы М должно достичь 350°С, что при условии фазовой природы этой границы в данном районе должно вызвать ее смещение по крайней мере на 10 км вниз по разрезу и поднятие земной поверхности на 1 км. Кроме того, механический эффект восходящего потока и возможные фазовые превращения в породах, лежащих глубже раздела М, вызовут дополнительное поднятие земной коры на несколько сотен метров.

Рассмотренный механизм позволяет объяснить не только образование корня у данной морфоструктуры, но и многие другие особенности ее формирования.

Как показывает анализ геолого-геоморфологических данных, общая направленность перестройки структурного плана при возникновении обращенных морфоструктур, характерная и для плато Путорана, состоит, по-видимому, в разрастании зоны, обращенной за счет зоны прямой морфоструктуры, т. е. рост поднятия происходит от центра к периферии (Мещеряков, 1965). Причина этого заключается, очевидно, в том, что восходящий поток вещества, встречая более жесткие слои литосферы, расходится в стороны, вследствие чего температурное возмущение, возникнув над центром течения, также распространяется затем в стороны, вызывая смещение границы М и поднятие земной поверхности.

Находит свое объяснение и прерывистость роста плато. В пределах рассматриваемого района Л. И. Фердман и В. В. Рогожин (1966) выделяют несколько поверхностей выравнивания. Как известно, возникновение последних связывают обычно с замедлением или с остановкой роста структуры. Следовательно, рост плато был не равномерным, а прерывистым. Это явление объясняется значительными колебаниями скорости глубинного течения. Действительно, возмущающее действие потока все время накладывается на равномерное воздымание, вызванное разуплотнением подкоровых масс. Амплитуда возмущения зависит от скорости потока и при незначительных изменениях последней колеблется около средней величины [Артюшков, 1969]. Сложение колебаний и равномерного движения дает в результате прерывистое поднятие, а возможно, даже и поднятие с временными инверсиями.

Наконец, следует обратить внимание на ярко выраженную асимметрию изучаемой структуры: северный край ее резко обрывается, так что здесь она ограничена высоким (до 800 м) и крутым уступом, а в южной части снижение высот происходит постепенно, и горы переходят в более низкие плато. По данным Н. В. Соболева [1968], несколько восточнее плато Путорана на

широте северной его границы, в верхней мантии в субширотном направлении проходит раздел эклогитовых и перидотитовых пород: под крайним севером Сибирской платформы лежит перидотитовая мантия, южнее она сменяется эклогитовой. Если допустить, что этот раздел проходит и в районе Путорана, то асимметрия плато легко объясняется. Локальный нагрев подошвы коры вызовет фазовый переход базальт — эклогит только в зоне распространения эклогитов; в зоне же перидотитовой мантии смещения границы М не произойдет. Поскольку большая часть амплитуды поднятия обусловлена именно миграцией вниз по разрезу поверхности М, то над границей эклогит — перидотит образуется резкий уступ в рельефе земной поверхности, связанный, как это имеет место в данном случае, с глубинными разломами, по которым происходит большая часть движения.

Таким образом, представляется возможным сделать вывод, что крупные формы рельефа поверхности М имеют примерно тот же возраст, что и морфоструктуры земной поверхности. В отличие от сравнительно консервативных форм геологической структуры осадочного чехла формы рельефа земной поверхности более изменчивы, и почти так же изменчив рельеф поверхности М. Отсюда следует, что для интерпретации региональных геофизических материалов большое значение имеют данные по геоморфологии и неотектонике.

МОРФОСТРУКТУРА ПЛАТФОРМ КАК ОТРАЖЕНИЕ НОВЫХ И НОВЕЙШИХ ДВИЖЕНИЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ¹

Одной из актуальных проблем современной геоморфологии является изучение равнинно-платформенных территорий. Платформенные области с присущим им равнинным рельефом занимают около двух третей (66%) территории нашей страны; примерно таков же процент площади равнинных стран по отношению к площади всех материков. К платформенным равнинам приурочена значительная доля хозяйственной деятельности человека; здесь сосредоточены важнейшие полезные ископаемые — нефть, газ, уголь, бокситы, россыпи редких минералов и др. Между тем изучение геоморфологических особенностей равнинных стран долгое время оставалось «запущенным» разделом науки о рельефе. Монотонный по облику равнинный рельеф считался результатом действия лишь экзогенных агентов; роль эндогенного (тектонического) фактора недооценивалась. Материалы аэрофотосъемки, структурного картирования, бурения, особенно в связи с поисками нефти и газа, заставили совершенно по-новому оценить роль тектоники в развитии рельефа платформ. Выяс-

¹ Статья опубликована в кн.: Методы геоморфологических исследований. Новосибирск: Наука, 1967.

нилось, что не только самые крупные, но подчас и весьма мелкие элементы рельефа равнин связаны со структурами чехла и фундамента платформ. В значительной мере на материалах по равнинным странам развивалось новое структурно-геоморфологическое направление, объектом которого являются морфоструктуры — тектонически обусловленные формы рельефа земной поверхности.

Геоморфологические наблюдения, методика структурно-геоморфологического анализа позволяют выявлять тектонические формы, не только унаследованные от структур фундамента и осадочного чехла, но и наложенные, причем даже такие, которые не всегда могут быть выявлены чисто геологическими методами. Эти тектонические образования еще не запечатлены (и, может быть, никогда не получают выражения) в условиях залегания (в структуре) и составе пород, но зато уже ярко выражаются в рельефе. Геоморфологические методы, включающие анализ поверхностей выравнивания, террас и весь комплекс приемов морфоструктурного анализа, служат эффективным средством установления таких новообразованных структур. Геоморфологическая методика подчас является единственным средством, позволяющим проследить историю структур в период их развития в континентальных условиях и выявить некоторые новые и новейшие перестройки тектонического режима.

Морфоструктуры можно рассматривать не только как тектонически обусловленные формы рельефа, но и как закономерно построенные комплексы форм поверхности и геологической структуры. В этом случае понятие «морфоструктура» приобретает «глубинность» и соответствует некоторому объемному телу земной коры. Анализ таких морфоструктур служит инструментом, позволяющим особенно четко различать унаследованные тектонически обусловленные формы рельефа от новообразованных, наложенных. По отношению к геологическим структурам (верхних, рельефообразующих слоев) в пределах платформ можно различать морфоструктуры двух основных классов.

Первую группу составляют прямые морфоструктуры, которые можно также называть согласными, или унаследованными. Примерами прямых морфоструктур служат Анабарская возвышенность-антеклиза, Украинский щит (также возвышенность-антеклиза), Прикаспийская и Вилуйская низменности-синеклизы. Другую группу составляют представляющие большой интерес обращенные морфоструктуры, которые можно называть также несогласными, или наложенными. Примером несогласной морфоструктуры может быть Приволжская возвышенность, возникшая в олигоцен-миocene на месте мезозойско-кайнозойской Ульяновско-Саратовской синеклизы в результате изменения знака движений — смены опусканий поднятиями. Поднятия оказались достаточными, чтобы на месте впадины образовалась крупная положительная форма рельефа, но ни амплитуды, ни продолжительность поднятий не были достаточными, чтобы качественно преобразовать синеклизу, в границах которой и образовалась возвышен-

ность. Приволжская возвышенность создана новейшими (неоген-четвертичными) не унаследованными движениями земной коры, выявить которые чисто геологическими методами затруднительно.

Примером обращенной морфоструктуры служит также Вольно-Подольская возвышенность, возникшая в послесарматское время на месте Предкарпатского краевого прогиба в результате вовлечения области прогиба в поднятия разраставшегося орогенического сооружения Карпат. Обращенные морфоструктуры широко распространены и в пределах Сибири. К Сибирской платформе приурочено наиболее грандиозное сооружение рассматриваемого типа — обращенная морфоструктура Тунгусской синеклизы. Наиболее геологически прогнутая часть этой синеклизы соответствует гипсометрически самой возвышенной области — плато Путорана. Инверсия рельефа произошла здесь также в результате изменения знака движений земной коры: в мезозое началось поднятие области синеклизы, которое продолжалось в новейшее (неоген-четвертичное) время, вплоть до современной эпохи. Примером несогласной морфоструктуры в Западной Сибири может служить Приобское плато: оно возникло в восточной части Омско-Барнаульской впадины, вовлеченной в поднятия Салаирского кряжа и Алтае-Саянской системы возрожденных (эпиплатформенных) гор.

Противоречивая морфоструктура всех этих крупных элементов рельефа платформ отражает перестройки тектонического режима в последние этапы развития территории. Эти перестройки сравнительно быстро отражались в рельефе поверхности, но были недостаточны для качественного изменения более консервативных геологических структур.

Каковы происхождение и возраст несогласных морфоструктур внутри платформ? Важные указания на причины образования несогласных платформенных морфоструктур дает анализ распространения, а также взаимоотношения с другими несогласными элементами морфоструктуры, отражающими разнообразные перестройки тектонического плана континентов в последние этапы их развития.

Важно отметить, что в пределах платформ выделяются целые зоны, или области распространения обращенных морфоструктур. Большая область такого рода сосредоточена во внутренней части Русской платформы; она может быть противопоставлена краевой зоне с господством прямых морфоструктур. Анализ истории геоморфологического развития платформы позволяет проследить, как с конца палеозоя — начала мезозоя во внутренней части платформы постепенно стала формироваться область несогласных морфоструктур. Сначала несогласные морфоструктуры возникли в непосредственной близости к Балтийскому щиту; в дальнейшем зона обращенной морфоструктуры расширялась. В генетическом отношении внутреннюю область Русской платформы с обращенной морфоструктурой можно определить как перикратонную — эта область была вовлечена в поднятия щита и испытала пере-

стройку морфоструктурного плана на протяжении мезозоя и кайнозоя. Аналогичные происхождение и возраст имеет внутренняя морфоструктурная область Северо-Американской плиты, также характеризующаяся крупными обращенными формами рельефа. Импульсы к перестройке значительной части этой области на протяжении мезозоя и кайнозоя исходили из области Канадского щита.

В пределах платформы Северной Америки хорошо выделяется область обращенных морфоструктур другого генезиса — периорогенического. Это — возвышенная область Плато прерий (Великих равнин), возникшая в новейшее время на месте краевой платформенной впадины в результате ее вовлечения в поднятия возрожденной орогенической зоны Скалистых гор. Аналогичное — периорогеническое — происхождение имеют Вольно-Подольская возвышенность, Приобское плато и многие другие несогласные морфоструктуры.

Наряду с обращенными морфоструктурами, которые соразмерны антеклизам и синеклизам платформ, выделяются более крупные морфотектонические элементы, соразмерные платформам в целом и обнаруживающие несоответствие с древней, геологической структурой. В геологическом отношении платформы подразделяются на древние и молодые. Все платформенные равнины в геоморфологическом отношении могут быть подразделены на две категории. Одну составляют низкие (средневысотные) платформенные равнины типа Восточно-Европейской, Западно-Сибирской, Северо-Американской равнин; другую — высокие платформенные равнины типа Среднесибирского плато, области Великих равнин Северной Америки (выше 1000 м), значительной части Африканской платформы. Распределение высоких и низких платформ находится в явном несоответствии с древней геологической структурой, с распределением древних и молодых платформ. Так, Русская и Восточно-Сибирская платформы — обе древние, но одна из них низкая, другая — высокая. Напротив, разновозрастные Русская и Западно-Сибирская плиты имеют в общем однотипное геоморфологическое выражение: это — низкие (средневысотные) платформы. В пределах Северной Америки геоморфологическая граница высокой и низкой платформ рассекает разновозрастную плиту; восточная часть ее — низкая, западная — высокая.

Наряду с обращенными морфоструктурными элементами платформ в современной морфоструктуре Земли выделяются несогласные с древней, геологической структурой горные (орогенические) сооружения. Таковы возрожденные горы, или, как их предложили называть А. Л. Яншин и В. Е. Хаин, эциплатформенные орогенические пояса. В целом это явно наложенные образования, сформировавшиеся в мезозое-кайнозое по своему плану, несогласному с планом герцинского, каледонского и более древних складчатых поясов. В самом деле, одна часть пояса палеозойской складчатости в Азии выражена равнинной областью Казахского мелкосопочника, тогда как другая ее часть, охваченная втори-

ным орогенезом, представляет собой Тянь-Шаньскую горную страну. В пределах Африканской платформы вторичный орогенез охватил восточную часть, где образовалась так называемая рифтовая область, несогласная по отношению к древней складчатой структуре фундамента.

Несогласные элементы можно распознать и среди наиболее крупных форм рельефа Земли, каковыми являются континенты и океаны. Как известно, края Атлантического, Индийского, Северного Ледовитого, Южного океанов секут несогласно древние геологические структуры континентов. Эти океанические впадины должны быть отнесены к наложенным, неунаследованным морфоструктурным образованиям.

Можно сказать, что все несогласные с древней геологической структурой более новые, морфоструктурные элементы современной поверхности Земли сопряжены в пространстве и развивались примерно одновременно. Высокие платформы, возрожденные горные пояса не наследуют древний структурный план, но находятся в определенном соответствии с конфигурацией современных океанов и материков. Высокие платформы и возрожденные горы сосредоточены в восточной части Евразии, что можно поставить в связь с процессом опускания Тихоокеанской впадины. Общее поднятие и деформацию — перестройку — морфоструктуры восточного края Евразии можно рассматривать как компенсационные явления по отношению к прогибанию океанической впадины. По другую сторону Тихоокеанской впадины аналогичный морфоструктурный комплекс составляют возрожденные Скалистые горы и высокая (западная) часть Северо-Американской платформы. Точно так же интенсивное погружение западной части Индийского океана обусловило поднятие смежного края Африканской платформы и образование рифтовой зоны Восточной Африки. Общая приподнятость континентов южного полушария, господство здесь высоких платформ можно поставить в связь с океаническим характером этого полушария и компенсационными поднятиями континентов. В целом высокие платформы и возрожденные горы континентов можно рассматривать как периокеанические образования, причинно связанные с интенсивным формированием глубоких океанических впадин.

Начало процесса решительной перестройки рельефа континентов и возникновения различного рода несогласных морфоструктур совпадает по времени с началом формирования современных океанических впадин и континентальных выступов. Сравнительно недавно еще было распространено мнение, что крупные черты рельефа континентов вообще и платформенных равнин в частности имеют новейший возраст, т. е. сформировались в неотектонический (неоген-четвертичный) этап.

Не отрицая большого значения неотектонических движений вообще и решающей их роли в создании крупных черт рельефа определенных районов (особенно находящихся в «зоне влияния» альпийских геосинклиналей), приходится констатировать, что

возраст (время заложения) многих морфоструктур уходит в более отдаленные эпохи. При этом выясняется большое значение исторического рубежа, лежащего на грани палеозоя и мезозоя или в начале мезозоя. Например, на Русской платформе возраст обращенной морфоструктуры Северных Увалов, Валдайской возвышенности датируется меловым периодом. Большой древностью крупных (морфоструктурных) черт рельефа отличается территория Сибири, прошедшая длительный путь континентального развития. Так, возникновение положительной формы рельефа — Путоранского сводового поднятия — на месте впадины Тунгусской синеклизы выходит далеко за рамки неотектонического этапа и датируется серединой мелового периода (Атласов, 1960; Стрелков, 1965). М. В. Пиотровский (1965) указывает, что на Алданском щите морфоструктуры (новейшие своды-горсты) наследуют раннемеловые формы; существующие ныне крупные долины также, по-видимому, заложены в раннемеловом этапе. Мезозоем (юра-мел) датирует заложение морфоструктур на юге Западной Сибири З. А. Сваричевская (1965).

Древность заложения современных морфоструктур вскрывается не только для платформ, но и для некоторых орогенических областей. Ю. П. Баранова и С. Ф. Бискэ (1964) показали мезозойский возраст орогенических морфоструктур Северо-Востока СССР. Г. А. Постоленко (1965) и В. П. Чичагов (1965) отмечают, что основные черты современного рельефа Забайкалья были созданы еще тектоническими движениями мезозойской эры. Д. А. Тимофеев (1965) считает, что главные элементы современной морфоструктуры области Станового хребта оформились в результате позднеюрских-меловых движений земной коры. Новейшие (неоген-четвертичные) движения в области Станового хребта были унаследованы от позднеюрских — меловых движений и не нарушили существовавшего морфоструктурного плана.

За пределами Советского Союза накапливается все больше данных о мезозойском заложении крупных элементов современного рельефа платформенных равнин и возрожденных гор. До недавнего времени возраст морфоструктур рифтовой зоны Африки датировался миоценом, но после исследований Ф. Дикси (1959) заложение рифтов должно быть отнесено к юрскому периоду, при этом Дикси подчеркивает сопряженность процесса образования рифтов с опусканием впадины Индийского океана. Аналогичные факты выявляются в пределах Северо-Американской платформы и области мезозойской складчатости Кордильер. Следует добавить, что на всех древних платформах (и частично на молодых) возраст исходной поверхности выравнивания датируется мезозоем. Корреляция поверхностей выравнивания позволяет проследить черты сходства и различия в процессе эволюции, установить явления синхронности и метахронности этапов перестройки рельефа на протяжении всего мезозоя и кайнозоя.

Можно констатировать, что с конца палеозойской — начала мезозойской эры параллельно с расширением и углублением океа-

нических впадин протекал процесс коренной перестройки структуры и рельефа континентов, в ходе которого и возникли различные виды несогласных морфоструктур. Этот процесс получил выражение: 1) в частичной активизации ранее пенепленизированных участков суши и образовании возрожденных гор; 2) в дифференциации платформ на высокие и низкие; 3) в перестройке рельефа внутри платформы и образовании зон обращенной морфоструктуры. Все эти элементы современной морфоструктуры Земли генетически и исторически связаны между собой.

Перестройку морфоструктуры Земли, протекавшую с конца палеозоя — начала мезозоя, нельзя рассматривать как чисто поверхностный процесс. Напротив, его следует связывать с существенной перестройкой глубинных процессов, с изменениями строения и мощности всей земной коры. На это указывает принципиальное соответствие между геоморфологической и геофизической характеристиками всех несогласных морфоструктурных элементов Земли. В. А. Магницкий (1965) показал, что во внутренней части Русской платформы крупные структурные элементы по своей геофизической характеристике принципиально отличаются от структур краевой зоны. Во внутренней части древние геологические структуры имеют не только обращенный рельеф, но и обратное («зеркальное») отражение в региональных аномалиях силы тяжести. Это свидетельствует, что процесс перестройки в мезозое и кайнозое охватил огромный по мощности слой от земной поверхности до верхней мантии Земли.

Низкие и высокие платформы нельзя распознать на тектонических картах, но они прекрасно различаются как на гипсометрических картах, так и на картах аномалий силы тяжести; высокие платформы в отличие от низких выделяются «возмущенным» полем силы тяжести (Кропоткин и др., 1959). То же можно сказать о «спокойных» платформенных участках с равнинным рельефом и о возрожденных горах активизированных платформ; первые обладают «спокойным», вторые — «возмущенным» гравитационным полем. Очевидно начавшийся с мезозоя процесс интенсивного опускания дна океанических впадин и океанизации земной коры сопровождался существенными изменениями строения земной коры континентов. В частности, под высокими платформами и возрожденными горами в течение мезозоя-кайнозоя безусловно произошло наращивание мощности земной коры.

Представляется целесообразным выделить мезозой-кайнозой в особый этап, или особую стадию развития Земли. В сущности, с этим предложением уже выступали Г. Ф. Мирчиак (1940), А. Н. Мазарович (1952) и другие исследователи; для данной стадии предлагались названия океан-геосинклинальной, неогeosинклинальной и др. В последнее время предложено выделять мезозой и кайнозой в качестве геоморфологического этапа развития Земли (Герасимов, Мещеряков, 1964). Геоморфологический этап, или стадия, отмеченная решительной перестройкой древней, геологической структуры и образованием современных морфострук-

тур, ставится в один ряд с геологической и догеологической стадиями развития Земли. Вопрос о стадиях развития Земли рассмотрел недавно М. В. Муратов (1965), который предлагает различать в истории Земли несколько стадий образования: 1) первичной земной коры; 2) протоплатформ; 3) остовов древних платформ северного полушария; 4) древних платформ Гондваны; 5) молодых платформ. Пятая стадия заканчивается в разных частях Земли в конце палеозоя или начале мезозоя (вплоть до раннего мела). С этого времени М. В. Муратов отмечает наступление новой, шестой стадии образования вторичных океанических впадин и развития вторичных геосинклинальных поясов. В понимании И. П. Герасимова и автора данного сообщения, это — геоморфологическая стадия развития Земли.

Хотя геоморфологическая стадия сравнительно непродолжительна по сравнению с более ранними, ее выделение закономерно, поскольку с ней связаны важные качественные изменения в истории не только рельефа, но и всей земной коры. М. В. Муратов отмечает, что на всем предшествовавшем отрезке времени развитие Земли шло «в сторону создания мощной спалической коры материкового типа. Формирование такого типа коры достигло максимума в конце палеозойской или начале мезозойской эры. С этого времени начался и вскоре стал играть важную роль процесс преобразования материковой коры в океаническую, с созданием вторичных глубоких впадин океанов и с возобновлением жизни новейших подвижных геосинклинальных поясов» [Муратов, 1965, стр. 27]. Общая продолжительность геоморфологической стадии составляет около 100—150 млн. лет. Неотектонический этап, продолжавшийся 25—30 млн. лет, следует рассматривать как заключительную фазу этой стадии, когда присущие ей тенденции развития выразились наиболее ярко и полно.

С введением понятия геоморфологической стадии можно устранить некоторую неупорядоченность в обозначении движений земной коры разного времени при геоморфологическом анализе. Как известно, в исторической науке четко разграничиваются события новой и новейшей истории общества. Сейчас широко распространено понятие таких новейших движений земной коры, как неогенчетвертичные, но не ясно, что считать новыми движениями. Целесообразно закрепить за движениями мезозой-кайнозой, за движениями геоморфологической стадии именно это название. В таком случае с точки зрения геоморфолога движения домезозойские должны быть названы древними движениями ныне пассивных, не выраженных в современном рельефе древних геологических структур. Движения геоморфологической стадии, создавшие выраженные в рельефе геоморфологические структуры [Флоренсов, 1964], или морфоструктуры, должны рассматриваться как новые движения. Соответственно можно говорить о новой тектонике, или морфотектонике [Тимофеев, 1965]. Наконец, движения неотектонического этапа, завершившие процесс перестройки древней структуры и создания морфоструктуры, естествен-

но называть новейшими движениями. Конечно, надо подчеркнуть, что это — периодизация истории движений земной коры, необходимая и удобная при решении геоморфологических проблем, связанных с анализом современного лика Земли.

Обращаясь к истории морфоструктуры платформ, отметим, что древние (домезозойские) движения во многих районах заложили как бы каркас современного орографического плана. В краевых зонах древних платформ северного полушария, на гондванских платформах современные морфоструктуры, развивавшиеся в мезозое и кайнозое, в значительной мере унаследованы от древних структур. Во внутренних частях древних платформ северного полушария в течение мезозоя и кайнозоя произошла коренная перестройка древней структуры. Новая структура, или морфоструктура, этих участков качественно отличается от древней структуры и создана новыми (послепалеозойскими) движениями.

Система современных возвышенностей и низменностей на значительной части территории платформ уже была намечена к началу неотектонического этапа, однако степень выраженности этих крупных форм рельефа сравнительно слабая. Так, элемент новой тектоники Сибирской платформы — наложенное плато Путорана — к началу неогена имело, по-видимому, высоту порядка 700 м, за неотектонический этап произошло наращивание высоты плато более чем на 1000 м. Неоген-четвертичные движения не только усилили ранее существовавшие контрасты рельефа платформ, но и обусловили возникновение ряда новейших крупных форм рельефа главным образом в «зонах влияния» развившихся горных сооружений, по краям равнинно-платформенных областей. Во внутренних же частях платформ и областей возрожденных гор к началу неотектонического этапа большая часть современных морфоструктур была уже сформирована. Дальнейшее развитие рельефа выразилось здесь лишь в создании морфоскульптурного орнамента, имеющего в целом молодой — четвертичный возраст.

В заключение отметим, что представления о задачах геоморфологии, о сфере применения геоморфологических методов за последнее время претерпели определенную эволюцию. Еще 20—30 лет назад геоморфология обычно отождествлялась с четвертичной геологией, задачи геоморфологии ограничивались преимущественно анализом экзогенно обусловленных мелких форм рельефа. Затем в связи с развитием неотектоники рамки геоморфологического анализа расширились, охватив вместе с четвертичным периодом весь неоген. Все большее внимание геоморфологи стали уделять крупным формам рельефа, роли тектоники в рельефообразовании. В настоящее время в связи с прогрессом в изучении древних поверхностей выравнивания, с развитием структурной геоморфологии и введением понятия о геоморфологической стадии развития Земли область применения геоморфологических данных и методов вновь расширилась, охватив весь мезозой-кайнозой.

Если принять во внимание быстрое развитие и большие перспективы палеогеоморфологии как науки о древних погребенных

рельефах, об эрозионных поверхностях несогласия во всей толще земной коры, то объектом геоморфологического анализа станет, по существу, вся доступная геологическому изучению история Земли. Вместо одной, дневной поверхности предметом исследования становится бесчисленное множество эрозионно-аккумулятивных поверхностей, погребенных в недрах Земли. Это во много раз повышает роль и ответственность геоморфологии в решении актуальных научных и практических задач. Решая свои новые задачи, геоморфология по праву встает в один ряд со стратиграфией, тектоникой, литологией и другими основными науками о Земле.

О ВЛИЯНИИ МОРФОСТРУКТУРНЫХ УСЛОВИЙ НА РАЗМЕЩЕНИЕ ЗАЛЕЖЕЙ НЕФТИ И ГАЗА¹

Связь распределения залежей нефти и газа с общими орографическими условиями установил еще академик И. М. Губкин. Формулируя «большой закон распределения нефтяных месторождений», И. М. Губкин [1932] писал: «Если нанести на карты 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». И. М. Губкин отмечал, что нефтяные месторождения отсутствуют во внутренних частях горных хребтов и приурочены к межгорным и предгорным низменностям, а также областям платформ со свойственным им равнинным рельефом. «Малый закон распределения нефтяных месторождений», по И. М. Губкину, состоит в приуроченности залежей нефти к локальным антиклинальным структурам. И. М. Губкин обратил внимание на выраженность в рельефе таких структур и призвал геологов-нефтяников тщательно изучать связь рельефа и тектоники для целей поисков перспективных структур.

Развитие теории и методов геоморфологии и особенно разработка методов морфоструктурного и неотектонического анализа открывают новые возможности для выявления закономерностей размещения нефтегазовых месторождений. При этом геоморфологические исследования способствуют выявлению как частных, так и более широких закономерностей, отражающих крупные деформации земной коры в период формирования современного рельефа и структуры.

Крупные морфоструктуры и месторождения нефти и газа. Вопрос о влияниях крупных морфоструктур на размещение месторождений нефти и газа по существу еще не затрагивался в литера-

¹ Статья опубликована в кн.: Геоморфологические методы при нефтегазовых поисковых работах. М.: Недра, 1966.

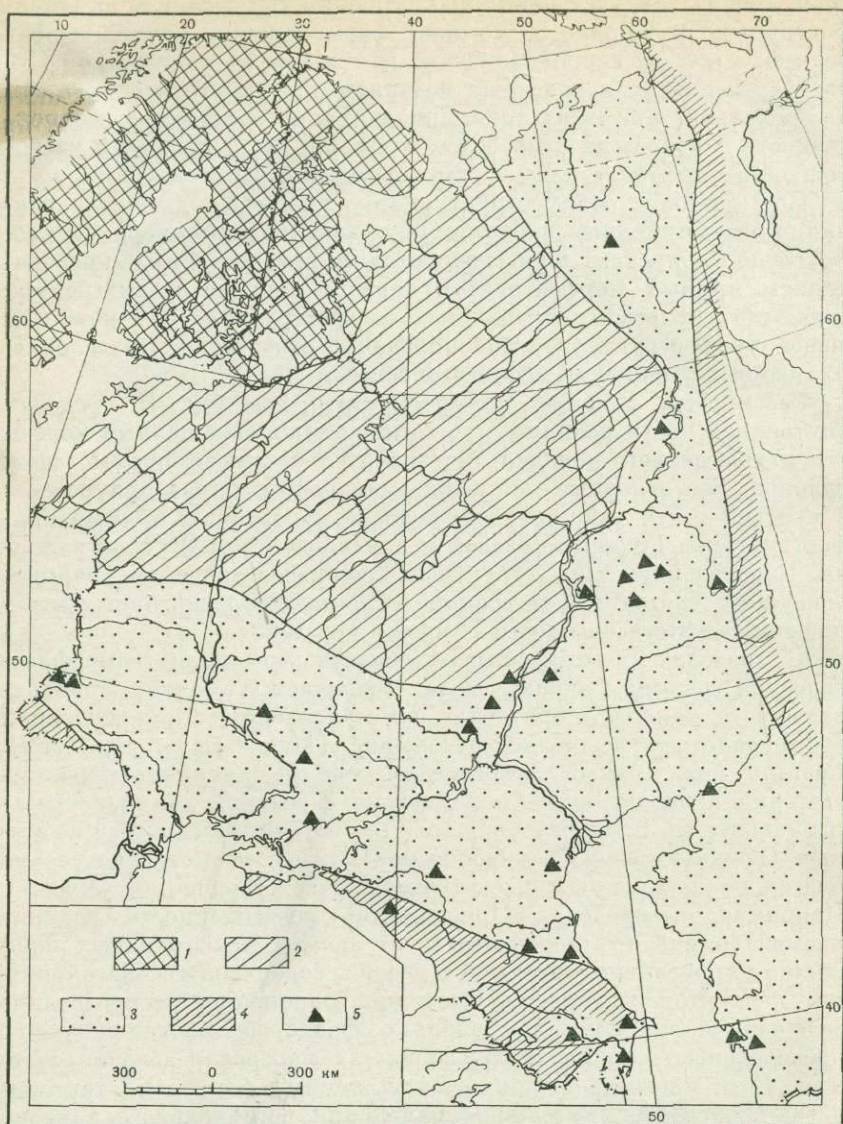
туре. Между тем учет некоторых особенностей современного морфоструктурного плана в истории формирования крупных черт рельефа имел бы важное значение для познания закономерностей распределения этих полезных ископаемых. Попытаемся показать на нескольких примерах принципиальную возможность и перспективность дальнейших разработок в области изучения связи месторождений нефти и газа с крупными морфоструктурами.

По данным морфоструктурного анализа, древние равнинно-платформенные области (Русская, Северо-Американская, Восточно-Сибирская) подразделяются на краевые зоны с преобладанием прямых морфоструктур первого порядка и внутренние зоны с господством обращенных морфоструктур. Это наиболее общее морфоструктурное районирование отвечает подразделению платформ в отношении нефтегазоносности.

Рассмотрим Русскую платформенную равнину. В пределах внутренней части равнины, где господствуют обращенные морфоструктуры первого порядка, нет значительных нефтепромысловых районов. Все основные месторождения нефти и газа приурочены к краевой части равнины, для которой характерны прямые морфоструктуры. Граница краевой и внутренней зон Русской равнины, проведенная по структурно-геоморфологическим данным (рисунок), соответствует границе областей, перспективных в отношении нефтегазоносности [Авров и др., 1963].

В пределах Волго-Уральской области указанная геоморфологическая граница в общих чертах совпадает с линией, оконтуривающей с запада территорию с установленной промышленной нефтеносностью девонских отложений [Максимов и др., 1960]. Граница зоны промышленной нефтеносности каменноугольных отложений проходит почти параллельно указанной линии, несколько западнее ее. К северо-западу от этих пограничных линий нефтяные залежи в девоне и карбоне неизвестны, несмотря на весьма благоприятные фациальные условия соответствующих отложений. Например, в пределах Приволжской возвышенности граница промышленной нефтеносности сечет ареалы максимальных мощностей терригенного комплекса девона, содержащего благоприятные коллекторские пласты. Очевидно, современное распределение залежей нефти отражает влияние факторов, проявившихся в последевонское время и обусловивших перераспределение залежей. Есть много оснований считать такими факторами тектонические движения, вызвавшие изменения регионального наклона дневной поверхности и осадочных пород и отразившиеся на направлении миграции пластовых вод и углеводородов.

С. П. Максимов, Л. Н. Розанов и Д. С. Халтурин [1960] отмечают, что западная граница зоны нефтегазоносности (см. рисунок) совпадает с линией гидродинамического равновесия пластовых вод, которая проходит примерно по Каме, среднему и нижнему течению Волги. Свое современное положение рассматриваемая граница заняла в итоге длительной истории миграции пластовых вод. В девонское и каменноугольное время движение



Морфоструктурные зоны и нефте-газоносность Европейской части СССР

1 — Балтийский щит; 2 — зона обращенных морфоструктур; 3 — то же, прямых морфоструктур; 4 — горные сооружения; 5 — главнейшие месторождения нефти и газа

пластовых вод в основном было направлено с севера на юг или с северо-запада на юго-восток.

С конца палеозоя в связи с формированием Уральской складчатой системы направление движения вод изменилось. В установлении современного положения движения линии гидродинамического равно-

весьма пластовых вод важная роль принадлежала, по-видимому, новейшим тектоническим движениям. Геоморфолог не может не отметить близкого совпадения линии гидродинамического равновесия с восточным краем Приволжской возвышенности — крупной обращенной морфоструктуры, возникшей в результате новейших поднятий земной коры, амплитудой свыше 300 м. Усиление и расширение поднятия внутренней зоны Русской платформы в новейшее время, в частности формирование обращенной морфоструктуры Приволжской возвышенности, по нашему мнению, послужило фактором, окончательно определившим современное положение линии гидродинамического равновесия пластовых вод, а вместе с тем и границы зоны промышленной нефтегазоносности. Вероятно, эта граница соответствует как бы нейтральной полосе между обширным морфоструктурным поднятием внутренней части Русской равнины и поднятиями окраинных частей Русской равнины и Урала.

Специальные исследования должны показать, насколько справедливы высказанные предположения и каков механизм воздействия тектонических движений на формирование зон нефтегазоносности. Не вызывает, однако, сомнения, что новейшие и более древние движения, обусловившие перестройку крупных форм рельефа, оказали существенное влияние на гидродинамический режим подземных вод и направление миграции углеводородов.

В определенной зависимости от морфоструктурного плана находится распределение месторождений нефти и газа и на Северо-Американской платформенной равнине. Правда, эта зависимость на первый взгляд не так четко выражена, как на Русской равнине. В отличие от последней, где нефтегазоносные площади сосредоточены в основном в краевой морфоструктурной зоне, в пределах Северо-Американской платформы месторождения нефти и газа распределены более равномерно как в краевой зоне, так и во внутренней. Однако более тщательный анализ показывает, что и на Северо-Американской платформе между этими морфоструктурными зонами в отношении нефтегазоносности имеется существенное различие. К такому выводу приводит подсчет запасов нефти (Бакиров, 1959). Если принять общие запасы нефти Северо-Американской платформы за 100%, то на долю внутриплатформенных впадин придется всего 29%, тогда как краевые области погружения платформы (краевые впадины) вместе с осложняющими их сводовыми поднятиями и кряжами содержат 71% запасов нефти. Это различие, по-видимому, в действительности еще больше, так как к числу внутриплатформенных впадин при подсчете запасов были отнесены бассейны запада США и Канады (Плато Прерий). В морфоструктурном отношении эти бассейны по существу относятся к краевой зоне, хотя имеют обращенную морфоструктуру. Их можно сравнить с инверсионными формами Вольно-Подольской возвышенности или Устюрта, которые на Русской равнине входят в краевую морфоструктурную зону.

В пределах Восточно-Сибирской платформенной равнины

(плато) главнейшие нефтяные месторождения, по-видимому, также будут сосредоточены в краевой зоне прямых (и переходного типа) морфоструктур (Виллойская низменность, Иркутский амфитеатр). Внутренняя зона обращенной морфоструктуры (Тунгусская синеклиза) менее перспективна [Авров и др., 1963].

Итак, общие черты морфоструктурного плана платформ оказывают определенное влияние на размещение месторождений нефти и газа, причем границы крупных структурно-геоморфологических областей разделяют территории с различными перспективами нефтегазоносности. Учет данных о крупных морфоструктурах и их новейшем развитии надо признать необходимым при прогнозе размещения месторождений нефти и газа. Это свидетельствует о необходимости дальнейших углубленных исследований связи между крупными морфоструктурами и нефтегазоносностью.

Новейшие движения локальных морфоструктур и формирование залежей нефти и газа. Важная задача нефтяной геологии состоит в оценке перспектив нефтегазоносности отдельных локальных структур и структурных зон. Как известно, далеко не всякое локальное поднятие, выявленное на поисковом этапе, содержит залежи нефти и газа. Например, по данным К. А. Машковича [1959], в Саратовском Поволжье поиски нефти в девонских отложениях производились на многих площадях, а нефть была найдена только в некоторых из них. Из структур в каменноугольных отложениях, на которых производилась разведка, промышленные результаты дали больше половины из них.

По представлениям большинства специалистов, формирование залежей нефти и газа происходит в результате миграции углеводородов в земной коре; современное распределение нефти и газа отражает результаты тектонических движений, процессов осадконакопления и размыва, происходивших на протяжении всей геологической истории развития того или иного участка земной коры. Знание особенностей строения и истории развития структур открывает путь к оценке перспектив нефтегазоносности.

Среди геоморфологов, работающих в нефтепоисковых организациях, давно поддерживается идея о существовании связи между нефтегазоносностью структур и их новейшей активностью. Действительно, материал по юго-востоку Русской платформы показывает, что имеется некоторая статистически выраженная зависимость такого рода: многие нефтегазоносные структуры тектонически активны; пустые структуры во многих случаях не активны. Имеется, однако, немало отклонений от этого правила, которые указывают на сложный характер зависимости между новейшей активностью структур и их продуктивностью. Чисто формальное использование данных о новейшей активности, без глубокого анализа всей предыстории структуры, не может привести к правильной оценке перспектив нефтегазоносности. Один лишь анализ древних этапов развития структуры, без учета новейших движений, в ряде случаев также может оказаться недостаточным.

До последнего времени при изучении структур и процессов формирования залежей нефти и газа новейшие тектонические движения не учитывались. Между тем амплитуды новейших движений локальных структур на Русской платформе, например, достигают десятков метров, а общее вертикальное перемещение крупных регионов за новейшее время выражается сотнями метров (районы Поволжья, Приуралья, Северного Кавказа). Несомненно, что столь большие по амплитуде деформации земной коры должны были оказать определенное влияние на миграцию углеводородов в земной коре, а в некоторых случаях могли сыграть решающую роль в формировании (или переформировании) залежей нефти и газа. На это указывал еще И. М. Губкин; в последнее время необходимость учета новейших движений в нефтеносных районах подчеркнута рядом исследователей [Вахрушев, 1959; Кузнецов, 1959; Лебзин и др., 1962].

При оценке влияния неотектоники на формирование залежей нефти и газа необходимо оперировать точными количественными данными об амплитудах новейших тектонических движений локальных структур, полученными путем прослеживания деформаций поверхностей выравнивания, речных и морских террас. Использование таких данных представляет значительный интерес для теории и практики нефтепоискового дела. Так, А. Г. Габриэлян и С. П. Максимов [1957] обратили внимание на важную особенность распределения залежей нефти и газа в локальных структурах Волгоградской области. Согласно общей теории формирования залежей нефти и газа, характер залежи определяется гипсометрическим положением структур (ловушек); в самых высоких ловушках скапливается газ; в пониженных — нефть, а в наиболее глубоких — вода. В Волгоградской области распределение нефти и газа находится в полном противоречии с этим принципом; верхние структуры заполнены здесь нефтью, нижние — газом. Например, по положению продуктивного горизонта (угленосная свита) из трех структур — Бахметьевской, Жирновской и Линевской первая расположена на наиболее высоком уровне, вторая — на промежуточном и третья — на самом низком. Между тем на Бахметьевской площади содержится не газовая залежь, которую можно было бы ожидать на самой высокой структуре, а нефтяная. На Жирновской площади обнаружена нефтяная залежь с газовой шапкой и на самой низкой — Линевской — газовая залежь. Аномальное распределение залежей нефти и газа обнаруживается и при сопоставлении данных по Арчединской и Саушинской структурам (таблица).

Современное распределение залежей нефти и газа в Волгоградской области объясняется процессами дифференциального накопления нефти и газа в ловушках в зависимости от их гипсометрического положения [Максимов и др., 1960; Gussow, 1954]. При этом учитывается, что последующие тектонические движения могли привести к переформированию залежей нефти и газа. В частности, было высказано предположение, что «при одинако-

*Влияние новейших тектонических движений локальных структур
на формирование залежей нефти и газа*

| Структура | Отметки кровли нефтегазонасыщенности горизонта *, м | Характеристика гипсометрического положения структуры | Характер залежи | Амплитуда поднятия за N_2-Q , м ** | Амплитуда относительных движений структур, м | Примечание |
|---------------|---|--|---------------------------|--------------------------------------|--|---|
| Бахметьевская | —857 | Относительно высокая | Нефтяная | 220 | 0 | — |
| Жирновская | —882 | Пониженная | Нефтяная с газовой шапкой | 240 | 20 | Относительно Бахметьевской структуры То же |
| Линевская | —1091 | Глубокая | Газовая | 270 | 50 | |
| Арчединская | —854 | Относительно высокая | Нефтяная | 150 | 0 | — |
| Саушинская | —935 | Пониженная | Газовая | 190 | 40 | Относительно Арчединской структуры |

* По А. Г. Габриэлян и С. П. Максиму [1957].

** По данным исследований С. К. Горелова.

вых составе и минерализации пластовых вод в Жирном и Бахметьевске газовая шапка в Жирном образовалась ... вследствие поднятия пород новейшими тектоническими движениями, в результате чего пластовое давление почти уранялось с давлением насыщения» [Габриэлян, Максимов, 1957].

Результаты полевых структурно-геоморфологических исследований подтверждают этот вывод. Согласно данным С. К. Горелова [1964], за новейшее время (N_2-Q) Жирновская структура испытала поднятие амплитудой 20 м относительно Бахметьевской. Еще больше (на 50 м) была поднята Линевская структура, с чем согласуется факт образования там газовой залежи (см. таблицу). В свете данных по неотектонике получает объяснение и аномальное нахождение газовой залежи в Саушинской структуре. Как установлено, в новейшее время Саушинская структура испытала поднятие (до 40 м) относительно Арчединской. Процесс дифференциального захвата углеводородов происходил не в условиях стабильности структур, а на фоне сложных взаимных перемещений последних, причем серьезное влияние на переформирование залежей нефти и газа оказали движения самого последнего — неотектонического этапа. На рассмотренных примерах видно также значение точных количественных данных по неотектонике для познания закономерностей в расположении нефтяных и газовых залежей, а следовательно, для выбора направления поисково-разведочных работ. Однако необходимо подчеркнуть, что методика нуждается еще в дополнительной углубленной разработке.

Аномальное распределение залежей нефти и газа, подобное отмеченному в Поволжье, подробно изучено Гассоу [Gussow, 1954] на Западе США [Скалистые горы, Плато Прерий]. Особенности распределения залежей нефти и газа Гассоу объясняет дифференциальным захватом углеводородов в ряде ловушек, последовательно расположенных на пути региональной миграции нефти и газа. По А. А. Бакирову (1959), подвергнутому критике эти взгляды, основная ошибка Гассоу состоит в том, что он рассматривает лишь современные структурные условия и допускает стабильность соотношений сформировавшихся залежей нефти и газа на протяжении их последующей истории.

На Западе США новейшие движения имели столь большие амплитуды (порядка 1000 м), что привели к полной инверсии рельефа и возникновению обращенной морфоструктуры Великих равнин, роль структурных преобразований новейшего времени в переформировании залежей нефти и газа была, по-видимому, еще больше, чем в Поволжье. Инверсионное распределение залежей нефти и газа и инверсионную морфоструктуру Запада США можно связать с действием неотектонического фактора. Этим не отрицается возможность дифференциального улавливания нефти и газа; необходимо лишь учитывать собственные движения структурных ловушек, продолжающиеся вплоть до настоящего времени.

Данные о неотектоническом развитии структур в некоторых случаях приобретают решающее значение для оценки перспектив нефтегазоносности территории. Так, в Западной Сибири в течение ряда лет проводилась разведка нефти в пределах восточной части Туринского свода (к западу от Тюмени). В частности, на Лучинкинской структуре было пробурено несколько скважин, прошедших всю толщу осадочного чехла и вскрывших палеозойский фундамент. Поисковые работы обосновывались четкой морфологической выраженностью структуры, наличием в разрезе хороших коллекторов, плотных покрышек, благоприятными фациями отложений, а также прямыми признаками газоносности в виде растворенных азотно-метановых газов. Тем не менее ни в одной из скважин залежей нефти и газа не было обнаружено.

Причина отсутствия залежей оставалась невыясненной, пока не был проведен глубокий анализ истории структуры, включая самый последний этап ее развития. М. Я. Рудкевич и Б. А. Елисеев [1960] показали, что Лучинкинское поднятие, как и другие локальные структуры Туринского выступа, имеет весьма молодой возраст и сформировалось лишь в послеэоценовое время, т. е. в неотектонический этап. Образование молодых антиклинальных изгибов слоев уже не могло привести к накоплению газа, так как между началом региональной миграции углеводородов (мезозой) и образованием структурных ловушек (послеэоценовая эпоха) прошло слишком продолжительное время, в течение которого совершалась беспрепятственная миграция газа в сторону Урала и утечка его в атмосферу. Данные о неотектонической природе под-

нятий приводят к выводу о бесперспективности территории Туринского выступа в отношении газоносности.

Прямой противоположностью району Туринского свода является Березовский район Западной Сибири. Как показывает палеотектонический анализ, локальные структуры Березовского района имеют более древний (раннемезозойский) возраст, чем структуры Туринского свода, и характеризуются длительным, непрерывным ростом на протяжении почти всего мезо-кайнозой. С самого начала процесса миграции углеводородов Березовские поднятия играли роль ловушек и в настоящее время они содержат газовые залежи. Отметим, что аналогичные закономерности вскрыты детальными исследованиями на Русской платформе — в Саратовском Поволжье [Машкович, 1959]. Залежи нефти и газа связаны здесь с теми структурными формами (ловушками), которые имеют наиболее древний (палеозойский) возраст. Структуры относительно молодые, возникшие в мезо-кайнозойское время, как правило, менее перспективны.

На возраст структур, как важнейший фактор, определяющий перспективы нефтегазоносности, указывали многие советские и зарубежные исследователи. Установлено, что наличие структурной ловушки еще недостаточно для образования залежи нефти или газа. Необходимо, чтобы ловушка (антиклинальная складка) существовала к началу процесса миграции углеводородов и структура сохранилась без существенных перестроек (в нефтегазоносных пластах) до настоящего времени.

Следует еще раз подчеркнуть, что данные о новейших движениях надо использовать с учетом всего исторического пути развития данной структуры. Сведения о новейшей активности или пассивности структур, о выраженности или невыраженности в рельефе не дают указаний на наличие или отсутствие залежей нефти и газа. Нельзя согласиться поэтому, например, с А. С. Кузнецовым [1959], который из того бесспорного положения, что новейшие движения земной коры могли вызвать перераспределение залежей нефти и газа на территории Западной Сибири, заключает, будто бы «важно искать структуры, проявляющиеся в молодых отложениях и особенно отражающиеся в рельефе дневной поверхности» [1959]. Такой подход к оценке значения неотектоники является упрощенным.

Важно не проявление структуры в молодых отложениях, а достаточно древний возраст структурной ловушки и унаследованный характер новейших движений. Необходимо учитывать при этом, что с неотектоническими движениями связаны не только общие вертикальные перемещения крупных глыб земной коры или усиление ранее сформированных структур, но и создание качественно новых образований — структурных форм новейшего возраста. Поэтому точное определение амплитуд новейших движений структур следует признать безусловно необходимым элементом палеотектонического анализа, проводимого с целью изучения формирования залежей нефти и газа. Углубленные исследова-

дования связи между морфоструктурой, новейшими движениями и формированием залежей нефти и газа — актуальная задача, имеющая большое теоретическое и прикладное значение.

ПОЛИГЕНЕТИЧЕСКИЕ ПОВЕРХНОСТИ ВЫРАВНИВАНИЯ¹

НОВЫЕ АСПЕКТЫ ПРОБЛЕМЫ

Изучение поверхностей выравнивания относится к числу наиболее важных задач геоморфологии, имеющих большое теоретическое и практическое значение. При изучении истории формирования рельефа выделение поверхностей выравнивания и террас играет, по существу, такую же роль, как стратиграфическое расчленение толщ при изучении древней геологической истории Земли. Сейчас трудно представить, как можно было бы решать теоретические проблемы современной геологии, вести геологическую съемку, направлять поиски полезных ископаемых без хорошо разработанной стратиграфии. Между тем в геоморфологии мы еще в общем находимся на той стадии, когда отсутствует надежное общепринятое историко-генетическое подразделение основных элементов рельефа, а корреляция поверхностей выравнивания и террас находится в начальной стадии.

В настоящее время быстрее выработка «геоморфологической стратиграфии» становится насущной необходимостью. Установление хронологии рельефообразования на основе изучения поверхностей выравнивания и террас позволит гораздо обоснованнее и эффективнее решать такие задачи, как выявление новейших тектонических движений и морфоструктур, поиски и разведки россыпных месторождений, кор выветривания, древних континентальных толщ, с которыми связан ряд полезных минералов. Важно подчеркнуть, что установление и корреляция основных этапов рельефообразования на обширных пространствах нашей страны дает возможность использовать геоморфологические данные не только для решения отдельных частных вопросов, но и для освещения основных закономерностей тектоники, магматизма, осадконакопления и размещения полезных ископаемых.

Можно высказать твердую уверенность, что геоморфологический метод изучения строения и развития Земли обладает чрезвычайно большими потенциальными возможностями. Разработка проблемы поверхностей выравнивания — путь к реализации этих возможностей, используемых пока еще совершенно недостаточно.

ОСНОВНЫЕ ПОЛОЖЕНИЯ КОНЦЕПЦИИ ПОЛИГЕНЕТИЧЕСКИХ ПОВЕРХНОСТЕЙ ВЫРАВНИВАНИЯ

Использование геоморфологических данных при изучении геологического строения и минеральных ресурсов будет достаточно эффективным лишь в том случае, когда геоморфологические ме-

¹ Статья опубликована в кн.: Проблемы поверхностей выравнивания. М.: Наука, 1964.

тоды органически войдут в комплекс геологических и геофизических методов изучения недр. Комплексование этих различных методов должно быть не просто их механическим суммированием. Необходимо разрабатывать и развивать методы исследования, как бы объединяющие и сочетающие традиционные приемы отдельных частных наук.

Задаче органического сочетания традиционных геологических и геоморфологических путей исследования отвечает метод анализа полигенетических поверхностей выравнивания.

Исходя из представления о непрерывном взаимодействии эндогенных и экзогенных сил и развивая концепцию геоморфологических уровней, выдвинутую К. К. Марковым [1948], автор предложил [1959, 1960б] следующее общее определение понятия «поверхность выравнивания». Поверхности выравнивания можно определить как поверхности различного генезиса, которые формировались в условиях весьма полной компенсации эндогенных процессов экзогенными, вследствие чего по своей форме они приближаются к уровненным поверхностям гравитационного поля Земли. Очевидно, под указанное определение подходят не только разнообразные денудационные поверхности (пенемены, педимены, абразионные равнины), которые обычно только и относятся геоморфологами к категории поверхностей выравнивания. С таким же, если не большим основанием поверхностями выравнивания должны считаться и аккумулятивные поверхности, притом не только континентального происхождения (аллювиальные, озерно-аллювиальные), но также и подводные — морские поверхности, сформированные в пределах шельфа. Эти поверхности почти полностью выпадают из поля зрения геоморфологов и служат лишь объектом геологических исследований. Раздвинув таким образом рамки понятия «выровненная поверхность», естественно прийти к обобщенному представлению о сложных, но целостных базисных полигенетических поверхностях выравнивания. Каждая такая поверхность представляет собой закономерную последовательность выровненных поверхностей различного генезиса. В пределах суши полигенетическая поверхность представлена участками денудационных равнин — пенеменов, педименов, которые сопрягаются с озерно-аллювиальными равнинами, сложенными коррелятивными отложениями. Ближе к базису эрозии (береговой линии моря или океана) в состав полигенетической поверхности входят участки абразионных, абразионно-аккумулятивных и дельтовых равнин. Непосредственным их продолжением служат равнины подводной (морской) аккумуляции, распространяющиеся в пределах шельфа, вплоть до континентального склона.

При анализе древних полигенетических поверхностей выравнивания, подвергшихся расчленению или погребенных (полностью или частично), необходимо реконструировать первоначальную поверхность, установить генезис отдельных ее участков и проследить соответствующие фациальные (морфофациальные) перехо-

ды. В ходе такого анализа, на основе корреляции денудационных и аккумулятивных участков решается вопрос о возрасте поверхности в целом. Дальнейшая задача состоит в установлении тектонических деформаций, которые претерпела поверхность после выхода ее из сферы формирования. Зная первоначальный план строения поверхности, последовательность расположения и гипсометрический (батиметрический) уровень формирования отдельных участков, можно выяснить общие и местные деформации поверхности и дать им количественную оценку. Изучение полигенетических поверхностей выравнивания целесообразно вести на базе картирования. Вначале составляются карты, на которых выделяются разновозрастные поверхности выравнивания и отмечаются участки различного генезиса в пределах каждой поверхности. В дальнейшем, после анализа высотных отметок поверхности, на карте проводятся изолинии (изогипсы), позволяющие судить о тектонических деформациях поверхности выравнивания.

ПОЛИГЕНЕТИЧЕСКАЯ ПРИРОДА ПОВЕРХНОСТЕЙ ВЫРАВНИВАНИЯ РАЗЛИЧНЫХ ТЕРРИТОРИЙ

А п п а л а ч и. Введение понятия о базисных полигенетических поверхностях выравнивания полностью отвечает современным запросам теории и практики геоморфологических исследований; отсутствие такого обобщающего понятия явно сужало рамки и тормозило развитие геоморфологии. Рассмотрение литературы показывает, что анализом полигенетических — денудационно-аккумулятивных поверхностей в той или иной мере пользовались многие геоморфологи и геологи, начиная с В. М. Дэвиса. Хотя автор термина «пенеплен» в своих теоретических работах ограничивался рассмотрением денудационных поверхностей, в практике исследований ему приходилось расширять этот подход, включая в рассмотрение и аккумулятивные поверхности. При описании истории рельефа Аппалачей В. М. Дэвис [Davis, 1909] рассматривал пенеплен Шули (мелового возраста) вместе с продолжающей его прибрежно-морской аккумулятивной равниной, сложенной коррелятивными толщами. Дэвис показал различные стадии эрозионного расчленения этой сложной денудационно-аккумулятивной (полигенетической) поверхности мелового возраста.

А ф р и к а н с к а я п л а т ф о р м а. В последнее время получили известность работы Л. Кинга [King, 1950, 1957], посвященные проблеме педиментов и педипленов. Кинг выдвинул положение, согласно которому поверхности выравнивания повсюду представлены педипленами различного возраста. Однако на профиле через прибрежную область Южной Африки, составленном самим Кингом, отчетливо видно, как высокая денудационная поверхность с остатками континентальных образований переходит в абразионно-аккумулятивную поверхность с покровом морских отложений. Интересно, что Кинг отмечает и наличие морфологических следов

древней береговой линии на границе между денудационным и абразионно-аккумулятивным участками полигенетической поверхности.

Ф. Дикси указывает на наличие озерно-аллювиальных равнин в составе поверхностей выравнивания внутри Африканского континента. Этот исследователь дает следующую общую характеристику строения поверхностей выравнивания Африки: «... эрозионные поверхности максимально расходятся вдоль хребтов (Восточно-Африканского нагорья — Ю. М.); с другой стороны, они стремятся сблизиться по направлению к морским или внутренним бассейнам. Поверхности сходятся и пересекаются вдоль шарнирных линий, и соответственно эрозионные циклы переходят здесь от фазы эрозии к фазе накопления осадков» [Дикси, 1959, стр. 92; разрядка наша.— Ю. М.]. Таким образом, несмотря на широкое распространение денудационных уровней (пенеппленов, педиппленов), в целом для Африканского континента есть все основания говорить о полигенетической (денудационно-аккумулятивной) природе поверхностей выравнивания.

Западная Европа. Большой интерес представляет сводка по поверхностям выравнивания вокруг Атлантики, подготовленная специальной комиссией Международного географического союза [Premier rapport..., 1956]. Этот сборник свидетельствует о постепенном отходе зарубежных исследователей от узких взглядов, согласно которым все поверхности выравнивания представляют собой пенепплены (либо педипплены), т. е. денудационные поверхности, образовавшиеся в континентальных условиях. В статьях, помещенных в сборнике, П. Биро доказывает абразионное происхождение одной из широко распространенных поверхностей Атлантического побережья Западной Европы, а М. Лефевр подчеркивает, что поверхности выравнивания, в широком понимании, формируются под действием как континентальных процессов, так и морской абразии. Эта новая точка зрения отражена, в частности, на интересной геоморфологической карте Парижского бассейна, составленной под руководством А. Шоллея [Carte morphologique du bassin Paris, 1960].

Наиболее близко к представлению о базисной полигенетической поверхности подошел французский геоморфолог К. Клейн [Klein, 1959а, б]. В своих работах Клейн развивает тезис, согласно которому всякая поверхность выравнивания является в той или иной мере «полигенной и полициклической». Правда, «полигенезис» рельефа поверхностей Клейн, как и другие зарубежные исследователи, понимает не в пространственном, а во временном разрезе. Он называет «полигенными» такие поверхности, которые длительно развивались и испытали на разных этапах своей истории воздействие нескольких, сменявших один другого агентов (заметим в этой связи, что болгарский геоморфолог Ж. Тылыбов считает целесообразным термин «полигенетическая поверхность», в нашем понимании, заменить иным, например термином «полифаціальная поверхность»). Существенно, что поверхности вырав-

пывания Клейн понимает очень широко — как формы динамического равновесия (*équilibre mobile*) внутренних и внешних сил. Третичная поверхность с кремнистыми корами выветривания в пределах Парижского бассейна, по Клейну, является общей для поднятых частей и областей аккумуляции. Денудационные участки поверхности (*surfaces de regradation*) и аккумулятивные участки (*surfaces d'aggradation*) образуют единый уровень, схема строения которого, указанная Клейном, в принципе соответствует схеме строения базисных полигенетических поверхностей.

Территория СССР. Концепция базисных полигенетических поверхностей получила значительный отклик среди советских исследователей. Ее поддержал А. И. Спиридонов [1961] в статье «Проблема поверхностей выравнивания в СССР». Представления о многообразии факторов, принимающих участие в формировании поверхностей выравнивания, еще раньше были высказаны в работах В. Г. Бондарчука [1946а], А. И. Спиридонова [1952], В. Е. Хаина [1954], Н. В. Думитрашко [1954], Д. А. Лилиенберга [1958] и других исследователей.

Новые фактические данные о поверхностях выравнивания на территории СССР дают многочисленные свидетельства их сложной, полигенетической природы. Большой интерес представляют наблюдения М. С. Калецкой и А. Д. Миклухо-Маклая [1961] на западном склоне Полярного Урала. Здесь установлено наличие полигенетической поверхности, включающей денудационную равнину, несущую покровы кор выветривания, и древнеаккумулятивную равнину, сложенную прибрежно-морскими отложениями. Минералогические анализы подтверждают, что прибрежно-морские отложения образовались за счет размыва кор выветривания, т. е. коррелятны последним. Возраст поверхности определяется как мезозойский (меловой).

Полигенетическая природа поверхности выравнивания палеогенового (олигоценового) возраста на северо-восточной окраине Казахского щита установлена Е. А. Финько [1961а]. Здесь обнаружено, как волнистая денудационная поверхность типа пенеплена по направлению на север меняет свой облик. При неизменном петрографическом составе пород поверхность становится более плоской, что вместе с наличием остатков прибрежно-морских отложений указывает на ее абразионное происхождение. Еще севернее пятна морских отложений смыкаются в сплошной покров и поверхность приобретает характер первичной равнины морской аккумуляции. За пределами Казахского щита поверхность быстро погружается и скрывается под толщами более молодых осадков.

Не подлежит сомнению справедливость вывода о полигенетической природе поверхностей выравнивания Волго-Уральской области и Северного Кавказа [Востряков, 1964; Горелов, 1964 и др.].

О СОХРАНЕНИИ В РЕЛЬЕФЕ УЧАСТКОВ ДРЕВНЕАККУМУЛЯТИВНЫХ ПОВЕРХНОСТЕЙ

Использованию концепции полигенетических поверхностей в практике исследований подчас мешает укоренившийся взгляд, согласно которому все древние поверхности выравнивания являются денудационными (выработанными). Термины «поверхность выравнивания» и «денудационная поверхность» нередко считаются синонимами. Данные углубленных исследований показывают, однако, что наряду с денудационными участками в составе поверхностей выравнивания распространены участки древнеаккумулятивных равнин. Наибольшим распространением последние пользуются в пределах платформенных областей, равнинный рельеф которых отражает первичное ненарушенное залегание пород. Безусловно, на фоне поднятия участки аккумулятивных равнин подвергаются значительному расчленению, местами — снижению. Тем не менее можно утверждать, что даже после очень длительной эпохи денудации в рельефе платформ сохраняются (на водоразделах) фрагменты первичных аккумулятивных уровней.

И. П. Герасимов еще в 30-х годах выдвинул положение о широком распространении в пределах возвышенных районов Западного Казахстана поверхностей первичных абразионно-аккумулятивных равнин. Наибольшей сохранностью первичная аккумулятивная поверхность обладает на Устюрте (наиболее молодом по возрасту — верхнетретичном плато), меньшей — на Приаральском (Тургайском) плато, еще меньшей — на наиболее древнем, Подуральском плато [Герасимов, Марков, 1939]. Эти представления подтверждаются новыми данными. П. Я. Кошелев [1959] в пределах Тургайской столовой страны на основе геоморфологического картирования выделяет обширные пространства первичной аккумулятивной равнины, сложенной толщей суглинков, супесей и глин позднемиоценового и раннеплиоценового возраста, мощностью 30—80 м. Современные абсолютные высоты этой первичной поверхности значительны — от 200 до 340 м.

Исходная поверхность Приволжской возвышенности, по нашим представлениям, также является первичной (морской) абразионно-аккумулятивной равниной палеогенового возраста. Считать исходную поверхность Приволжской возвышенности пенепленом нет никаких оснований: она образовалась не в результате выравнивающей деятельности сноса. Рассматриваемая поверхность, сильно расчлененная и сохранившаяся лишь в виде отдельных плоских останцовых массивов, представляет собой, по существу, высоко поднятое дно палеогенового моря [Горелов, 1959; Мещеряков, 1960б]. Эту точку зрения поддержал А. И. Олли, который указал, что в правобережной части Среднего Поволжья «имеются обширные участки, сложенные горизонтально залегающими царичинскими слоями, которые не испытали никакой существенной

переработки после выхода их из-под уровня моря ... Эти участки с самого начала представляли собой поверхность выравнивания (морского аккумулятивного выравнивания), в последующее время они вошли составными частями в единую поверхность более позднего развития. Возраст указанных участков, несомненно, палеогеновый, так как из-под уровня моря они вышли в олигоцене...» [1960, стр. 329].

В условиях платформенного тектонического режима, по-видимому, сохраняются фрагменты еще более древних, чем третичные, первичных поверхностей. В. С. Вышемирский и И. П. Варламов [1958] в пределах Алданского щита и Вилюйской синеклизы выделяют поздне меловую поверхность выравнивания. В области щита поверхность является денудационной. В области синеклизы за счет накопления коррелятивных толщ формировалась аккумулятивная (озерно-аллювиальная) равнина. В пределах западного склона Урала и прилегающей части Русской платформы аккумулятивную поверхность позднеюрского-раннемелового возраста выделяет Д. В. Борисевич [1954]. В результате детальных морфологических и литологических исследований Д. В. Борисевичу удалось даже проследить положение древней береговой линии позднеюрского моря в верховьях р. Камы.

Как совместить данные о сохранении в рельефе платформ весьма древних поверхностей (в том числе участков первичных равнин) с данными о их длительной денудации и значительной эродированности? Разумеется, нельзя отрицать очевидный факт, что, например, Приволжская возвышенность с конца палеогена подверглась существенному воздействию агентов денудации. Необходимо учитывать, однако, исключительную неравномерность процесса денудации платформ. Денудация платформ происходит не путем общего, равномерного снижения их поверхности. Эрозионные процессы локализуются вдоль стволов речной сети, так что при глубоком эрозионном расчленении плато эффект поднятия как бы компенсирован только в пределах каньонов, тогда как поднятие междуречных пространств будет оставаться некомпенсированным весьма длительное (с точки зрения геоморфолога) время. Неравномерность процесса денудации обусловлена также значительностью таких процессов, как боковая эрозия (планация) рек, педиментация (параллельное отступление склонов), абразия. Все эти процессы действуют преимущественно в горизонтальном направлении. Смыв с плоских водораздельных пространств, конечно, сопутствует боковому подмыву, но в масштабе геологического времени дает несравненно меньший эффект. Очевидно, за пределами участков (или стволов) интенсивного размыва создаются условия для длительной консервации древних поверхностей аккумуляции или денудации с фиксирующими их отложениями или корами выветривания.

Положение о крайней неравномерности процесса денудации в условиях платформ имеет принципиально важное значение для

оценки закономерностей размещения полезных ископаемых. Приняв это положение, мы признаем возможность сохранения весьма древних элементов рельефа, связанных с ними отложений и полезных минералов на высоких, слабо затронутых денудацией уровнях.

Принятие концепции «поверхностей снижения», выдвинутой И. И. Красновым и С. Ф. Козловской [1962], заставляет совершенно иначе подходить к вопросам поисков полезных ископаемых. Согласно этой концепции, развитой на материале по Средней Сибири, различные ступени рельефа не разновозрастны, а представляют собой элементы единой, сложной по морфологии «поверхности снижения». Нельзя отрицать, что в определенных условиях может происходить (особенно путем педиментации) формирование нескольких разновозрастных денудационных уровней, привязанных к различным местным базисам эрозии. Однако, на наш взгляд, С. Ф. Козловская и И. И. Краснов сильно преувеличивают значение этой интересной и мало исследованной пока закономерности и весьма «омолаживают» рельеф Средней Сибири. Принятие концепции «поверхностей снижения» заставляет пессимистически оценивать возможность обнаружения древних форм рельефа и связанных с ними россышей и кор выветривания на высоких водораздельных плато.

Задача дальнейших исследований в Средней Сибири и других районах — оценить роль различных процессов в образовании поверхностей выравнивания, решить дискуссионные проблемы их датировки. Мы видим на этом примере, какое большое практическое значение не для решения отдельных, частных поисковых задач, а для определения общего направления поисков имеет принятие той или иной концепции теоретической геоморфологии.

ЗНАЧЕНИЕ АНАЛИЗА
ПОЛИГЕНЕТИЧЕСКИХ ПОВЕРХНОСТЕЙ
ДЛЯ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОГО КАРТИРОВАНИЯ.
ЗАДАЧА СОСТАВЛЕНИЯ КАРТЫ
ПОВЕРХНОСТЕЙ ВЫРАВНИВАНИЯ СССР

Основой для решения теоретических проблем геоморфологии и вынесения практических рекомендаций служит геоморфологическая карта. Вопрос о принципах составления крупномасштабных геоморфологических карт, как известно, остается дискуссионным. Существуют два принципиально различных подхода к его решению. Один подход, который может быть назван синтетическим, выражается в показе на картах так называемых морфогенетических типов рельефа. Другой подход, аналитический, требует выделения и съемки элементарных поверхностей, склонов, уступов и других граней рельефа, подразделяемых по возрасту и генезису. А. Д. Наумов [1960] верно определил сущность этого подхода, указав, что объектом полевого картографирования должны являться основные элементы рельефа, как таковые, т. е. водораз-

дельные пространства, склоны водоразделов и долин, речные долины. Происхождение и возраст должны определяться не для «типов рельефа» в целом (что возможно лишь на стадии обобщения материалов), а для элементарных поверхностей и конкретных форм.

Можно утверждать, что задаче дальнейшего развития геоморфологии отвечает создание аналитических карт, на которых выделяются разновозрастные поверхности выравнивания, террасы и другие геоморфологические уровни. Обращаясь к аналогии с геологическими картами, «морфогенетические» карты можно уподобить геологическим картам, которые составлялись на начальном этапе геологической съемки и на которых изображался не возраст пород, а давалась в самом обобщенном виде характеристика последних (выделялись глины, песчаники, известняки, граниты и т. д.). Известно, насколько возросла структурность геологических карт при переходе к картированию разновозрастных комплексов пород, насколько возросли возможности использования карт для палеогеографических реконструкций. Такое же значение, по нашему мнению, мог бы иметь переход к составлению геоморфологических карт по принципу выделения элементарных поверхностей, по принципу показа этапов развития рельефа.

При подразделении поверхностей по возрасту, генезису и морфологии руководящей основой может служить прослеживание полигенетических поверхностей. Интересен в этом отношении опыт болгарских исследователей, нашедший отражение в сводной геоморфологической карте страны, составленной в 1961 г. под редакцией проф. Ж. Гылыбова. Болгарские геоморфологи придают поверхностям выравнивания при геоморфологическом картировании значение основных стратиграфических подразделений, к которым «привязываются» все остальные, осложняющие их (морфоскульптурные) элементы рельефа.

На территории своей страны болгарские геоморфологи различают следующие основные поверхности выравнивания, отвечающие крупным этапам истории рельефа: 1) нижнемиоценовую, 2) сарматско-понтическую, 3) древнеплиоценовую и 4) новоплиоценовую. Установлено, что в пределах каждой поверхности денудационные участки сопрягаются с одновозрастными им абразионными, абразионно-аккумулятивными, а также с древними, поднятыми уровнями чисто аккумулятивного происхождения. По К. Мишеву [1959], при формировании исходной поверхности северной части Нижнедунайской низменности «по соседству с береговой линией плиоценового озерного бассейна денудационно-абразионная поверхность постепенно переходила в аккумулятивную поверхность. В современном рельефе этот переход не отражен, отсутствует и какой-либо перелом в профиле водораздельной поверхности, вследствие чего мы можем с полным правом говорить о единой полигенной поверхности (разрядка наша.— Ю. М.), на юго-западе преимущественно денудацион-

ной, а на северо-востоке — аккумулятивной. На этом основании на приложенной геоморфологической карте данная поверхность представлена как единое «целое» [там же, стр. 46].

Основной раздел легенды геоморфологической карты Болгарии носит название «Денудационные и аккумулятивные поверхности». Площади распространения каждой поверхности покрываются штриховками определенного рода. Небольшими видоизменениями штриховок или дополнительными значками отображается генезис того или иного участка поверхности (денудационный, абразионный, аккумулятивный).

На изображение поверхностей выравнивания накладываются различного вида значки, характеризующие отдельные мелкие формы рельефа и локальные структуры. Недостаток карты — отсутствие специальной геоморфологической (генетической) характеристики склонов и уступов между поверхностями. Тем не менее геоморфологическая карта представляется чрезвычайно богатой по содержанию: она дает четкое представление об этапах формирования рельефа, о распределении участков денудации и аккумуляции и путях переноса материала на каждом этапе и служит надежной основой для выводов о неотектонике.

Одним из аргументов против широкого внедрения метода прослеживания разновозрастных поверхностей в практику картирования служит то, что до сих пор имеются большие разногласия в вопросе о количестве, возрасте и происхождении поверхностей выравнивания, нет общепринятой схемы корреляции поверхностей и террас. Конечно, решить эти вопросы для столь обширной территории, как Советский Союз, — трудная задача. Нельзя ожидать, однако, что эта задача будет решена немедленно и без организации специальных исследований.

Представляется целесообразным приступить в ближайшее время к составлению мелкомасштабной сводной карты поверхностей выравнивания территории СССР². Такая карта, неизбежно не вполне совершенная на данном этапе, послужит тем не менее реальной основой к картированию поверхностей в более крупных масштабах. В дальнейшем на базе материалов крупномасштабного картирования, естественно, подвергнется коррективам и обзорная карта.

Содержание карты должно быть представлено следующими элементами.

1. Цветным фоном целесообразно закрашивать площади распространения поверхностей выравнивания. Различные цвета должны отображать возраст поверхностей. Цветовая шкала, по видимому, должна в известных пределах приближаться к гипсометрической.

² «Карта поверхностей выравнивания и кор выветривания СССР» в м-бе 1:2 500 000 под редакцией И. П. Герасимова и А. В. Сидоренко вышла в свет в 1971 г. Ю. А. Мещеряков вошел в состав редколлегии карты. — *Прим. ред.*

2. Различными значками и штриховкой следует показывать генезис отдельных участков поверхностей: выделять денудационные, абразионные, аккумулятивные — морские, озерные, аллювиальные и другие поверхности. Следует также отражать наличие покровов кор выветривания, лёссов, следы реликтовой гидрографической сети на древних поверхностях и другие элементы, имеющие значение для поисков полезных ископаемых.

3. Необходимо обсудить вопрос о показе склонов — поверхностей врезания [по Н. А. Лебедевой, 1957]. Весьма интересно было бы характеризовать поверхности врезания по возрасту. Более простой путь — подразделить склоны по крутизне или амплитудам высот.

Можно высказать уверенность, что составление сводной карты поверхностей выравнивания Советского Союза явилось бы весьма крупным вкладом в науку.

ЗНАЧЕНИЕ АНАЛИЗА
ПОЛИГЕНЕТИЧЕСКИХ ПОВЕРХНОСТЕЙ
ДЛЯ ПОИСКОВ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ.
ЗАДАЧА ПАЛЕОГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОГО КАРТИРОВАНИЯ

Изучение полигенетических поверхностей обеспечивает решение задач геоморфологии на том уровне, которого требует современная постановка поисков полезных ископаемых: нефти, газа, россышей, угля, бокситов и др. При нефтепоисковых работах картирование полигенетических поверхностей служит одним из основных геоморфологических методов прогноза платформенных структур — возможных ловушек нефти и газа. На основе анализа поверхностей представляется возможным строить так называемые структурно-геоморфологические карты, отображающие деформации поверхностей в изолиниях. Внедрение этого пока еще недостаточно используемого метода в практику геоморфологических работ представляется важной задачей, направленной на повышение точности исследований, на придание большей конкретности и объективности их результатам.

Рекострукция древних полигенетических поверхностей имеет существенное значение для анализа закономерностей размещения полезных ископаемых. Изучение поверхностей, прослеживание фациальных переходов в их пределах могут способствовать выявлению не только частных, но и более широких закономерностей распространения полезных ископаемых. Исследования Западной Сибири привели к необходимости выделения генетических рядов россышей [Даргевич и др., 1960]. Под генетическим рядом понимается закономерная последовательность типов россыпей, связанная с изменениями условий осадконакопления, со сменой фаций. В различные генетические ряды входят: элювиально-делювиальные месторождения, делювиально-аллювиальные, аллювиальные, озерно-аллювиальные, прибрежно-морские россыпи и др. Выяснение особенностей того или иного генетического ряда требует, по

существованию, реконструкции полигенетической поверхности выравнивания, существовавшей в период образования россыпей.

Для многих районов платформ установлено, что по периферии поднятий (областей размыва) располагаются зоны бокситонакопления, которые в направлении осевых частей впадин замещаются сначала угленосными, а затем нефтеносными толщами. Подобная зональность обусловлена закономерными изменениями рельефа и условий осадконакопления в эпоху образования полезных ископаемых. Углубленное изучение этих условий на базе представления о полигенетических поверхностях может способствовать установлению общих закономерностей размещения полезных ископаемых.

В отличие от бокситов, каменного угля, железных и марганцевых руд такие полезные ископаемые, как нефть и газ, подземные воды не сохраняют положение в земной коре неизменным, а испытывают медленные перемещения, контролируемые неравномерными тектоническими движениями. Для прослеживания путей миграции полезных ископаемых в земной коре важна не только реконструкция древних полигенетических поверхностей, но и прослеживание их последующих деформаций. Опыт такого исследования провел Н. И. Марковский [1959] с целью выяснения закономерностей распределения залежей нефти и газа в каменноугольных отложениях юго-востока Русской платформы. Н. И. Марковский реконструировал первоначальное положение угленосной и нефтематеринской формаций визейского времени и установил парагенетическую связь этих формаций, которые образовались, как пишет Н. И. Марковский [1959], «на односклоне общего бассейна седиментации, но в разных физико-географических средах» (стр. 28), т. е. на единой полигенетической поверхности.

Анализ деформаций этой древней (каменноугольной) полигенетической поверхности позволил проследить пути миграции нефти в мезокайнозой. На схемах (рисунок) видно, как в результате деформаций нефть перешла из нефтепроизводящей зоны в нефтевмещающую. «Современное нахождение угля и нефти,— подчеркивает Н. И. Марковский,— не отражает ни генезиса, ни их исторических связей. Для того чтобы раскрыть такую связь, необходима реконструкция древнего ландшафта. Необходимо выделить зону шельфа вместе с заливами, лагунами и эстуариями как нефтепроизводящую и примыкающую к ней аллювиальную равнину как потенциально нефтевмещающую зону. Последняя может быть одновременно и угленосной» [там же, стр. 29]. Описанный метод изучения пространственной связи угленосных и нефтепроизводящих формаций применим к изучению и других территорий.

Геоморфологи принимают еще явно недостаточное участие в разработке проблемы закономерностей образования и размещения полезных ископаемых, решая по большей части лишь отдельные частные задачи и не используя всех возможностей науки для ос-

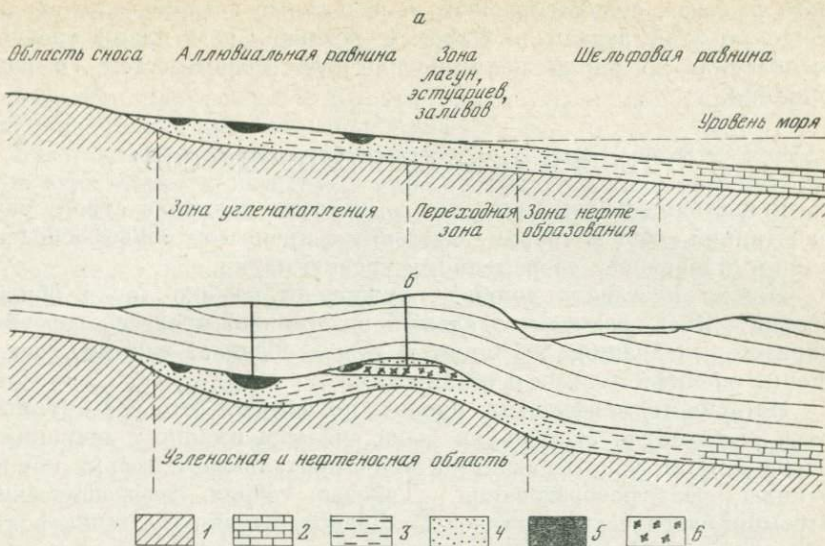


Схема взаимоотношений угленосной и нефтеносной формаций

а — в начальный период формирования; б — после тектонических деформаций в современную эпоху (по Н. И. Марковскому, 1959). 1 — односклон; 2 — породы карбонные; 3 — то же, пелитово-глинистые; 4 — то же, песчаные; 5 — залежи угля; 6 — то же, нефти и газа

вещения коренных вопросов данной проблемы. В значительной мере такое положение является наследием разрыва между географическим и геологическим направлениями в геоморфологии. Для преодоления этого разрыва, весьма затруднявшего разработку теории и ослаблявшего позиции геоморфологии, большое значение имело создание палеогеографического направления в науке о рельефе (И. П. Герасимов, К. К. Марков, Б. Л. Личков и другие исследователи).

Последовательное использование исторического — палеогеографического подхода заставляет признать, что корни современного рельефа проникают далеко в глубь истории Земли. Отсюда вытекает необходимость резкого усиления внимания к вопросам палеогеоморфологии, к изучению древнего, погребенного рельефа. Поворот к проблемам палеогеоморфологии необычайно расширяет сферу деятельности геоморфолога: вместо одной, современной поверхности Земли объектом изучения становится множество погребенных топографических поверхностей. Изучение последних стимулируется большим практическим значением анализа погребенного рельефа, который, особенно в платформенных областях, контролирует распределение залежей многих полезных ископаемых.

Важной задачей является картирование древних топографических поверхностей, составление серий карт (атласов) погребен-

ного рельефа, существовавшего в различные исторические эпохи. Решение этой задачи в широком региональном плане требует выявления древних полигенетических поверхностей выравнивания.

О ТЕОРИИ ЭКЗОГЕННЫХ ПРОЦЕССОВ¹

В настоящее время еще нет достаточно полной и строго разработанной общей теории экзогенных процессов рельефообразования, отвечающей современному уровню науки.

Можно поставить вопрос — нужна ли вообще такая общая теория? Ведь каждый отдельный экзогенный процесс — эрозия, абразия, экзарация, дефляция и т. д. — обладает своими, совершенно специфическими особенностями.

История геоморфологии, однако, показывает, что все крупные вехи в развитии этой науки были связаны именно с широкими обобщениями, охватывающими фундаментальные и весьма общие законы рельефообразования. Таковы теория географических (геоморфологических) циклов В. Дэвиса, учение В. Пенка о непрерывном взаимодействии эндогенных и экзогенных сил, концепции морфоструктуры и морфоскульптуры (И. П. Герасимов), геоморфологических уровней (К. К. Марков). Все эти теоретические концепции раскрывают весьма общие закономерности. Особенности более частных процессов и явлений выявляются лишь при детализации универсальных схем. Например, при детализации учения о географических циклах Дэвиса выделяются эрозионный (нормальный), ледниковый, аридный, карстовый, абразионный циклы. По такому же принципу детализируются общие понятия «морфоскульптура», «геоморфологический уровень» и др. Очевидно, экзогенные процессы и формы рельефа обладают некоторыми весьма общими свойствами, выявление которых было и остается важной задачей геоморфологической науки.

В настоящее время назревает потребность в разработке количественной, физико-математической теории экзогенных процессов, как общей, так и специальной. Задача настоящей статьи — обратить внимание на некоторые закономерности, которые следует учитывать при дальнейшей разработке общей теории.

Представляется, что такая теория должна выражать функциональные зависимости экзогенных процессов от ряда факторов. Поскольку ход экзогенных процессов определяется, как правило, очень многими факторами, речь может идти, по-видимому, лишь о том, чтобы представить в функциональном виде связи с ведущими факторами, определяющими направление и интенсивность экзогенных процессов. Второстепенные факторы могут быть учтены с помощью вероятностных методов, в виде эмпирически

¹ Статья опубликована в кн.: Современные экзогенные процессы рельефообразования. М.: Наука, 1970.

полученных коэффициентов. Такой путь совместного применения аналитических и вероятностных методов в геоморфологии, как отмечает А. С. Девдариани [1967а], является наиболее перспективным как при решении теоретических, так и прикладных задач, связанных с прогнозом процессов.

Экзогенные процессы протекают в поле силы тяжести Земли. Хотя сила тяжести оказывает самое существенное влияние на ход экзогенных процессов, этот фактор можно как бы «вынести за скобки», поскольку величину силы тяжести на Земле можно в первом приближении считать постоянной. Однако вопрос о влиянии аномалий силы тяжести Δg на экзогенные процессы заслуживает серьезного исследования. К недостаточно изученным общепланетарным факторам относится также эффект вращения Земли (ускорение Кориолиса).

Важнейшим фактором, изменения которого влекут за собой существенные перемены в характере экзогенных процессов, являются климатические условия (радиационный баланс, условия увлажнения, особенности циркуляции атмосферы и связанные с климатом особенности биогеохимических процессов). Углубленному анализу зависимости рельефообразующих процессов от климата способствовало развитие в последние десятилетия климатической геоморфологии. Важным результатом исследований было установление географической зональности процессов рельефообразования (Григорьев, 1938—1939; Cholley, 1950; Маккавеев, 1955; Cailleux, Tricart, 1956; Büdel, 1961].

В символической форме можно записать:

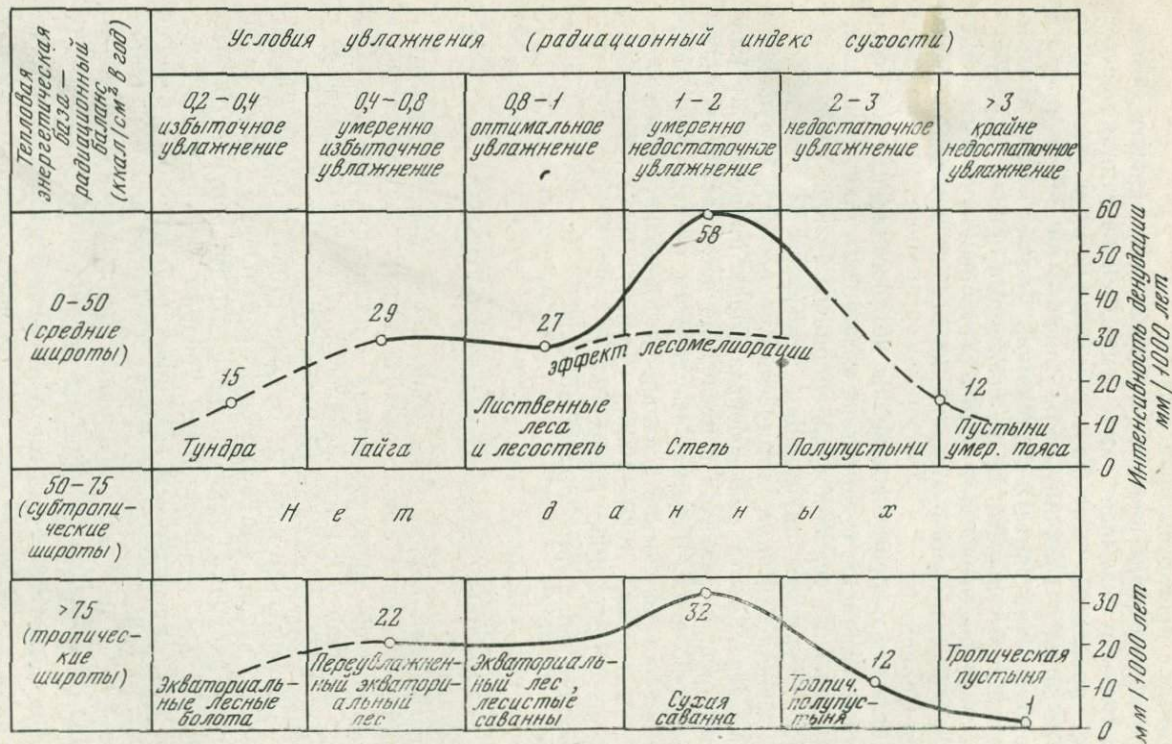
$$E=f(K), \quad (1)$$

где E — экзогенные рельефообразующие процессы; K — показатель климата.

Количественный анализ этой зависимости сводится обычно к учету величин жидкого стока (расхода воды), скорости ветра и других показателей, тесно связанных с климатической обстановкой. Менее изучена связь интенсивности экзогенных процессов с обобщенными климатическими показателями.

А. А. Григорьевым и М. И. Будыко [1956] был установлен периодический закон географической зональности. Этот закон иллюстрирует рисунок. Горизонтальные строки рисунка соответствуют различным энергетическим уровням физико-географического процесса, определяемым величиной радиационного баланса R . В пределах каждого такого уровня (средние широты, тропические широты и др.) типы природных ландшафтов распределяются в строгой последовательности, в зависимости от радиационного индекса сухости $\frac{R}{L \cdot r}$, где R — годовой радиационный баланс; L — скрытая теплота испарения; r — годовая сумма осадков.

Зоны с наибольшей продуктивностью биотических компонентов в пределах каждой горизонтальной строки приходятся на оптимальные значения индекса сухости (0,8—1). При уменьшении



Интенсивность денудации в различных географических зонах (для условий равнин)

и при увеличении этого индекса годовой прирост биомассы снижается.

В настоящее время имеются скудные сведения о суммарной интенсивности экзогенных процессов в различных географических зонах. Наиболее известна сводка французского исследователя Корбеля (Corbel, 1959), в которой обобщен большой материал и получены значения интенсивности денудации (мм/1000 лет) для равнин в различных климатических зонах. Используя эти данные, можно проследить изменения интенсивности денудации лишь для двух строк (см. рисунок), соответствующих средним широтам и тропикам.

Выясняется, что минимальные значения интенсивности денудации имеют географические зоны, отличающиеся резкой диспропорцией тепла и влаги. В зонах избыточного увлажнения (тундры, экваториальные заболоченные леса) размыву препятствует, по-видимому, переувлажненность почвогрунтов. В зонах крайне недостаточного увлажнения (пустыни умеренного пояса и тропиков) размыв тормозится недостатком (или почти полным отсутствием) осадков.

Максимальной интенсивности денудация достигает в зонах умеренно недостаточного увлажнения (индекс сухости = 1—2). В средних широтах — это зона степей, в тропических широтах — подзона сухих саванн. Интересно, что на обоих энергетических уровнях — в средних широтах и в тропиках — зона максимальной денудации одинаково смещена по отношению к зоне оптимального увлажнения в сторону сухих зон. Это обусловлено, по-видимому, тем, что зоны оптимального соотношения тепла и влаги отличаются наибольшей годовой продуктивностью природного растительного покрова. Богатая растительность лиственных лесов, лесостепи, светлых экваториальных лесов и лесистых саванн препятствует денудации. Максимум последней смещен в природные зоны, где растительный покров менее развит, но соотношение тепла и влаги еще достаточно гармонично. Таким образом, зоны максимальной интенсивности геоморфологических (экзогенных) процессов не совпадают с зонами, которые, по А. А. Григорьеву, характеризуются наибольшей суммарной интенсивностью общего физико-географического процесса.

Заметим, что кривая для средних широт (см. рисунок) хорошо иллюстрирует смысл насаждения леса в степи, как меры борьбы с эрозией. Теоретически благодаря созданию в степи лесостепных условий интенсивность природных процессов размыва почв может быть снижена примерно вдвое.

Кривые изменений интенсивности денудации для средних широт и тропиков весьма сходны. Однако кривая для тропических широт, в целом, как бы снижена, что указывает на общее ослабление денудации в тропиках по сравнению со средними широтами. Для зон с оптимальным и избыточным увлажнением это обусловлено, видимо, тем, что значительно более пышная растительность в тропиках лучше предохраняет земную поверхность

от размыва. Для зон с недостаточным увлажнением пониженная интенсивность денудации отражает экстрааридный характер тропических пустынь.

Итак, экзогенные геоморфологические процессы подчиняются периодическому закону географической зональности. Углубление исследования этой зависимости, с привлечением большого фактического материала, позволяет установить вид функциональной связи экзогенных процессов с климатическими показателями.

Среди основных факторов, определяющих ход экзогенных рельефообразующих процессов, наряду с климатом отмечается обычно тектоника — эндогенные движения земной коры. Установлено, что поднятия земной коры стимулируют денудацию, опускания — аккумуляцию. В условиях интенсивных дифференцированных движений земной коры возникает горный рельеф, в условиях спокойного тектонического режима формируется равнинный рельеф. С учетом этой зависимости символическое выражение (1) примет вид

$$E = f(K, T), \quad (2)$$

где T — эндогенные (тектонические) процессы.

В настоящее время имеются опыты аналитического исследования развития рельефа при совместном воздействии эндогенных и экзогенных сил. Основой для этих исследований, как отмечает А. С. Девдариани [1967б], послужила работа М. А. Великанова [1958], где было выведено уравнение баланса наносов в потоке, ложе которого испытывает тектонические движения. А. С. Девдариани [1967а] показал, что в общем случае развитие рельефа при совместном действии экзогенных и эндогенных сил (для плоской задачи) описывается дифференциальным уравнением

$$\frac{\partial H}{\partial t} = \frac{\partial H}{\partial x} \left[K(x, t) \frac{\partial H}{\partial x} \right] + V(x, t), \quad (3)$$

где H — высота точки на профиле рельефа в каждый данный момент (относительно предельного профиля); $K(x, t)$ — функция, учитывающая гидрологические, климатические условия, сопротивляемость пород размыву и их изменения от расстояния x и времени t ; $V(x, t)$ — функция, описывающая скорость перемещения поверхности за счет эндогенных движений; x — текущая координата; t — время.

Японский исследователь Х. Массасигэ [1967] дал дифференциальное уравнение развития склона в несколько ином виде:

$$\frac{\partial H}{\partial t} = a \frac{\partial^2 H}{\partial x^2} - b \frac{\partial H}{\partial x} - cH + V(x, t), \quad (4)$$

где a, b, c — коэффициенты; прочие обозначения приведены в соответствии с уравнением (3).

Таким образом, символическое выражение (2) в приведенных двух уравнениях (3) и (4) наполняется конкретным содержанием. Как видно, роль тектонических движений в уравнениях (3) и (4) учитывается добавлением к правой части слагаемого $V(x, t)$.

С принципиально иных позиций подходит к проблеме американский ученый А. Шайдеггер [1964]. Он считает, что предметом геоморфологии являются только экзогенные процессы и созданные ими формы; эндогенные процессы и формы относятся к другой науке — геодинамике. В «Теоретической геоморфологии» А. Шайдеггер ограничивается поэтому анализом экзогенных процессов, абстрагируясь от тектонических движений. Однажды при анализе формирования склонов А. Шайдеггер нарушает «табу», наложенное им на тектонику, имея целью проверку представлений В. Пенка. В результате трудоемких математических операций А. Шайдеггер приходит к выводу, что форма склонов, вопреки взглядам В. Пенка, не зависит от движений земной коры. По Шайдеггеру, как при восходящем, так и нисходящем развитии господствуют вогнутые склоны. «Теория не дает никаких указаний, что склоны когда-либо могут стать выпуклыми», — заключает автор [Шайдеггер, 1964, стр. 166] в вопиющем противоречии с результатами наблюдений многих исследователей.

Чем обусловлен столь странный вывод? Дело в том, что А. Шайдеггер предельно схематизировал характер эндогенных процессов, сведя их к движению в узкой полосе, соответствующей, по-видимому, сбросу. Модель взаимодействия эндогенных и экзогенных сил, которой А. Шайдеггер придает общее значение, в действительности носит очень частный характер.

Показательно, что совершенно иную оценку концепция В. Пенка получила в работе А. С. Девдариани [19676]. По сравнению с А. Шайдеггером, А. С. Девдариани принял гораздо более реалистическую модель эндогенных движений. Использование функции $V(x_1, t)$ в уравнении (4) позволяет рассмотреть случаи общих поднятий или опусканий, охватывающих весь исследуемый профиль, предусмотреть возможность изменения характера движений во времени и пространстве. Такой подход позволил А. С. Девдариани заключить, в полном соответствии со взглядами В. Пенка, что даже в условиях компенсации эндогенных процессов экзогенными, при поднятии $V(x) > 0$, должна возрасти выпуклость форм рельефа, а при опускании, $V(x) < 0$, напротив, увеличиваться их вогнутость. Результаты теоретических исследований А. С. Девдариани, как видно, не только не противоречат данным геоморфологических наблюдений, но позволяют более глубоко и обоснованно интерпретировать материалы наблюдений.

Надо согласиться с Н. И. Маккавеевым, который в предисловии к русскому переводу «Теоретической геоморфологии» пишет, что геоморфологию нельзя укладывать в узкие рамки, которые для нее очерчены А. Шайдеггером [1964]. Учет воздействия как экзогенных, так и эндогенных факторов — необходимое условие строгого научного анализа процессов рельефообразования. Доба-

вим к этому, что при математическом моделировании процессов рельефообразования нельзя сводить влияние эндогенных движений к примитивным схемам. Эндогенные движения, принимающие участие в формировании рельефа, проявляются не только повсеместно и непрерывно, но и отличаются весьма сложным характером. Необходимо учитывать различия движений в разных геоструктурных (морфоструктурных) областях, рассматривать совместный эффект движений структурных элементов разного порядка величины, принимать во внимание изменения характера движений во времени. Таким образом, для правильного понимания хода экзогенных процессов надо учитывать всю сложность процессов эндогенных. Практически это означает, что функция $V(x, t)$ в уравнениях типа (3), (4) должна представлять собой сложное (по-видимому, многочленное) выражение.

Вернемся к книге А. Шайдеггера и попробуем выяснить корни нигилистического отношения ее автора к эндогенным процессам. Те разделы книги, где А. Шайдеггер анализирует роль эндогенных процессов в рельефообразовании, действительно, как мы видели, крайне неудачны². Напомним, что без учета тектонических движений обошелся и В. В. Звонков [1962], разрабатывая формулы для расчета водной и ветровой эрозии. Правомочность такого подхода подтвердит всякий исследователь — геоморфолог или геолог. Возникают вопросы, как обосновать теоретически эту возможность и в каких пределах допустимо абстрагироваться от влияния эндогенных движений?

Общее теоретическое положение, что ход экзогенных процессов контролируется эндогенными движениями, остается незыблемым. Но надо учитывать, что движения земной коры оказывают влияние на экзогенные процессы не непосредственно, а через сложившийся рельеф. Особенности рельефа (относительные и абсолютные высоты, уклоны и другие показатели) на определенной стадии геоморфологического развития сами становятся важнейшим фактором, определяющим дальнейший ход экзогенных процессов. На такой стадии медленные направленные движения земной коры — и тем более короткопериодические колебания — практически уже не оказывают заметного влияния на экзогенные процессы. В этих условиях наблюдается явление, названное нами автономностью экзогенных процессов [Мещеряков, 1965].

Явление автономности поясним следующим примером. Рассмотрим горное сооружение Большого Кавказа, созданное поднятиями земной коры и продолжающее подниматься в современную эпоху, согласно данным повторного нивелирования, со скоростью до 1 см/год. Предположим, что поднятие прекратится и Кавказский хребет будет вовлечен в опускание. Прекратятся ли сразу вслед за этим интенсивная глубинная эрозия рек, интенсивная денудация склонов внутри Кавказского хребта? Ясно, что нет,

² Этого нельзя сказать о книге в целом, иначе она не получила бы столь большой известности, не была бы переведена на другие языки.

поскольку уклоны поверхности форма и размеры водосборов не претерпят практически никаких изменений, а именно эти факторы определяют современный характер экзогенных процессов на Кавказе. Если опускание будет продолжаться достаточно долго, то в интенсивности, а затем и в направленности экзогенных процессов произойдут изменения. Прежде всего эрозия сменится аккумуляцией в нижних отрезках речных долин, тогда как в верхних отрезках, на фоне опускания, по-прежнему будет автономно (в противоречии со знаком движений) протекать эрозия. Постепенно аккумуляция будет распространяться вверх по течению. Таким образом, соответствие между знаком движений земной коры и направленностью экзогенных (русловых) процессов будет устанавливаться с большим или меньшим *запозданием* по отношению к моменту изменения знака движений. Такое запаздывание перестроек экзогенных процессов — другая сторона автономности последних, также обусловленная влиянием сложившегося рельефа.

Итак, зависимость (2) может быть представлена в уточненном виде:

$$E=f(K, T, R, t), \quad (5)$$

где R — обобщенная характеристика рельефа, t — время.

В заключение рассмотрим внимательнее роль последнего члена в символическом выражении (5) — времени t . Проблема учета фактора времени при изучении экзогенных процессов исключительно важна. При математическом моделировании экзогенных процессов, как и при их физическом моделировании на специальных лотках и других установках [Маккаев и др., 1961], необходимо использовать понятие о масштабе времени, с которым тесно связано и понятие о масштабе процессов.

По масштабу можно выделить, в самой общей схеме, две категории процессов рельефообразования.

Длительные процессы, приводящие к существенным изменениям рельефа крупных территорий. При анализе этих процессов, отличающихся ясно выраженной общей направленностью, необходимо учитывать как изменения климатически обусловленных факторов, так и тектонические движения, влияние сложившегося рельефа, продолжительность процесса, т. е. все факторы, предусматриваемые выражением (5). Примеры: образование возвышенностей, впадин, горных хребтов, поверхностей выравнивания; перестройки речной сети; изменения рельефа при чередовании оледенений и межледниковых эпох, трансгрессий и регрессий морей.

Кратковременные процессы, не приводящие к существенным изменениям общего характера рельефа крупных территорий. Результаты таких процессов выражаются в локальных изменениях рельефа, не приводящих к резким изменениям геоморфологического ландшафта. Процессы данного масштаба нередко можно считать стационарными или квазистационарными. При-

меры: рост оврагов, меандрирование русел, образование карстовых воронок; выполаживание или отступление склонов.

Можно показать, что в ряде случаев при анализе процессов второго рода не обязателен учет тектонических движений и продолжительности процесса. В самом деле, тектонические движения T можно рассматривать как изменение рельефа R :

$$T = \partial R / \partial t. \quad (6)$$

В таком случае выражение (5) примет вид:

$$E = f(K, R, \partial R / \partial t, t). \quad (7)$$

Очевидно, член $\partial R / \partial t$, t по малости может быть в ряде случаев отброшен. Показатель K (климатические факторы) заменим показателем Q — гидрологические (гидрометеорологические) факторы, отражающие как природные условия, так и антропогенные влияния. Выражение (7) приобретает вид:

$$E = f(Q, R). \quad (8)$$

Расчетные формулы типа (8) широко применяются на практике. Примерами могут служить формулы движущих сил воды, ветра, предложенные В. В. Звонковым [1962], уравнение твердого расхода руслового потока [Маккаевеv, 1955]:

$$R = A \cdot J \cdot Q, \quad (9)$$

где R — твердый расход; Q — расход воды, J — уклон, A — коэффициент, учитывающий литологию размываемых пород, неравномерность стока и другие факторы. Как видно, в уравнении (9) учтены только влияния гидрологического режима (с помощью расхода воды Q) и рельефа (с помощью уклона J). Тектонические движения T , вызывающие деформации продольного профиля потока и изменения его уклона, не учитываются, как не рассматриваются и общие изменения процесса во времени.

Уравнения типов (8) и (9) могут вполне успешно применяться, но для сравнительно краткосрочных прогнозов экзогенных процессов в ограниченных по площади районах, где тектонические движения не отличаются большой интенсивностью. Для более долгосрочных прогнозов, особенно в районах интенсивных движений земной коры, необходим учет факторов T и t , в соответствии с уравнением (5).

Необходимо разработать методику расчета критических значений движений земной коры T_k и времени t_k (продолжительности процессов), при которых учет их становится необходимым. Для разных районов, при решении различных научных и прикладных задач подходы к определению таких критических величин будут неодинаковы.

Значения критических величин T_k и t_k будут неодинаковы и для различных экзогенных процессов в соответствии с их разной способностью приобретать автономность при одних и тех же условиях рельефа. Значения t_k будут, по-видимому, наименьшими

для абразионных и других береговых процессов, чутко реагирующих даже на небольшие по интенсивности поднятия или опускания суши (уровня моря), на перемены знака движений. В течение больших периодов t и при более интенсивных движениях T можно, не принимая их в расчет, анализировать ход флювиальных процессов (работа рек), карстовых процессов. Наконец, меньше всего чувствительны к влиянию тектонических движений (в условиях достаточно развитого рельефа) процессы денудации склонов, дефляции, эоловой аккумуляции. Для этих процессов критические значения T_* и t_* будут наибольшими.

Методы расчета критических значений тектонических движений T_* и времени t_* пока отсутствуют, как нет и количественных методов учета совместного влияния всех факторов, влияющих на экзогенные процессы по схеме уравнения (5). Разработка таких методов — актуальная задача, решение которой крайне необходимо и для науки, и для практики.

ЗАДАЧИ И МЕТОДЫ ГЕОЛОГО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ ПРИ ИЗУЧЕНИИ СОВРЕМЕННЫХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ¹

В последние годы в Советском Союзе широко развернулись исследования современных тектонических движений. Была разработана оригинальная методика изучения современных движений земной коры, основанная на использовании комплекса геодезических, океанографических и геолого-геоморфологических данных. Комплексная методика дает возможность получить надежную характеристику современных движений не только орогенических, но и более спокойных платформенных областей. В настоящей работе рассмотрены основные задачи и некоторые важнейшие методические приемы геолого-геоморфологических исследований, применяемых вместе с другими методами при изучении современных тектонических движений территории СССР. Изложению этих вопросов предпослан краткий разбор понятий «новейшие» и «современные» движения земной коры.

НОВЕЙШИЕ И СОВРЕМЕННЫЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ДВИЖЕНИЯ

Быстрое расширение исследований в области неотектоники наряду с накоплением фактического материала потребовало углубленной разработки ряда теоретических и методических вопросов. В самом изучении неотектоники наметилась определенная специализация, например, одни исследователи сосредоточивают внимание на неотектонике орогенических областей, другие — разрабатывают способы выявления новейших движений платформ. Развитие геодезических методов определения деформаций земной коры способствовало углубленному изучению современных движений, которые в последнее время принято отличать от новейших движений. Характерно, что в статье В. А. Обручева [1948], где был введен термин «неотектоника», и в сводной работе Н. И. Николаева [1949] по неотектонике СССР еще не заострялось внимание на различиях между новейшими и современными движениями. Но уже в работах В. В. Белоусова [1948, 1954], И. П. Герасимова [1950], В. Е. Хаина [1954] было указано на

¹ Сатья опубликована в кн.: Современные тектонические движения земной коры и методы их изучения. М.: Изд-во АН СССР, 1961.

необходимость четкого разграничения понятий «новейшие» и «современные» движения. И. П. Герасимов [1950] выдвинул положение о том, что в основу разделения этих понятий следует положить методический принцип. По И. П. Герасимову, современными движениями называются те, которые изучаются при помощи прямых (непосредственных) сейсмологических, астрономических, геодезических, гидрологических и других наблюдений, фиксирующих движения настоящего времени. Под новейшей тектоникой понимаются тектонические проявления, в основном позднеальпийские, для установления и изучения которых применяются геолого-геоморфологические методы, т. е. анализ истории развития современного нам рельефа и тех отложений, формирование и дислокации которых тесно связаны с эволюцией современного рельефа. Близкие этому определения дали В. В. Белоусов [1954] и В. Е. Хаин [1954].

Следует заметить, что на практике подчас трудно провести четкую грань между новейшими и древними движениями, между новейшими и современными.

Трудности разграничения новейших и более древних движений бывают связаны с тем, что начало развития современного рельефа некоторых территорий, особенно в древних платформенных областях, восходит к весьма отдаленным геологическим периодам. Например, на Африканской платформе геоморфологическим методом можно изучать тектонические движения по крайней мере с начала мезозоя [Dixey, 1955]. Можно ли называть эти движения новейшими, основываясь только на том, что они запечатлены в современном рельефе? Очевидно, нет, так как это противоречило бы всей установившейся практике, согласно которой новейшими считаются движения не древнее третичных.

Вытекает ли отсюда, что следует отказаться от предложения брать за основу разграничения новейших и древних движений методический принцип и следует ли воспользоваться другим принципом, например, стратиграфическим? Н. И. Николаев [1955] привел факты, убедительно свидетельствующие о том, что движения, сыгравшие решающую роль в образовании современного рельефа, т. е. новейшие движения в обычном понимании, в разных частях СССР (Тянь-Шань, Кавказ, Русская равнина) начались не одновременно. Хотя при составлении карты новейшей тектоники СССР в масштабе 1 : 5 000 000 [1960 г.] было принято, что новейшие движения — это неоген-четвертичные; нижняя возрастная граница проявлений неотектоники явилась, по существу, скользящей. Например, для Западной Сибири она была опущена до олигоцена (эпоха отложения чеганской свиты), а для Предкавказья поднята до позднего миоцена (сарматская эпоха). Если обратиться к зарубежным территориям, то, например, для Африки нижняя граница новейших движений, по-видимому, опустится до олигоцена, для запада США — до начала палеогена и т. д.

Как видно, никакого универсального стратиграфического рубежа между новейшими и древними движениями провести невозможно. Но этим отнюдь не исключается возможность выделения новейших движений в качестве самостоятельного этапа тектонического развития земной коры. Как известно, все другие тектонические этапы, начиная от самых крупных и общепризнанных — каледонского, герцинского, альпийского, — имеют не вполне одинаковый стратиграфический объем на различных территориях, что совершенно не противоречит реальности существования таких этапов.

Итак, ни методический, ни стратиграфический признаки в ортодоксальном их понимании не могут иметь безусловного универсального значения при отделении новейших движений от более древних. Понятие «новейшие движения» является широким и не может быть заключено в какие-либо жесткие рамки. Нам представляется поэтому, что нет оснований вносить изменения или дополнения в приведенное выше определение новейшей тектоники, данное И. П. Герасимовым. Делая акцент на реально существующих и весьма характерных различиях в подходе к изучению новейших и древних движений, И. П. Герасимов указывает и на возрастной предел новейших движений, определяя их в основном как позднеальпийские². Такое определение является общим, и естественно, что в каждом данном районе понятие «новейшие движения» наполняется конкретным и своеобразным содержанием. Однако требовать от общего определения, чтобы оно полностью охватывало все эти местные, т. е. частные, особенности, было бы неправильно.

При анализе новейших движений часто возникает необходимость в подразделении их на отдельные этапы, фазы и в проведении специального изучения последних. Н. И. Николаев [1955] для Русской равнины выделяет, например, миоценовую и плейстоценовую материковые фазы (с преобладанием поднятий) и плиоценовую морскую фазу (с преобладанием опусканий). При современном состоянии изученности истории новейших движений наиболее общим и доступным способом представляется датировка движений в соответствии со шкалой геологического времени. Так, могут быть выделены и специально изучены движения миоценовые, плиоценовые, ранне-, средне-, позднеплейстоценовые, голоценовые, а также мио-плиоценовые, плиоцен-четвертичные и т. д. В соответствии с особенностями района новейшие движения могут подразделяться более условно, например, на доледниковые, межледниковые и т. д. Придерживаясь изложенной позиции, к новейшим движениям, очевидно, следует относить не только третичные и плейстоценовые, но и голоценовые движения.

Здесь мы подошли к проблеме разграничения но-

² Альпийские движения в данном случае следует понимать, по-видимому, как движения альпийского геотектонического цикла, охватывающего мезозой и кайнозой.

вейших и современных движений. Обычно такое разграничение не вызывает затруднений, поскольку геодезический и другие прямые методы, с одной стороны, и геолого-геоморфологические методы— с другой, охватывают периоды времени совершенно различного порядка. Это видно из того, что прямыми наблюдениями характеризуются отрезки времени, отстоящие обычно не более, чем на 50—100 лет от настоящего момента, тогда как даже анализ голоценовых отложений и форм рельефа позволяет чаще всего говорить лишь о тенденциях движений за 12—15 тыс. лет. Иногда однако, этот разрыв удается существенно сократить и именно в этих случаях возникают трудности в разграничении новейших и современных движений. Например, в странах с весьма древней культурой, как Китай, путем изучения деформаций древних сооружений, на основании летописных сведений удается составить непосредственное представление о движениях земной коры за период времени порядка тысячи лет. С другой стороны, тщательное стратиграфическое расчленение голоценовых образований с применением археологического, радиоуглеродного и других методов датировки позволяет оценить движения, происходившие за последние 2—3 тыс. лет. Стационарными наблюдениями или сравнениями карт иногда удается выявить изменение рельефа за еще более короткие отрезки времени, вполне соизмеримые с интервалом времени между первыми и повторными нивелировками [Рождественский, Зиняхина, 1959].

Во всех таких случаях представляется необходимым придерживаться основного методического принципа. Поэтому тектонические проявления, установленные и количественно охарактеризованные как по историческим источникам, так и по результатам повторного нивелирования и уровнемерных наблюдений, следует относить к современным движениям. Тектонические проявления, установленные геолого-геоморфологическими методами, хотя бы и для близких к нашей эпохе отрезков времени, следует относить к категории новейших движений, но непременно с такими уточнениями: позднеголоценовые движения, движения второй половины голоцена, движения послелиторингового времени и т. д.

При комплексном изучении современных движений земной коры внимание геологов и геоморфологов сосредоточивается на наиболее близких к нашей эпохе тектонических проявлениях, которые могут быть обнаружены путем анализа рельефа и связанных с ним отложений,— на движениях голоценового времени. Детальное изучение палеогеографии голоцена показывает, что этот сравнительно короткий отрезок геологического времени был насыщен сложными разнообразными событиями [Нейштадт, 1957]. В частности, движения земной коры многих территорий характеризовались сложным переплетением влияний гляциоизостатического и собственно тектонического факторов, причем на первых этапах голоценовой истории (в послеледниковое время) преобладали деформации гляциоизостатического происхождения, тогда как на более поздних этапах перевес получили собственно тек-

тонические процессы. Как будет показано ниже, значительным своеобразием характеризуется и методика установления движений голоценового времени, заметно отличающаяся от методики выявления движений более ранних отрезков новейшего времени (плейстоцена и неогена).

Все это позволяет выделить тектонику голоцена в качестве особого раздела неотектоники и закрепить за движениями поздне- и послеледниковой эпохи название молодых движений земной коры³. По времени проявления, особенностям и методике установления молодые движения занимают как бы промежуточное положение между собственно новейшими движениями и современными движениями земной коры.

ЗАДАЧИ ГЕОЛОГО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ ПРИ ИЗУЧЕНИИ СОВРЕМЕННЫХ ДВИЖЕНИЙ

Результаты изучения всякого природного явления или процесса особую достоверность и убедительность приобретают лишь тогда, когда они получены различными путями, а не одним каким-либо методом. Такая сходимостью результатов имеет особую ценность, если процесс мало изучен и с трудом поддается выделению среди других, осложняющих его процессов. Поэтому при анализе современных движений наряду с геодезическим и океанографическим (уровнемерным) методами целесообразно использовать еще один независимый метод — геолого-геоморфологический.

Между инструментальными методами изучения современных движений и геолого-геоморфологическим методом (точнее, комплексом методов) имеется существенное различие. Если геодезические и уровнемерные методы позволяют вести прямые, непосредственные наблюдения над современными деформациями земной коры, то геолого-геоморфологические методы всегда дают лишь косвенные свидетельства таких движений. Геолог и геоморфолог путем анализа геологического строения и рельефа могут выявить движения, происходившие в четвертичном периоде и в более древние геологические эпохи, но они не могут с полной уверенностью распространять свои выводы и на современную эпоху. Например, если даже установлена деформация террасы весьма молодого, послеледникового возраста, то нельзя быть уверенным в том, что движение, вызвавшее деформацию, не прекратилось или даже не сменилось движением обратного знака. Аналогичные выводы могут быть сделаны и по отношению к современным экзогенным (физико-географическим) процессам, которые служат в известных условиях индикаторами современных эндогенных движений, например, по отношению к русловым (эрозионно-аккумулятивным) процессам. Всем этим процессам в той или иной степени свойственна определенная инерция, и они мо-

³ В настоящее время термин «молодые движения» используется произвольно, нередко в качестве синонима новейших движений.

гут не реагировать на кратковременные или недавние изменения интенсивности и даже перемены знака тектонических движений.

Возникает вопрос, правомерно ли использование косвенных геолого-геоморфологических методов для изучения современных движений? Положительный ответ на этот вопрос можно аргументировать следующими соображениями. Сумма известных нам сведений о закономерностях проявления тектонических движений указывает на значительную преемственность (унаследованность) в характере движений на смежных отрезках геологического времени. Имеются основания предполагать, что и современные движения земной коры не представляют в этом смысле исключения и определенным образом связаны с геолого-структурными и орографическими элементами, а также с пространственным распределением новейших и древних тектонических движений. Поэтому согласованность геодезических данных о современных движениях с геолого-геоморфологическими данными о движениях предшествовавших эпох может служить достаточно убедительным доказательством того, что повторное нивелирование действительно улавливает тектонические деформации земной поверхности, а не отражает влияние случайных ошибок наблюдений или внешних факторов (например, влияние рефракции).

Комплексное использование прямых (инструментальных) и косвенных (геолого-геоморфологических) методов значительно расширяет возможности и обогащает результаты изучения современных движений. Сильная сторона инструментальных методов заключается в том, что с их помощью можно получать точные, количественные данные о современных движениях. Однако инструментальные данные, освещающая весьма кратковременный (в геологическом смысле) эпизод тектонической жизни земной коры, характеризуют только как бы микроструктуру движений. Геолого-геоморфологический метод дает возможность взглянуть на движения в более общем плане. Геологам и геоморфологам с трудом и не во всех случаях удается выявлять элементарные подвижки земной коры, но зато при анализе структуры и рельефа всегда можно оценить тенденции тектонического развития каждого данного участка земной коры. Возможность установления таких тенденций и составляет сильную сторону геолого-геоморфологических методов.

Использование данных о новейших и древних движениях допускает рассмотрение современных проявлений тектоники в историческом аспекте, выявление исторически обусловленных черт современной тектоники: генетическую связь современных движений с длительно развивавшимися структурами, с более древними движениями (последледниковыми, четвертичными и т. д.). Наряду с унаследованными чертами современные движения должны обладать, однако, и своими собственными качествами: они не могут быть полным повторением новейших движений, а также не могут быть всюду одинаковым образом связаны с геологической структурой. Привлечение геолого-геоморфо-

логических данных позволяет понять и эти своеобразные черты, присущие только современному этапу тектонической истории.

Непосредственным результатом сопоставления геодезических и геолого-геоморфологических данных должна быть оценка степени соответствия между современными движениями, с одной стороны, и неотектоникой (включая молодые движения), морфоструктурой и древней структурой — с другой. Помимо качественной оценки такой взаимосвязи, в некоторых случаях представляется возможным вычисление коэффициентов корреляции, построение графиков связи и т. д.

Основным геодезическим материалом, используемым для сопоставления с геолого-геоморфологическими данными, служат кривые скоростей движений земной поверхности. Кривые повторного нивелирования включают изгибы различной протяженности и амплитуд; их можно подразделить на две категории. К первой относятся локальные изломы кривой (порядка нескольких километров), ко второй — крупные подъемы и спуски кривых, отличающиеся большой протяженностью (порядка десятков и даже сотен километров). Как показали исследования, локальные изломы кривых повторного нивелирования отражают влияние либо случайных ошибок измерений, либо местных смещений марок и реперов под действием благоприятных инженерно-геологических факторов. Для изучения современных тектонических движений главный интерес представляют крупные изгибы кривых повторного нивелирования, отражающие пологие поднятия или опускания отдельных участков земной коры. Локальные изгибы кривых, как это практикуется при интерпретации многих геофизических данных, следует исключать путем сглаживания кривых. Для обоснования сглаживания локальных изломов большой амплитуды, которые могут быть отражением нетектонических смещений марок и реперов, а иногда и локальных тектонических подвижек, необходимо использовать результаты геолого-геоморфологических исследований.

Итак, можно указать на две основные задачи геолого-геоморфологических исследований при комплексном изучении современных движений земной коры: 1) оценка достоверности инструментальных данных и установление наиболее вероятной картины современных тектонических движений — оценка влияния инженерно-геологических факторов на результаты повторного нивелирования, построение «сглаженных» кривых движений, проведение изолиний на картах современных движений; 2) интерпретация полученных данных о современных движениях — установление связи современных движений с древними, новейшими и молодыми движениями, истолкование природы современных движений, определение возраста современных поднятий и опусканий, оценка влияния их на другие современные физико-географические и геологические процессы.

ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ
ОБСЛЕДОВАНИЯ ТРАСС
ПОВТОРНОГО НИВЕЛИРОВАНИЯ

Необходимым элементом работ по изучению современных тектонических движений должны быть полевые инженерно-геологические обследования трасс повторного нивелирования и мест расположения футштоков.

При инженерно-геологических обследованиях осматриваются главным образом знаки, дающие на кривых повторного нивелирования заметные локальные изгибы. При этом на основании изучения гидрогеологической и геоморфологической обстановки, внешних особенностей сооружения, в котором заложены знаки, дается оценка степени устойчивости данного знака. Далее выясняется вопрос о том, можно ли отнести данный изгиб кривой повторного нивелирования на счет нетектонических смещений знаков или на счет случайных ошибок измерений.

Полевые обследования геодезических знаков проводятся по единой программе. При изучении современных движений в западной половине Европейской части СССР программа имела вид следующей анкеты, заполнявшейся после обследования каждого знака.

1. **Здание**, в котором заложен знак. Указываются характер постройки и ее назначение (станционное здание, будка, водонапорная башня, здание вокзала; каменная, кирпичная, деревянная постройка на каменном, кирпичном фундаменте и т. д.); размеры здания (1, 2 этажа); состояние здания (сохранность, наличие трещин в стенах и фундаменте, наличие водосточных труб).

2. **Знак**. Указываются сохранность знака и его состояние (прочность цементации, а для стальных марок — состояние стальной стержня).

3. **Местоположение**. Указывается расположение знака относительно элементов рельефа (на водоразделе, склоне, террасе, берегу моря), отмечаются уклоны, приводятся расстояния до ближайшей реки, оврага, до берега моря (на побережье). Отмечаются грунты (суглинок, супесь, коренные породы и пр.), глубины грунтовых (поверхностных) вод и даются некоторые сведения о режиме последних.

Большая часть обследованных знаков оказалась заложённой на водоразделах или приводораздельных участках, в прочных сооружениях, т. е. в условиях, максимально благоприятных для сохранения устойчивости знаков. Однако в ряде случаев отчетливо выявилась связь между изломами кривой повторного нивелирования и относительно неблагоприятными инженерно-геологическими условиями заложения знаков. Было установлено, что одной из наиболее общих причин, вызывающих смещение геодезических знаков, служит глинистый или суглинистый состав грунта при неглубоком залегании грунтовых вод. При слабом дренаже местности или большом уклоне поверхности в этих условиях

часто наблюдаются деформации грунтов, отражающиеся на положении знаков. Внешними признаками деформации зданий, в которых закладываются марки и реперы, являются перекося и наличие крупных трещин в стенах и фундаменте. Подробное изложение методов и результатов инженерно-геологических обследований знаков приведено нами в специальной работе [Современные вертикальные движения..., 1958].

ГЕОЛОГО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ДАННЫХ О СОВРЕМЕННЫХ ДВИЖЕНИЯХ

После исключения смещений знаков, вызванных причинами инженерно-геологического порядка, сглаженные кривые повторно-го нивелирования (или предварительные варианты схем современных движений) подлежат сопоставлению с геологическими и геоморфологическими данными о тектонических движениях и экзогенных процессах, являющихся индикаторами тектонических деформаций. К ним относятся:

1) сведения о древних движениях земной коры и геологической структуре — данные о рельефе кристаллического фундамента, структуре осадочного чехла, фациях и мощностях осадочных пород, особенностях гравитационного и магнитного полей, а также общие геологические и геофизические материалы;

2) сведения о новейших движениях и морфо-структурных особенностях рельефа — данные об орографии района, о соотношениях рельефа и речной сети с геологической структурой, о полигенетических выровненных поверхностях и их деформациях, об условиях залегания, фациях и мощностях морских и континентальных отложений и ряд других геолого-геоморфологических материалов;

3) сведения о молодых (в основном голоценовых) проявлениях тектоники и современных физико-географических процессах — индикаторах тектонических движений.

Не касаясь здесь приемов изучения связи рельефа и геологической структуры, а также общих методов анализа новейших тектонических движений, остановимся на специфических чертах методики изучения молодых (голоценовых) движений земной коры. Как отмечалось, молодые движения составляют часть явлений неотектоники, поэтому естественно, что многие приемы изучения этих самых недавних тектонических проявлений в принципе не отличаются от методов изучения более ранних движений. Вместе с тем анализ тектоники голоцена имеет и некоторые особенности. Они отчетливо выступают, если, например, обратиться к работам, посвященным молодым движениям Скандинавского полуострова, Нидерландов, Японии и других стран, где поздние- и послеледниковые движения отличались большой интенсив-

ностью и особенно подробно изучены. Своеобразие подхода к анализу этих движений определяется прежде всего специфической стратиграфического расчленения и возрастной датировки голоценовых образований — широким использованием археологических и исторических данных, метода пыльцевого анализа (особенно торфяников, характерных для голоцена), радиоуглеродного метода. Обнаружение погребенных или эродированных торфяников, погребенных или затопленных стоянок, жилищ и орудий древнего человека позволяет выявлять весьма недавние и относительно небольшие по амплитуде тектонические движения. Заметим, что, по современной литологической терминологии, большая часть голоценовых образований представляет собой осадки, еще не ставшие отложениями, т. е. не прошедшие фазу диагенеза.

С голоценовыми движениями, как правило, не связано образование крупных форм рельефа, обширных полигенетических поверхностей выравнивания. К голоценовым образованиям относятся преимущественно мелкие формы рельефа, отличающиеся большой свежестью, хорошей сохранностью (береговые валы, поймы и т. д.). Многие из них еще не вышли из стадии активного формирования, их процесс образования продолжается в современную эпоху (например, образование пойм). Благодаря этому изучение голоценовых форм рельефа очень близко связано с анализом современных рельефообразующих процессов.

При изучении вековых движений необходимо привлекать данные о современных процессах как эндогенного, так и экзогенного происхождения. К эндогенным процессам, подлежащим изучению в этом плане, относятся сейсмические, вулканические, геотермические явления, изменения геомагнитного, геоэлектрического полей и др. Среди современных экзогенных процессов⁴ заслуживают специального изучения процессы постепенного заболачивания местности (в связи с повышением уровня грунтовых вод) или, напротив, осушения территории (при понижении уровня вод). Интересные результаты может дать изучение процессов карстообразования, засоления и рассоления почв, связанных с изменениями условий дренажа и др.

На ход современных процессов рельефообразования, на облик молодых форм рельефа и на состав отложений наряду с движениями земной коры оказывают влияние колебания климата, деятельность человека и многие другие факторы. В течение коротких (в геологическом смысле) отрезков времени влияние этих факторов может сильно затухать, воздействием медленных движений земной коры. Поэтому при изучении современных движений следует обращать внимание в первую очередь на процессы и

⁴ Мы не касаемся береговых процессов и форм — индикаторов движений, рассмотренных в работах В. П. Зенковича [1946, 1954], А. В. Живаго [1958] и др.

формы, наиболее чутко реагирующие на изменения интенсивности и знака тектонических движений. Главный интерес в этом отношении представляет деятельность поверхностных текучих вод и создаваемые ими формы и отложения.

Эрозионно-аккумулятивные (флювиальные) процессы на поверхности суши проявляются в нескольких основных видах, которые не в одинаковой степени подвержены воздействию тектонического фактора. В наименьшей степени, по-видимому, индикатором молодых движений может служить плоскостной (струйчатый) смыв и создаваемые им формы и отложения (склоны, делювиальные плащи). Русловые эрозионно-аккумулятивные процессы, испытывая влияние со стороны орографического, гидрологического и других факторов, по-видимому, в максимально возможной мере подчиняются активному влиянию тектоники. Что касается эрозионно-аккумулятивной деятельности временных водотоков, т. е. овражной эрозии, то по степени зависимости от тектонических движений она занимает, как нам кажется, промежуточное положение между плоскостным смывом и работой рек.

Сложный характер зависимости между работой рек и тектоническими движениями отнюдь не противоречит тому, что подразделение бассейна реки или отдельной долины на участки с преобладанием эрозии и с преобладанием аккумуляции (участки глубинной и боковой эрозии, по Н. И. Маккавееву [1955]) остается важнейшим методическим приемом при изучении тектонических движений. Следует только подчеркнуть, что выделение таких участков отнюдь не является равносильным выделению районов молодого поднятия и опускания. Необходимо проанализировать каждый участок глубинной эрозии и каждый участок боковой эрозии и выяснить, не отражает ли направление эрозионно-аккумулятивных процессов на данном участке влияние орографии бассейна и его геологического строения, не связано ли оно с изменениями жидкого стока, расхода наносов и другими гидрологическими особенностями самой речной системы. Иными словами, данные о распределении участков глубинной и боковой эрозии требуют тектонической интерпретации. При этом в соответствии с общими законами морфологического анализа [Penck, 1924] движения земной коры выявляются путем исключения влияния всех остальных факторов, доступных непосредственной оценке: рельефа, геологического строения, гидрологических условий и др. При современном состоянии изученности такая интерпретация будет неизбежно носить в основном качественный характер, однако она может и должна сопровождаться элементарными подсчетами влияния того или иного фактора.

Участки с преобладанием эрозии и с преобладанием аккумуляции могут быть выделены по многим признакам. Среди наиболее надежных и доступных геоморфологу методов следует назвать: анализ продольных профилей рек и спектров речных и

морских террас; изучение фаций и мощностей пойменного аллювия и аллювия террас; сопоставление разновременных карт и аэроснимков. Комплексное использование этих данных позволяет надежно оценить направленность флювиальных процессов на отдельных участках реки или ее бассейна. Не касаясь здесь метода сопоставления разновременных карт, отчасти освещенного А. П. Рождественским и Ю. Е. Журенко [1961], рассмотрим методику выявления молодых движений земной коры путем анализа морфологии и строения речных долин.

ПРОДОЛЬНЫЕ ПРОФИЛИ РЕК КАК ПОКАЗАТЕЛИ МОЛОДЫХ ДВИЖЕНИЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Хорошо известно, что всякая река стремится сохранить форму и уровень своего продольного профиля, особенно если он близок к профилю равновесия. В условиях поднятия река будет врезаться в коренные породы и тем удерживать свое русло на определенном уровне; в условиях опускания река аккумулирует наносы; при относительной стабильности земной коры происходит блуждание реки на ранее достигнутом уровне и перестроение аллювия. Таким образом, продольный профиль реки и находящаяся в сфере формирования пойменная терраса всегда представляют собой уровни реакции эндогенных и экзогенных сил, на что четко указал еще в 1948 г. К. К. Марков [1948]. Можно считать, что флювиальные (эрозионно-аккумулятивные) уровни в речных долинах всегда формируются в условиях известной компенсации эндогенных процессов экзогенными. С этой точки зрения нормальный (выработанный, по Н. И. Маккавееву, 1955) продольный профиль реки следует рассматривать как профиль, сформированный в условиях наибольшей возможной (в каждом данном отрезке реки) компенсации эндогенных движений русловыми процессами.

Идея о существовании нормального продольного профиля, как известно, не нова. Многие геоморфологи, начиная с Дэвиса и Филипсона, развивали представление о том, что всякая река стремится к выработке профиля равновесия, «эрозионной терминанты». Однако почти все попытки определить конкретные особенности профиля равновесия оказались неудачными и подверглись обоснованной критике [Марков, 1948; Маккавеев, 1955]. Основная причина этих неудач, как нам кажется, лежит в стремлении найти некоторую универсальную кривую равновесия. Более плодотворный подход к проблеме состоит, по-видимому, в признании того, что нормальный (выработанный) продольный профиль не одинаков для разных рек, находящихся в различных условиях.

В самом деле, рассматривая продольный профиль реки в динамическом аспекте как результат непрерывного взаимодействия

эндогенных и экзогенных сил, необходимо учитывать, что по своей интенсивности и по характеру проявления эндогенные и экзогенные процессы существенно отличаются в различных геоструктурных и климатических областях. Очевидно, в разных областях по-разному должно складываться и взаимодействие тектонических движений с флювиальными процессами, вследствие чего нормальные продольные профили рек должны приобретать различную форму, например в горных и равнинных странах, в гумидных, аридных и других географических зонах.

Зная средний уклон бассейна, расходы воды и некоторые другие параметры, представляется возможным рассчитать нормальный профиль данной реки, чтобы сравнить его с действительно существующим профилем и таким образом получить влияние неизвестного тектонического фактора. Однако методы подобных исследований, по существу, еще не разработаны⁵.

Имеющиеся для этого формулы, по замечанию Н. И. Маккавеева, носят скорее иллюстративный, чем расчетный характер. Поэтому приходится использовать менее строгий, но более доступный путь, состоящий в установлении признаков нормальных профилей эмпирическим путем, осредняя данные о продольных профилях для крупных физико-географических районов и тем как бы исключая влияние местных поднятий и опусканий. Так, С. В. Григорьев [1946] пришел к выводу, что рекам Русской равнины свойственна в общем прямолинейная форма продольного профиля. Согласно более распространенной и, по-видимому, более точной оценке нормальный тип продольного профиля равнинных рек умеренного пояса выражен слабоогнутой кривой. При первом определении свойством нормального профиля следует считать примерное равенство уклонов реки на всем ее протяжении; при втором — нормальным должно быть признано постепенное уменьшение уклона вниз по течению. Очевидно, и в том, и в другом случае выпуклая форма профиля или увеличение уклона реки должны быть признаны явлениями аномальными, подлежащими специальному анализу. Например, явно аномальной является выпуклая форма продольного профиля рек северной Эстонии, впадающих в Финский залив.

При анализе конкретных продольных профилей рек целесообразно выделять аномальные участки профилей. Для равнинных рек умеренного пояса аномальным должен считаться участок профиля, имеющий большее падение по сравнению с участком, расположенным выше по течению. Понятие «аномальный участок» не связано с абсолютным значением уклона реки. С одной стороны, падение 100 см/км считается нормальным в верховьях, если непосредственно выше по течению уклон реки еще боль-

⁵ Интересный опыт расчета «нормального» профиля рек и количественного сопоставления теоретического профиля с реально существующим приведен в работе Л. Е. Сегунской [1959].

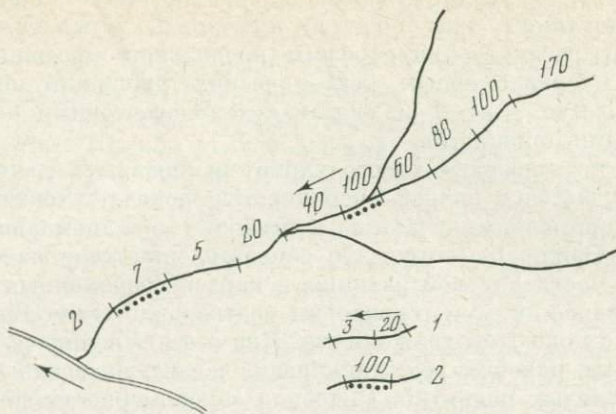


Рис. 1. Схематический план равнинной реки

1 — величины падений продольного профиля (см/км); 2 — аномальные участки продольного профиля

ше (рис. 1). С другой стороны, падение 7 см/км (в среднем или нижнем течении реки) будет считаться аномальным, если выше-лежащий смежный участок имеет падение всего 5 см/км. Степень преувеличения уклона реки на данном аномальном участке можно выразить коэффициентом

$$K_i = \frac{i_a}{\frac{1}{2}(i_o + i_n)},$$

где i_a — падение реки на аномальном участке; i_o и i_n — падение реки на участках непосредственно выше и ниже аномального.

Результаты изучения продольных профилей целесообразно оформлять в виде карт падений рек с нанесением аномальных участков профилей. Опыт составления таких карт [Мещеряков и Филькин, 1960] показал, что аномальные участки на разных реках нередко объединяются в полосы, или зоны аномальных падений. Например, почти непрерывная полоса аномальных участков тянется вдоль побережья Финского и Рижского заливов.

Данные о характере и распространении аномальных участков продольных профилей рек могут быть использованы для установления молодых тектонических поднятий и опусканий лишь после строгого всестороннего анализа полученных данных. Необходимо учитывать, что форма нормального профиля каждой отдельно взятой реки может быть более сложной, чем форма обобщенного нормального профиля для крупной физико-географической области в целом. Переломы продольного профиля, выделенные в качестве аномальных участков, по Н. И. Маккавееву [1955], могут быть обусловлены: 1) неоднородностью коренных пород по длине реки; 2) изменениями расходов воды, режима уровней

и характера наносов в связи с впадением притоков; 3) чередованием зон поднятия и опускания земной коры. Для рассмотрения перелома продольного профиля как показателя неравномерных тектонических движений необходимо доказать, что он не связан с литологическими или гидрологическими причинами.

Опыт исследований такого характера показывает, что в ряде случаев удается с полной очевидностью показать тектоническую природу аномальных участков и особенно зон аномальных падений рек. Важно отметить, что сопоставление карт падений рек западной части Русской равнины с картой современных тектонических движений этой территории подтвердило связь аномальных участков с молодыми движениями. При этом выяснилось, что зоны аномальных падений рек, как правило, следуют вдоль краев областей молодых поднятий. Подобная закономерность обнаружена и для районов Западной Сибири. Карта аномальных участков падений рек в центральной части Западно-Сибирской равнины позволила наметить ряд локальных структур, существование которых подтвердилось другими геоморфологическими и геологическими данными [Петров, Зятькова, 1960].

ПРОДОЛЬНЫЕ ПРОФИЛИ ТЕРРАС И ИХ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ДЕФОРМАЦИИ

При прослеживании террас вдоль речной долины встает тот же вопрос, что и при анализе продольного профиля реки: какие особенности террас являются нормальными и какие можно считать аномальными и рассматривать их как признак тектонических движений? Эта сложная проблема в целом еще далеко не решена, поскольку в настоящее время недостаточно изучена связь развития долин с условиями тектонического режима, климата, не вскрыты до конца внутренние закономерности морфологической эволюции долин. Такое положение крайне затрудняет выделение роли какого-либо одного фактора, например тектоники, при анализе строения конкретной речной долины.

Несомненно также, что вследствие большого разнообразия путей развития речных долин поставленная выше задача не может иметь какого-то общего, универсального решения. По аналогии с продольными профилями рек следует ожидать, что типы строения речных долин будут существенно изменяться при переходе от одного физико-географического или палеогеографического района к другому. Разнообразием и сложностью должны, очевидно, характеризоваться и нормальные типы строения речных долин, т. е. такие теоретически мыслимые типы, которые образуются в относительно стабильной тектонической обстановке или, точнее, в условиях достаточно высокой компенсации эндогенных движений флювиальными процессами.

Не имея возможности рассмотреть поставленную проблему во всей ее широте, остановимся на некоторых наиболее очевидных

уже при современном состоянии изученности свойствах нормального спектра террас⁶ равнинных рек.

Согласно представлениям Депере, Деламота, Болига [см. *Problemes des terrasses*, 1948] и других исследователей, высказанным еще в конце прошлого века, продольные профили террас должны сохранять параллельность продольному профилю реки по всей длине долины. Приняв это положение, все случаи непараллельности террас продольному профилю реки можно было бы рассматривать как показатель тектонических движений. Однако в действительности задача решается не так просто. Детальные исследования террас, проведенные главным образом в последние десятилетия, показали ошибочность представлений Депере и Деламота. В свете новых данных непараллельность между продольным профилем реки и профилями террас отнюдь нельзя считать каким-то аномальным явлением. Напротив, выясняется, что непараллельность террас в той или иной степени присуща всякой речной долине и должна рассматриваться как признак нормального спектра. Среди внутренних закономерностей развития речных систем, обуславливающих нормальную непараллельность террас, существенное значение имеет регрессивное распространение эрозионно-аккумулятивных процессов. В связи с этим свойством водоотков нормальным является снижение относительных высот террас и их постепенное выклинивание вверх по течению.

Отмеченная особенность наиболее характерна для верхних отрезков рек и для участков крутого падения, связанных с порогами, перепадами. Я. С. Эдельштейн [1947] считал, что «нормальный ход речной истории» состоит в том, что «террасы появляются сначала в нижней части долины и мигрируют вверх, следуя за ходом... истории реки... Одна и та же поверхность в верхней части долины может представлять еще пойму, тогда как внизу она перешла уже в стадию террасы. Ясно также, что описанного характера террасы при прослеживании вверх по долине непременно снижаются» (стр. 135—136). Теоретически и экспериментально данную закономерность развития долин обосновал Н. И. Макавеев [1955]; она подтверждается наблюдениями многих авторов [Даниловский, 1932; Скворцов, 1948; Мещеряков и Щукевич, 1955].

Итак, даже при относительно стабильном тектоническом режиме один и тот же террасовый уровень на протяжении долины может испытывать значительные колебания относительной высоты и менять свой порядковый номер (в ряду других уровней). Террасы, развитые в речной долине, образуют закономерно построенную систему уровней. Особенности строения и развития этой системы могут быть выяснены лишь в том случае, если долина будет рассматриваться как единое образование. Именно это вы-

⁶ Под спектром террас условимся понимать совокупность продольных профилей разновозрастных террас, прослеживающихся в долине.

зывает необходимость анализа не отдельных, разрозненных профилей, а спектров террас для долины в целом.

Тектонические деформации спектров террас могут быть подразделены на две группы: 1) деформации, связанные с подвижками локальных структур; 2) деформации, отражающие неравномерные движения отдельных крупных частей бассейна. Наиболее просто распознаются тектонические деформации локального характера, отражающие движения куполов, валов, антиклиналей, мульд. При пересечении поднятий террасы изгибаются, верхние более деформированные могут приобрести уклон противоположный течению реки. При пересечении локального опускания, напротив, террасы снижаются, причем древние террасы могут опускаться ниже молодых, т. е. стать погребенными.

Выявление тектонических движений широкого масштаба путем изучения полного спектра террас представляет собой более сложную задачу, чем установление локальных деформаций. Тем не менее можно указать некоторые, достаточно надежные признаки таких движений. Например, схождение террас вниз по течению с их перекрещиванием (типа «ножниц», когда более древние террасы уходят глубоко под молодые террасы) является убедительным признаком опусканий нижней части бассейна (рис. 2, а). Этот вид спектра, описанный Г. Ф. Мирчинком [1934] для Кубани, был назван нами [Мещеряков, 1954а] кубанским. Расхождение уровней террас вверх по течению — это также явно аномальный тип спектра, указывающий на поднятие верхней части бассейна (см. рис. 2, б).

Более тонкого анализа требует такой случай, как схождение террас вниз по течению, но без перекрещивания или без глубокого погружения древних террас (см. рис. 2, в). Такое снижение может указывать и на климатическую природу террасы, и на влияние расплавывания паводков, и на тектоническую деформацию. Интерпретация спектра данного типа может оставаться проблематичной, но во всяком случае ясно, что нижняя часть бассейна такой реки характеризовалась лишь весьма слабым опусканием или находилась в состоянии относительного покоя.

Расхождение террас вниз по течению (волховский тип), характерное для эвстатических уровней, свидетельствует либо об относительном покое, либо о поднятии нижней части бассейна (см. рис. 2, г). Схождение террас к верховьям — это особенность нормального спектра террас, связанная и с регрессивной эрозией, и с климатическими колебаниями (см. рис. 2, д). Возможно, что знак и интенсивность движений накладывают отпечаток на такое схождение, но этот вопрос почти не исследован. Ясно лишь, что схождение террас к верховьям исключает предположение об интенсивном поднятии верхней части долины и свидетельствует либо о слабых поднятиях, либо об относительном покое верхней части долины.

При отсутствии вполне надежных аналитических (количественных) методов изучения спектров террас особое значение при-

обретает сравнительно-географический метод, который позволяет перейти от анализа неотектоники в пределах отдельных долин к оценке новейших движений крупных территорий. Например, сравнивая спектры речных террас для двух крупных возвышенностей, можно выяснить черты сходства и различия в их новейшем тектоническом развитии.

Приведенные данные о закономерностях строения и развития террас позволяют сформулировать требования к исходному материалу полевых наблюдений. Как известно, в практике геоморфологических исследований речные террасы нередко изучаются путем описания разрозненных обнажений и выборочных, приближенных определений высот в пунктах, удаленных один от другого на большие расстояния. Для анализа молодых движений земной коры такой метод изучения террас не пригоден по следующим соображениям. Во-первых, собранный указанным способом материал не дает уверенности в том, например, что вторая терраса в данной точке соответствует второй террасе, находящейся на расстоянии 50—100 км или ниже по долине. Как отмечалось, вследствие нормальной непараллельности террас столь простая корреляция возможна не везде. Во-вторых, при редких и недостаточно точных замерах высот исключается возможность выявления небольших по амплитуде и протяженности деформаций террас, связанных с локальными структурами.

При изучении молодых движений земной коры необходимо применять новую методику, которую можно назвать профилированием террас. Она состоит в постепенном, от места к месту, прослеживании террас и частом определении их высот (через 1—2—5 км) инструментальным или полунструментальным путем. Помимо прослеживания террасовых поверхностей, осуществляется также прослеживание строения аллювиальных свит по литолого-фациональным признакам. Для большей уверенности при сопоставлении

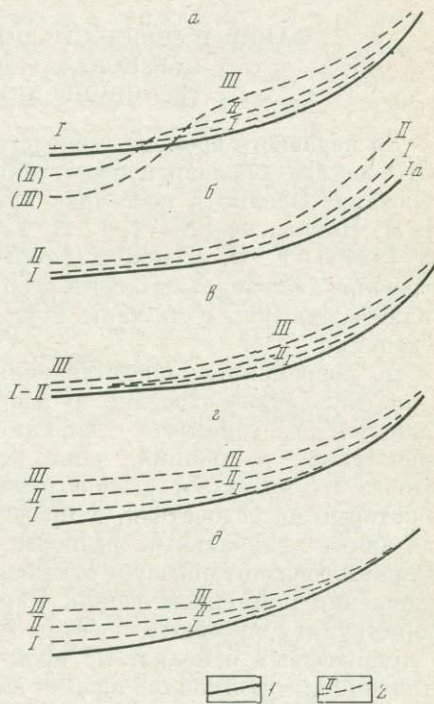


Рис. 2. Различные типы спектров террас

- 1 — кривые продольных профилей русел рек;
 2 — кривые продольных профилей и номера террас (номера погребенных террас даны в скобках)

террас на смежных участках долины желательно одновременно проводить геоморфологическую съемку долины в крупном масштабе (1 : 25 000 и крупнее). На основании собранных данных непосредственно в поле составляется спектр террас. Для этого по мере продвижения по долине на продольный профиль реки наносятся относительные высоты всех террас. Обычно террасы изображаются на профиле в виде линий, соответствующих средней высоте каждой террасы над меженным уровнем. Заслуживает внимания другой способ, предложенный Е. Н. Былинским (1959). Согласно этому способу, террасы на продольном профиле реки изображаются в виде полос различной ширины. Ширина полосы соответствует разнице высот бровки и тылового шва террасы и служит указанием на степень наклона площадки террасы. Кроме спектров террас, для отдельных долин по данным профилирования могут быть построены также структурно-геоморфологические карты, изображающие (в изолиниях) изменения относительных высот одновозрастных террас для определенной территории.

ФАЦИИ И МОЩНОСТИ ПОЙМЕННОГО АЛЛЮВИЯ КАК ПОКАЗАТЕЛИ МОЛОДЫХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ

До недавнего времени господствовали взгляды о большой пестроте состава аллювия и отсутствии общих закономерностей в его строении. Однако в последнее время в результате исследований Н. И. Николаева [1947], Г. И. Горецкого [1947], В. В. Ламакина [1948], Е. В. Шандера [1951] были вскрыты общие черты строения аллювиальных свит, разработана методика фациального анализа аллювия и указаны пути ее применения к изучению неотектоники.

По современным представлениям, аллювиальным свитам присуще двучленное строение. В разрезе пойм и террас обычно выделяются два горизонта — верхний, чаще всего суглинистый или супесчаный, и нижний, чаще всего песчаный. Эти горизонты отнюдь не являются разновозрастными толщами, как полагали некоторые исследователи, а представляют собой парагенетически связанные фациальные разности единой аллювиальной свиты. Нижний горизонт образует отложения русловой фации, верхний — отложения пойменной фации. Первые, как показывает название, формируются русловым потоком и откладываются на дне реки и в прирусловых отмелях. Во время паводков они перекрываются отложениями пойменной фации, выпадающими из полых вод. Для образования аллювиальной свиты важнейшее значение имеют боковая эрозия и блуждание русла, благодаря чему с течением времени аллювий выстилает все пространство дна долины.

В развитии поймы и формировании аллювия можно различать несколько динамических фаз [Ламакин, 1948]. При динамическом равновесии между процессами размыва и отложения осадков, когда эрозионная работа реки проявляется главным

образом в виде бокового подмыва, формируются аллювиальные толщи, характеризующиеся примерно равным участием в их строении отложений русловой и пойменной фаций. Такие аллювиальные толщи получили название перестилаемых. Мощность их близка к нормальной, подошва (в каждом створе) — почти горизонтальна.

В условиях преобладания аккумуляции, когда глубинная эрозия отсутствует, а боковая эрозия ослаблена, формируются аллювиальные толщи, в составе которых отложения русловой фации получают меньшее развитие, чем отложения пойменной фации. Такие толщи получили название настилаемых. При длительном настилении аллювия дно русла смещается вверх; ниже уровня плесов образуется слой так называемого мертвого аллювия, который увеличивает против нормы мощность речных отложений.

В обстановке преобладания врезания над аккумуляцией дно русла постепенно углубляется в подстилающие породы. Если в случае образования настилаемой поймы молодые сегменты располагаются гипсометрически выше древних, то в рассматриваемом случае, напротив, молодые сегменты оказываются ниже древних и пойма приобретает ступенчатый рельеф; отдельные ее сегменты (или комплексы сегментов) напоминают террасы. Мощность речных отложений в целом сокращена против нормы; слой мертвого аллювия отсутствует. Русловые отложения развиты больше, чем отложения пойменной фации. Аллювий такого строения получил название выстилающего.

Направление работы реки, как известно, во многом определяется особенностями тектонического режима. В условиях относительной стабильности земной коры, когда действует главным образом боковая эрозия, формируются перестилаемые аллювиальные толщи. На фоне опускания усиливаются процессы аккумуляции и происходит образование настилаемых толщ. Поднятие земной коры вызывает усиление эрозии и формирование выстилающего аллювия.

На основе указанных закономерностей возможно решить обратную задачу, т. е. по характеру аллювиальных накоплений и рельефу поймы определить, в какой динамической фазе находится река или отдельный ее участок и далее — сделать соответствующее заключение о направленности тектонических движений. Эта в принципе простая задача на практике вызывает подчас серьезные затруднения. Они связаны прежде всего с тем, что охарактеризованные выше общие схемы формирования аллювия могут быть сильно видоизменены под влиянием местных условий. Кроме того, необходимо учитывать, что изменение направленности работы реки (на каком-либо этапе ее развития или в какой-либо части долины) может быть обусловлено не только тектоническими движениями, но и изменениями климатических (физико-географических) условий. Например, увеличение жидкого стока, усиливая транспортирующую способность реки, усиливает эрозию; уменьшение стока — усиливает аккумуляцию. Из-

менения твердого стока (расхода наносов) действуют в противоположном направлении: с увеличением твердого стока усиливается аккумуляция, ослабление твердого стока стимулирует эрозию [Tricart, 1949; Асеев, 1960]. Задача состоит в том, чтобы среди многих признаков, характеризующих аллювиальные свиты, найти такие, которые могут служить надежными показателями тектонических деформаций.

Основным, наиболее надежным показателем динамической фазы долины и направленности движений земной коры следует признать мощность аллювия. Разработка понятия о нормальной мощности аллювия [Макеев, 1944; Шанцер, 1951] делает метод анализа мощностей весьма тонким и эффективным. Нормальная мощность аллювия определяется исключительно особенностями гидрологического режима реки. Она свойственна аллювиальным свитам перестилаемого типа, сформировавшимся в относительно стабильной тектонической обстановке. Для каждого данного отрезка реки значение нормальной мощности аллювия определяется как сумма глубины плесов V и высоты подъема паводков h (при этом, по П. С. Макееву, следует брать минимальные значения указанных величин, Е. В. Шанцер считает правильным брать средние их значения):

$$M_N = V + h.$$

Нормальная мощность аллювия поддается точной количественной характеристике и может быть рассчитана для любого участка реки. Сравнение теоретически рассчитанной нормальной мощности с действительной позволяет определить динамическую фазу долины. О равновесии эрозии и аккумуляции говорит близкое соответствие теоретической и действительной мощности, избыток которой является признаком преобладания аккумуляции; дефицит ее свидетельствует об усиленной эрозионной деятельности реки. Заметим, что, по Е. В. Шанцеру, об избытке или дефиците мощности можно уверенно говорить только в том случае, если действительные мощности отличаются от теоретической (нормальной) не менее чем на 20% последней.

Существуют еще более надежные, чисто морфологические признаки избыточной и недостаточной мощности аллювия. При ее недостаточности, когда река углубляется в подстилающие породы, ложе аллювия расположено выше уровня дна плесов; при избыточности — ложе аллювия опущено ниже дна плесов. В последнем случае показателем избытка мощности может служить соотношение мощностей так называемого мертвого аллювия и аллювия, расположенного выше уровня дна плесов.

Что касается фациальной структуры аллювия, то этот признак следует считать в общем менее надежным показателем тектонических деформаций, чем колебания мощности аллювия. Распознавание фациальных разностей в составе аллювиальных свит и оценка соотношений между пойменными и русловыми отложениями (по методу, указанному В. В. Ламакиным)

не всегда могут быть выполнены достаточно точно вследствие зависимости состава аллювия от литологии размываемых пород. Кроме того, как показали теоретические исследования и полевые наблюдения, фациальная структура аллювия в большей степени, чем его мощность, отражает влияние физико-географических условий, в частности, зональные изменения мутности рек. Все это заставляет рассматривать фациальную структуру аллювия как вспомогательный признак при изучении молодых тектонических движений.

Однако методом фациального анализа аллювия нельзя пренебрегать. Дело в том, что использование метода анализа мощностей аллювия на практике встречает ограничения, поскольку для определения полной мощности аллювия необходимы данные бурения (за исключением тех случаев, когда мощность аллювия явно мала и ложе аллювия вскрывается в обнажениях поймы). Но и при наличии достаточного количества материалов бурения не всегда может быть надежно намечена нижняя граница голоценового аллювия, особенно в том случае, если последний подстилается близкими по возрасту и составу аллювиальными свитами. Все это и заставляет применять метод анализа мощностей аллювия совместно с фациальным анализом, точнее, с изучением высотного положения границы пойменного и руслового горизонтов. Следует подчеркнуть, что изучение большого фактического материала показало, что в районах, где бурением установлена избыточная мощность аллювия (например, в бассейне среднего Днепра), контакт пойменного и руслового аллювия, как правило, опущен значительно ниже меженного уреза реки (более чем на 0,2—0,3 м). Напротив, в районах с пониженной мощностью аллювия (Латгальская возвышенность, Балтийская гряда) постель пойменного горизонта лежит выше меженного уреза, а в естественных обнажениях поймы выступает русловой аллювий.

Для заключений о направленности работы рек и характере молодых тектонических движений ценные материалы дают карты фаций и мощностей аллювия пойм, составляемые по материалам полевых наблюдений и результатам бурения. На этих картах по данным бурения выделяются створы или участки долин трех типов: А) с пониженной мощностью аллювия; Б) с нормальной или близкой к ней (в пределах $\pm 20-25\%$) мощностью и В) с избыточной мощностью. Кроме того, на карту наносятся пункты естественных обнажений пойм, подразделенные на два основных типа; эрозионные (цокольные) и аккумулятивные поймы. Аккумулятивные, в свою очередь, подразделяются на: а) поймы с высоким положением контакта руслового и пойменного горизонтов (выше $1/4-1/3$ высоты поймы), б) поймы с близким к меженному уровню контакта указанных горизонтов и в) поймы с положением этого контакта значительно ниже уреза. Поймы подразделяются также по ширине и морфологическим признакам, в частности выделяются поймы ступенчатые, обвалованные, плоские, заболоченные и т. д. На основании комплекса признаков, как

правило, удается выделить районы, в пределах которых фациальный состав и мощности аллювия характеризуются значительной однородностью. Например, на территории северо-западных и центральных районов Русской равнины оказалось возможным выделить районы интенсивного врезания речной сети, районы с преобладанием врезания над аккумуляцией и районы с преобладанием аккумуляции над врезанием. Сравнение карт фаций и мощностей аллювия со структурными, геофизическими, геоморфологическими картами и результатами повторного нивелирования позволяет сделать обоснованные выводы о тектонических движениях территории в период формирования пойменных террас.

При исследованиях молодых движений земной коры нельзя ограничиваться анализом аллювия пойменных террас. Интересные результаты дает сопоставление строения пойм и строения надпойменных террас. Например, если в долине не только пойма является эрозионной, но и надпойменные террасы несут маломощный покров аллювия и являются цокольными, то это указывает на устойчивую тенденцию к врезанию, которую можно связывать с поднятием. Избыточная мощность пойменного аллювия на фоне больших мощностей террасовых отложений свидетельствует об устойчивой тенденции к аккумуляции, вероятно связанной с опусканием. Напротив, разнообразные несоответствия между строением поймы и террас (цокольная пойма — большая мощность аллювия террас; аккумулятивная пойма — цокольная терраса и т. д.) указывают на изменения в направлении работы реки, отражающие в ряде случаев изменения знака движений.

С. В. Лютцау [1959] рассмотрел вопрос о выделении среди террасовых аллювиальных толщ тех же категорий, которые по признаку динамических фаз различаются среди аллювия современных пойм. По соотношению русловой и пойменной фации террасы могут быть подразделены на перестилавшиеся, настилавшиеся и выстилавшиеся. В соответствии с этими признаками аллювиальных свит могут быть сделаны и определенные заключения о тектоническом режиме в период формирования террас. Конкретным результатом анализа строения надпойменных террас в указанном плане могут служить карты мощностей и фаций отложений серии разновозрастных террас. Сравнение таких карт с картой строения современного аллювия и между собой позволяет проследить историю эрозионно-аккумулятивной работы рек и сделать выводы об изменениях знака и интенсивности тектонических движений в течение новейшего времени.

ВЕКОВЫЕ ДВИЖЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ. НЕКОТОРЫЕ ИТОГИ И ЗАДАЧИ ИССЛЕДОВАНИЙ¹

ВВЕДЕНИЕ

Установлено, что земная кора и вся поверхность Земли непрерывно испытывают сложные, разнообразные колебания. Можно выделить три основные группы современных движений земной коры:

1) медленные, или вековые, движения отдельных участков земной коры, например поднятие Фенноскандии, опускание Нидерландов. Эти движения развиваются на протяжении по крайней мере нескольких столетий, вследствие чего их называют вековыми поднятиями и опусканиями;

2) быстрые, сейсмические, движения — толчки различной силы и длительности, особенно интенсивные и частые в орогенических областях, но охватывающие и области платформ.

На движения двух указанных типов накладываются:

3) сложные короткопериодические колебания земной коры и земной поверхности, связанные с воздействием космических тел (так называемые приливы в твердой Земле), а также с изменениями температурных, барических, гидротермических условий. Если короткопериодические колебания отражают разнородные влияния суммы внешних факторов, воздействующих на земную кору, то импульсы вековых движений и сейсмических явлений исходят из глубин самой земной коры и, возможно, подкорового слоя — верхней мантии. Таким образом, намеченное подразделение современных движений земной коры является генетическим.

Признаки вековых движений земной коры были установлены еще в глубокой древности. Систематические наблюдения над ходом вековых движений в Фенноскандии ведутся свыше двух столетий. К вековым движениям земной коры проявляли интерес такие выдающиеся исследователи, как Цельсий, Ломоносов, Ляйель, Дарвин, Зюсс, Карпинский, Обручев, Саурамо, Гутенберг, внесшие ценный вклад в понимание этого интереснейшего явления природы. Однако, несмотря на глубокие обобщения и предвидения отдельных ученых, накопление знаний о вековых движениях земной коры шло в течение долгого времени весьма медленным темпом.

Широкий размах исследования современных движений земной коры приобрели в самое последнее время, когда усовершенствование методов и накопление необходимых данных, особенно материалов повторных измерений в опорных геодезических сетях различных стран, пролило новый свет на проблему вековых дви-

¹ Статья опубликована в кн.: Современные движения земной коры. М.: Изд-во АН СССР, 1963, № 1.

жений земной коры. Она относится теперь к числу наиболее важных в теоретическом и практическом отношениях проблем науки о Земле, и интерес к ней непрерывно возрастает.

Если исследования вековых движений, к сожалению, почти не нашли отражения в программе Международного геофизического года, то уже в Проекте верхней мантии этим исследованиям отводится значительное место.

Большие успехи достигнуты в изучении современных тектонических движений на территории нашей страны. Эти исследования, получившие широкую известность, стимулировали аналогичные работы за рубежом, которые координируются теперь специальной постоянной комиссией, в рамках Международного геодезического и геофизического союза.

ОСНОВНЫЕ ДАННЫЕ О ВЕКОВЫХ ДВИЖЕНИЯХ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Для выяснения вековых движений земной коры могут быть использованы следующие методы: океанографический, геодезический, геолого-геоморфологический, наклономерный, гравиметрический. Последние два метода пока еще недостаточно вошли в практику изучения вековых движений. Мы коснемся главным образом результатов применения океанографического, геодезического и геолого-геоморфологического методов.

Долгое время исследователи довольствовались установлением признаков движений земной коры в отдельных пунктах или по отдельным линиям. Особенность современного этапа исследований состоит в переходе к составлению сводных карт вековых движений крупных территорий. Другая черта исследований последнего времени выражается в комплексном подходе к проблеме современных движений. Обе эти особенности, обеспечившие крупные успехи в изучении современных движений, ярко проявились в исследованиях, ведущихся в Советском Союзе.

Большие по объему, целеустремленные исследования, выполненные совместно геодезистами, океанографами, геоморфологами, позволили еще в 1955—1956 г. выявить общий характер современных тектонических движений в западной половине Европейской части СССР. Впервые для столь обширной территории удалось составить карту современных движений земной коры. Напомним, что на карте были выделены Эстонско-Карпатская зона поднятия, служащая как бы продолжением поднятия Фенноскандии; Среднерусская зона поднятия, а также зоны опускания — Прибалтийская, Ильменско-Днепровская, Тамбовско-Кубанская, Причерноморская. Преобладающее направление зон современных движений — меридиональное. Средние значения скоростей поднятий и опусканий на Восточно-Европейской равнине можно оценить в 2—4 мм/год; максимальные значения движений (поднятий) составляют 8—10 мм/год [Современные вертикальные движения..., 1958].

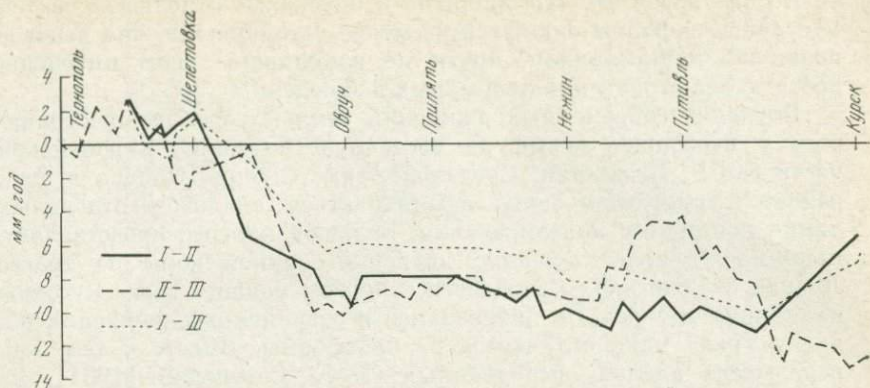


Рис. 1. Современные вертикальные движения Русской платформы по линии Тернополь — Курск по данным трехкратного повторного нивелирования (Матцкова, 1961)

I—II — кривая скорости вертикальных движений, полученная путем сравнения результатов первого и второго нивелирования (интервал 15 лет); II—III — то же, по данным второго и третьего нивелирования (интервал 10 лет); I—III — то же, по данным первого и третьего нивелирования (интервал 25 лет)

За время, истекшее после составления и опубликования карты современных движений западной половины Европейской части СССР, был накоплен новый материал повторного нивелирования на этой территории и произведено новое уравнивание сети нивелирования. В дополнение к примерно 20 тыс. км повторных нивелировок удалось использовать еще около 6 тыс. км. Использование новых данных повысило точность определения скорости современных движений отдельных пунктов до $\pm 0,7-1,1$ мм/год [Синягина, 1960]. Важно подчеркнуть, что включение в сеть полигонов Европейской части СССР новых линий повторного нивелирования (в том числе линий, пересекающих целиком всю ранее изученную территорию) не привело к каким-либо существенным искажениям первоначально выделенных контуров областей поднятия и опускания. Так, новое нивелирование по трассе Тернополь — Курск (рис. 1) подтвердило существование выделенных на карте участков поднятия и опускания (результатам геодезического и геолого-геоморфологического анализа этой линии посвящена статья С. К. Горелова, В. А. Матцковой и З. И. Мартыновой [1963]). Значительная устойчивость вековых движений во времени обнаруживается и в пределах мобильной, орогенической зоны Кавказа. Трехкратное нивелирование по линии Махачкала — Баку — Тбилиси, изученное М. И. Синягиной и Л. П. Орленко [1959], показало согласованность движений за два срока почти на всей трассе. Эти факты указывают на то, что положение о постоянстве скоростей движений земной коры в течение длительного периода, принятое при составлении карты, оказалось правильным.

Весьма вероятно, что поднятия и опускания отдельных частей Русской платформы окажутся не менее устойчивыми, чем вековое поднятие Фенноскандии, почти не изменившее свою интенсивность за два столетия непрерывных наблюдений.

Изучение современных движений земной коры распространяется в настоящее время на восточную половину Европейской части СССР, Казахстан, Среднюю Азию, Сибирь. Однако в этих районах приходится пока ограничиваться анализом отдельных линий повторного нивелирования. Большой интерес представляет, например, кривая скоростей движений земной коры на трассе Лиеная — Вологда — Свердловск, пересекающая всю Русскую платформу и Урал. По интенсивности современных движений область Урала мало отличается от платформы. Вместе с тем, как показывает анализ, выполненный Л. Е. Сегунской [1961], на кривой находят отражение даже детали геологической структуры. Например, обнаруживается современное поднятие Вятского вала, Башкирского свода и других древних структур. В последнее время получены некоторые данные о современных движениях не только равнинно-платформенных, но и орогенических областей. Так, повторное нивелирование по линии Семипалатинск — Алма-Ата, обследованной Е. А. Финько [1961б], показало, что в районе молодого горного сооружения Джунгарского Алатау значительно возрастают градиенты движений, активно развиваются новейшие разломы.

Среди исследователей современной тектоники СССР укрепляется взгляд, что для дальнейшего углубленного изучения природы вековых движений и познания их закономерностей, а также для усовершенствования методов исследования, недостаточно использовать лишь данные повторных измерений в опорных геодезических сетях — своего рода «отходы» геодезического производства. Использование таких данных позволяет выявить суммарный итог движений за 20—30 лет, но не дает никаких указаний на то, как изменялся характер движений год от года. Кроме того, линии нивелирования не всегда проходят удачно с точки зрения геолога и не позволяют в достаточной степени осветить особенности движений разнородных структур земной коры.

Представляется необходимым поэтому создание специальных стационаров, или опытных полигонов, на которых производились бы систематические наблюдения за ходом движений земной коры с помощью многократных геодезических измерений. Несколько таких полигонов уже создано в Советском Союзе (в Средней Азии, Эстонии, Армении, Крымский геофизический полигон) для изучения глубинного строения земной коры и современных тектонических движений.

Насколько ценные и интересные результаты дают исследования на подобных полигонах, можно судить по данным, относящимся к району соляного купола оз. Баскунчак. Здесь в 1951 г. была заложена сеть реперов; точное нивелирование производилось трижды — в 1951, 1958 и 1961 гг. Как установил А. К. Певнев

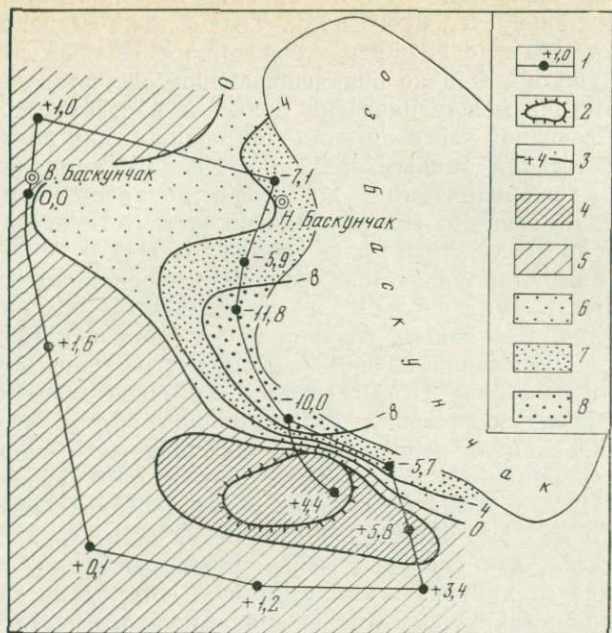


Рис. 2. Современные тектонические движения района Баскунчакского соляного купола за период с 1951 по 1958 г. (Певнев, 1961)

1 — линия повторного нивелирования, реперы и амплитуды их смещений (мм); 2 — контуры горы Большое Богдо; 3 — изолинии амплитуд тектонических деформаций (мм) за 1951—1958 гг.; 4 — поднятия с амплитудой свыше +4 мм; 5 — то же, от +4 мм до 0; 6 — опускания с амплитудой от 0 до -4 мм; 7 — то же, от -4 до -8 мм; 8 — то же, свыше -8 мм

[1961], повторные нивелировки показали современное поднятие купола и опускание примыкающей компенсационной мульды, выраженной в рельефе впадиной оз. Баскунчак (рис. 2) ².

Исследования современных тектонических движений проводят во многих странах: особенно усилились они за последние годы. Немало новых ценных данных было сообщено на симпозиуме по современным движениям земной коры, который состоялся в 1960 г. в Хельсинки во время XII Генеральной ассамблеи Международного геодезического и геофизического союза. Обзор изученности современных движений земной коры в разных странах мира содержится в другой нашей работе [Мещеряков, Синягина, 1961]; здесь мы ограничимся лишь краткими указаниями на наиболее новые и интересные факты.

Внимание участников симпозиума привлекли новые данные о современных движениях Польши, которые носят пока пред-

² В статье А. К. Певнева приведена схема современных движений района Баскунчака за период с 1951 по 1961 г.

варительный характер: скорости современных движений вычислены относительно условного нуля. Точное количественное сопоставление данных по смежным территориям Польши и СССР — задача будущего³. Однако обнадеживающим является качественное соответствие между данными польских и советских исследователей. В северной части пограничной области, как по польским, так и по советским данным, фиксируются опускания, которые к югу сменяются поднятиями. Максимум поднятий, намеченный близ восточной границы Польши, близко соответствует максимуму поднятия в пределах Украины (в районе Львова).

Много внимания уделяется проблеме современных движений земной коры в Нидерландах, имеющей важное практическое значение. Как заявил голландский ученый ван Вен, погружение суши представляет собой реальную угрозу существованию страны если не сейчас, то в будущем. Для целей проектирования плотин и других сооружений, ограждающих сушу от наступания моря, в Нидерландах надо иметь точные данные о скорости повышения уровня моря и скорости погружения существующих плотин. В 1954 г. была составлена карта тектонических движений по данным двух нивелировок высотной сети страны. Анализ карты показал, что скорости современных движений, изменяющиеся в пределах первых миллиметров в год, тесно связаны с геологической структурой. Как сообщил на симпозиуме в Хельсинки известный геофизик Ф. Венинг-Мейнес, в настоящее время закончено третье нивелирование высотной сети Нидерландов. Результаты нового нивелирования подтвердили унаследованный характер современных движений земной коры.

Подробные карты современных тектонических движений составлены в настоящее время для территорий Финляндии, Великобритании, Италии. Эти карты в основном базируются на данных повторного нивелирования. Геодезические материалы подтвердили представления о современной тектонике Фенноскандии, сложившиеся ранее на основе уровневых данных. Подробно изучено современное неравномерное поднятие территории Финляндии, с максимумом в северной части Ботнического залива (до 9 мм/год). Современное сводовое поднятие обнаружено также в области Шотландского нагорья. Территория Италии испытывает опускания со средней скоростью порядка 2—3 мм/год, но в районе дельты р. По интенсивность погружения суши повышается до 5—10 см/год, что, вероятно, связано с уплотнением рыхлых грунтов аллювиальной равнины. Повторные нивелировки позволили составить карты современных движений земной коры для территорий Болгарии, Венгрии, Чехословакии, где также обнаружены дифференцированные тектонические движения интенсивностью порядка нескольких миллиметров в год.

³ Эти данные сопоставлены в 1971 г. при составлении карты современных вертикальных движений земной коры Восточной Европы.— *Прим. ред.*

В США и Канаде карта современных движений земной коры составлена пока лишь для области Великих озер. Канадский щит, как и Балтийский, испытывает поднятие; прилегающая часть Северо-Американской плиты опускается. Поднятие в центре Канадского щита, как и в центре Балтийского щита, оценивается примерно в 1 см/год.

Значительные по объему работы по изучению современных движений земной коры ведутся в западных районах США, особенно в штатах Калифорния и Невада, где весьма интенсивные деформации земной поверхности наносят немалый экономический ущерб. Резкие дифференцированные движения, интенсивность которых выражается местами десятками сантиметров в год, вызывают нарушения нормальной работы подземных газопроводов, перекос стальных опор линий электропередач, нарушение условий водоснабжения. Например, в засушливом сельскохозяйственном районе долины Сан-Джоакин (Калифорния), где в результате движений земной коры падает уровень грунтовых вод, ежегодно приходится углублять не менее 100 колодцев; стоимость этих работ достигает 1,5 млн. долларов. Опускание побережья грозит существованию военно-морской верфи в Лонг-Бич (Калифорния). Верфь была сооружена в 1941—1943 гг.; стоимость сооружения составила 170 млн. долларов. При сооружении верфи не было учтено, что низменный участок побережья интенсивно опускается (со скоростью до 1 фута в год). В настоящее время большая часть верфи оказалась ниже уровня моря, и для защиты ее от затопления пришлось соорудить (а в дальнейшем — наращивать) специальную дамбу стоимостью около 6 млн. долларов. Такова «цена опускания земли» в этом весьма неустойчивом в тектоническом отношении районе [Eckhardt, 1959]. В пределах США имеется сейчас десять участков, где производят систематическое изучение современных движений с помощью многократного (ежегодного) повторного нивелирования. В районе сброса Сан-Андреас (Калифорния) выполняются также повторные триангуляции с целью выявления горизонтальных движений. Скорость горизонтальных перемещений оценивается здесь в 1—3 см/год. Интересно, что участки земной коры, расположенные по разные стороны сброса, движутся в противоположных направлениях.

Как было сообщено на симпозиуме в Хельсинки, детальное изучение тектонических движений отдельных районов США предполагается дополнить работами по выявлению деформаций земной коры более общего регионального плана. С этой целью намечено в течение ближайших семи лет провести повторное нивелирование I класса общей протяженностью около 20 тыс. миль. Сеть нивелирования будет состоять из трех линий, пересекающих страну в широтном направлении, и восьми линий меридионального направления. Выполнение этой программы позволит составить карту современных движений всей территории США.

В Японии современные движения земной коры изучены, пожалуй, с наибольшей детальностью. После катастрофического землетрясения 1891 г. здесь было начато систематическое повторное нивелирование с целью прогноза землетрясений путем наблюдений над медленными перекосами земной поверхности. Составлена подробная карта современных вертикальных движений земной коры Японских островов. Карта свидетельствует о большой мозаичности современной тектоники: участки поднятия на коротких расстояниях сменяются полосами погружения. Распределение этих участков находится в некотором соответствии с геологической структурой, элементами неотектоники и орографии. Однако местами обнаруживается, например, поднятие низменных участков страны и опускание горных массивов. Несколько неожиданный на карте современной тектоники Японии оказывается сравнительно малая интенсивность движений: скорости их обычно не превышают 4—5 мм/год, и лишь в районах, где происходят сильные сейсмические толчки или наблюдается местное уплотнение рыхлых аллювиальных толщ, обнаруживаются деформации интенсивностью до 6—10 см/год. Повторные геодезические измерения в Японии позволили выявить для ряда районов не только вертикальные, но и горизонтальные сдвиги земной коры. Почти для всей территории страны имеется карта, на которой горизонтальные перемещения земной поверхности (интенсивностью порядка нескольких сантиметров в год) изображены в виде векторов.

Ценный материал для освещения современных движений берегов морей и океанов дают равномерные наблюдения с помощью футштоков, мареографов. Результаты наблюдений примерно на 200 равномерных пунктах были обобщены Международной ассоциацией физической океанографии; они отражены на схематической карте современных тектонических движений земной коры [Мещеряков, 1958].

О ЗАКОНОМЕРНОСТЯХ ПРОЯВЛЕНИЯ СОВРЕМЕННЫХ ДВИЖЕНИЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Несмотря на успехи в изучении современной тектоники отдельных стран, можно констатировать в целом слабую изученность медленных движений земной коры. Значительные отрезки побережий и обширные пространства внутри континентов остаются еще «белыми пятнами» на карте современной тектоники. Это не дает пока возможности полностью выявить закономерности современных движений, вскрыть причины поднятий и опусканий различных участков земной коры. Тем не менее при подведении первых итогов изучения современной тектоники могут быть высказаны некоторые суждения, носящие предварительный характер.

Изменения знака и интенсивности современных движений в пространстве. Теперь уже нет никаких оснований думать, что

вековые движения свойственны лишь отдельным, особо подвижным участкам земной коры, тогда как другие ее участки — стабильны. Современные поднятия или опускания обнаруживаются повсеместно там, где ставится их изучение. Поднятия и опускания земной коры в современную эпоху, как и в геологическом прошлом, проявляются сопряженно. Размеры участков современного поднятия и опускания в платформенных и орогенических областях, по-видимому, различны. Например, по профилю (рис. 3), пересекающему Русскую платформу, выявляются волны современных движений порядка 600—800 км; профиль через Японские острова дает длину волн порядка 180—250 км. Переходы от областей поднятия к областям опускания во многих районах происходят резко: переходные полосы характеризуются повышенными градиентами движений и имеют (в плане) прямолинейные очертания или форму дуг большого радиуса. Эта особенность, по-видимому, отражает глыбовую (блоковую) структуру земной коры.

Преобладающие значения скорости современных вертикальных движений выражаются несколькими миллиметрами в год; реже встречаются интенсивности порядка нескольких сантиметров в год; в отдельных районах скорости деформаций земной поверхности достигают нескольких дециметров в год. Вследствие недостаточной изученности горных стран, где по условиям рельефа трудно прокладывать нивелировки высокой точности, нельзя еще сделать вполне определенные заключения о различиях в интенсивности движений платформенных и орогенических областей. Может считаться установленным фактом, что платформам свойственны скорости современных движений порядка миллиметров в год и лишь в отдельных районах платформ скорости несколько превышают сантиметр в год.

Все районы, где выявленные скорости движений выражаются несколькими сантиметрами или дециметрами в год, приурочены к орогеническим областям, отличающимся, как правило, повышенной сейсмичностью. Неясно, однако, составляют ли столь большие скорости преобладающий фон в пределах орогенических областей или характеризуют лишь локальные деформации. Данные по орогенической зоне Японских островов, изученной в настоящее время наиболее полно, заставляют склоняться ко второму предположению. В свете этих данных можно думать, что главной особенностью современной тектоники орогенических областей является не повышенная скорость движений, а большая дифференцированность движений, повышенные значения градиентов. Сравнение профилей (см. рис. 3) показывает, например, что на Японских островах величины градиентов скорости движений на порядок больше, чем на Русской платформе.

Поставленные вопросы могут быть решены путем составления сводных карт современных движений крупных территорий. По состоянию геодезических и урвнеммерных данных, одной из первоочередных задач является составление сводной карты вековых

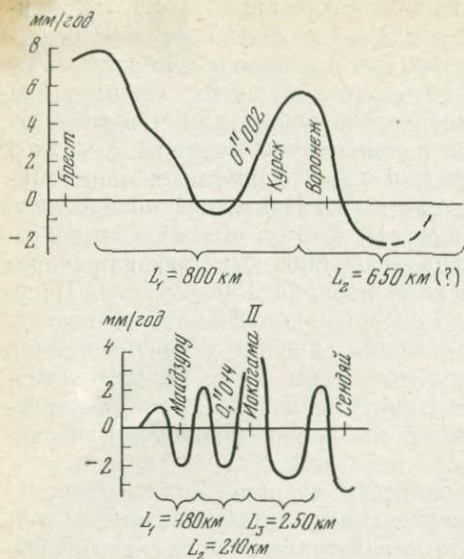


Рис. 3. Кривые скорости современных вертикальных движений Русской платформы (I) и Японских островов (II)

L — длины волн

решается вопрос о том, можно ли использовать доступные теперь результаты повторного нивелирования I и II классов (с интервалом между измерениями порядка 20–30 лет) для выявления вековых движений земной коры. В. Г. Рихтер [1957], например, выступил со статьей, где высказывалось мнение, что колебания земной коры с периодом в несколько лет и амплитудой в несколько сантиметров при недостаточно продолжительном интервале времени между нивелировками почти совершенно затушевывают влияние вековых движений и не позволяют выявить тенденции последних. Вопрос ставился так, что для выявления вековых движений необходим интервал между измерениями не менее 80–100 лет.

Анализ материалов повторного нивелирования показывает, что при очень коротком интервале между двумя измерениями (порядка 8–10 лет) скорости движений получаются слишком большими, а общая картина движений часто не соответствует геолого-геоморфологическим представлениям. Вместе с тем опыт показывает, что уже при интервале между нивелированиями от 20–25 лет и больше удается выявить устойчивые, по-видимому,

движений территории Европы⁴. Эта карта послужила бы весьма ценным дополнением к международной тектонической карте Европы и составленной по инициативе советских ученых карте новейшей тектоники континента.

Изменения знака и интенсивности современных движений во времени. Вековые движения земной коры осложнены, как отмечалось, короткопериодическими колебаниями различного происхождения. Надо признать, что, за исключением приливов в твердой Земле, короткопериодические колебания изучены весьма слабо, и мы мало что можем сказать об их периодах, амплитудах, закономерностях проявления и природе. В связи с этим по-разному

⁴ Карта современных вертикальных движений земной коры Восточной Европы была составлена усилиями ученых НРБ, ВНР, ГДР, ПНР, СРР, СССР, СФРЮ, ЧССР и опубликована в 1971 г. — Прим. ред.

вековые тенденции движений. Основными доказательствами этого служат: во-первых, согласованность результатов по различным линиям нивелирования, выполненным в разные сроки, но образующим сеть повторного нивелирования; во-вторых, согласованность результатов с геолого-геоморфологическими данными о вековых движениях. Можно считать поэтому, что интервал между нивелированиями порядка 20—25 лет достаточен для того, чтобы влияние короткопериодических колебаний, а также опибок измерений компенсировалось или подавлялось вековыми движениями. Обращает на себя внимание тот факт, что для вывода положения среднего уровня моря необходим как минимум примерно такой же — 20-летний период. Возможно, что это совпадение не случайно и отражает родственность природы короткопериодических колебаний земной поверхности и поверхности водной оболочки Земли.

Необходимо подчеркнуть, что эти заключения нуждаются в дополнительном обосновании путем непосредственного изучения короткопериодических движений земной поверхности. Для этого необходимо систематическое многократное (через короткие промежутки времени) нивелирование одних и тех же трасс на специальных полигонах, подобных Баскунчакскому или Крымскому. Весьма желательно, чтобы полигоны для изучения пульсации земной коры и других ее движений были бы связаны с футшточными установками, сейсмическими станциями, оснащены наклономерами.

Другая, не менее сложная проблема заключается в изучении хода самих вековых движений. Несложные расчеты показывают, что скорости вековых движений нельзя распространять на длительные отрезки геологического времени. Например, если предположить, что поднятие Среднерусской возвышенности сохраняло свою интенсивность (около 5 мм/год) хотя бы на протяжении четвертичного периода (0,5—1 млн. лет), то в этом равнинном районе должны были образоваться горы высотой свыше 2—3 тыс. м. Из этого следует, что вековые движения должны с течением времени менять не только свою интенсивность, но и знак. Так возникает проблема установления периода вековых колебаний земной коры — наиболее элементарных колебательных движений тектонического происхождения.

Данный вопрос не может быть пока решен без привлечения геолого-геоморфологических и историко-археологических данных, так как продолжительность периода вековых движений явно выходит за пределы сроков точных геодезических и уровневых наблюдений. По некоторым данным можно предполагать, что период вековых движений не меньше, а скорее больше 600—700 лет. Полный период колебаний земной коры (поднятие — опускание — новое поднятие) в районе Поццуоли (Италия) по историко-археологическим данным [Белюсов, 1962] определяется примерно в 2000 лет, охватывая период со II в. до н. э. по XVIII в. н. э. Согласно нашим исследованиям на северо-за-

паде Русской равнины, распределение областей современного поднятия и опускания сложилось уже около 6—7 тыс. лет назад. Весьма интересны новые результаты, полученные В. Г. Рихтером [1960] в отношении хода движений района караван-сарая в Баку. На основе анализа исторических данных, В. Г. Рихтер пришел к выводу, что в период с 1723 по 1946 г. происходило постепенное, неуклонное повышение холма караван-сарая в Баку относительно района бакинского футштока со скоростью, устойчиво державшейся в разные сроки в пределах 7—10 мм/год [рис. 4, табл. 1].

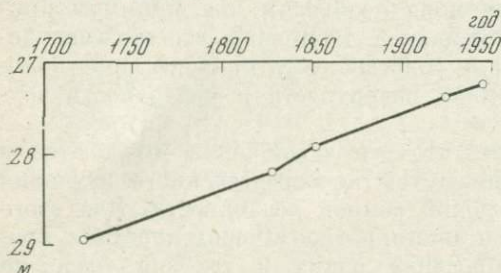


Рис. 4. Изменения высоты вершины холма караван-сарая в Баку по историческим данным за период с 1723 по 1946 г. (Рихтер, 1960)

Таблица 1. Скорость движений земной коры на территории холма караван-сарая в Баку (мм/год)

| Годы | 1925 г. | 1853 г. | 1830 г. | 1723 г. |
|------|---------|---------|---------|---------|
| 1946 | 10,9 | 7,5 | 8,7 | 8,0 |
| 1925 | — | 8,0 | 8,4 | 8,0 |
| 1853 | — | — | 13,0 | 8,5 |
| 1830 | — | — | — | 7,5 |
| 1723 | — | — | — | — |

Таким образом, за период около двух столетий движения носили не колебательный, а направленный характер. Этот вывод особенно ценен, так как касается района, который приводился в литературе в качестве примера участка, испытавшего в историческое время колебательные движения, и сделан исследователем, который отстаивал одно время идею о резко выраженном колебательном характере современных движений земной коры. Как видно, объективные данные заставляют считать вековые движения достаточно устойчивыми во времени (направленными) даже в орогенических областях, со значительной тектонической активностью.

О природе вековых движений. Вопрос о природе вековых движений весьма интересен в теоретическом отношении. Выше отмечалось, что тенденции современных движений, освобожденные от влияния короткопериодических колебаний земной поверхности, отражают влияние глубинных тектонических процессов.

Возникают вопросы: с каких именно глубин исходят импульсы вековых движений; можно ли судить по вековым движениям о характере процессов, протекающих в коре и подкоровом слое; можно ли использовать данные о вековых движениях для суждения о термических условиях недр (в частности, о наличии термальных вод), о глубине и составе фундамента, о толщине земной коры?

К установлению природы вековых движений и выяснению всех связанных с этим вопросов можно подойти различными путями. Большое значение имеет, несомненно, использование различных геофизических данных — гравиметрических, геомагнитных, геотермических и других. Вполне закономерно также использование геолого-структурных и геоморфологических материалов. Геолого-геоморфологические данные очень убедительно, как нам кажется, свидетельствуют о тектонической (эндогенной) природе вековых движений. Основанием для такого вывода служит повсеместная согласованность вековых движений с геоструктурными и морфоструктурными элементами.

Автором была сделана попытка подойти объективно к оценке связи вековых движений и структуры на основе использования количественных показателей. С этой целью карта вековых движений западной половины Европейской части СССР была наложена на тектоническую карту (рис. 5). Были измерены площади участков, где современные поднятия или опускания соответствовали выступам или впадинам фундамента, а также тех участков, где имеет место несоответствие знака современных движений и структуры фундамента. Оказалось, что прямое соответствие между геоструктурными элементами и знаком современных движений наблюдается примерно на 70% площади (табл. 2).

Отметим, что для детально изученной территории Нидерландов нами был получен коэффициент корреляции между геологической структурой и современными движениями, равный 0,82. Близкое значение коэффициента корреляции (0,90) между рельефом фундамента и современными движениями было получено Л. Е. Сетунской [1961] для профиля, пересекающего всю русскую платформу по линии Лиеная — Пермь.

Проанализируем особенности современных движений выступов и впадин фундамента (см. табл. 2). Выясняется, что выступы фундамента характеризуются более устойчивым режимом вековых движений: современным поднятием охвачено 78% их площади. Менее устойчивы в отношении режима современных движений области впадин: опусканиями охвачены только 57% их площади. Надо отметить, что и по геоморфологическим данным более устойчивыми по знаку движений (поднятий) в новейшее время были участки неглубокого залегания фундамента. Области впадин, структурных седловин (типа Полесья) испытывали неоднократные смены знака движений.

Высокий коэффициент корреляции между современными движениями и геологической структурой не оставляет сомнения в

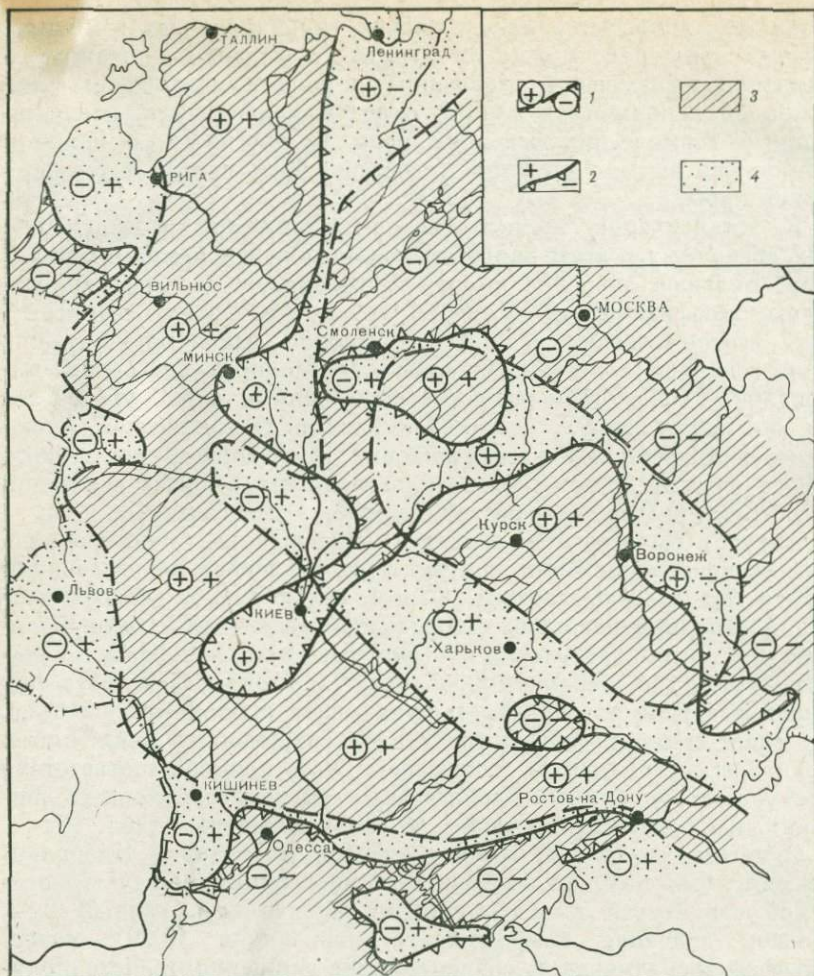


Рис. 5. Влияние геологической структуры на современные движения западной части Русской платформы

1 — выступы (+) и впадины (—) кристаллического и складчатого фундамента; 2 — современные поднятия (+) и опускания (—); 3 — участки соответствия (по знаку) структуры и движений; 4 — то же, несоответствия (по знаку) структуры и движений

том, что источник вековых движений лежит в тех же эндогенных процессах, под влиянием которых сложились элементы гео- и морфоструктуры Земли. Однако совпадение между движениями и структурой никогда не бывает полным. Оно и не может быть полным теоретически, если принять во внимание высокие скорости вековых движений, значительно превышающие средние скорости тектонических движений за геологически длительные периоды времени. Несомненно, что с течением времени вековые

Таблица 2. Соотношение площадей тектонических впадин и выступов с площадями участков современного поднятия и опускания в западной части Русской платформы

| Геоструктуры | Движения | Площади, % | Сумма площадей, % |
|--------------------------------------|---------------|------------|-------------------|
| <i>Для всей изученной территории</i> | | | |
| Выступы (+) | Поднятия (+) | 44 | 69 |
| Впадины (-) | Опускания (-) | 25 | |
| Выступы (+) | Опускания (-) | 12 | 31 |
| Впадины (-) | Поднятия (+) | 19 | |
| | | 100 | 100 |
| <i>Для тектонических выступов</i> | | | |
| Выступы (+) | Поднятия (+) | 78 | - |
| Выступы (+) | Опускания (-) | 22 | - |
| | | 100 | |
| <i>Для впадин</i> | | | |
| Впадины (-) | Опускания (-) | 57 | - |
| Впадины (-) | Поднятия (+) | 43 | - |
| | | 100 | |

движения каждого участка земной коры должны менять не только интенсивность, но и знак. Можно предположить далее, что для выступов фундамента Русской платформы такие перемены, в течение которых образуется несоответствие между структурой и движениями, должны быть относительно кратковременными, занимая около 20% времени колебательного цикла. Для впадин эпохи подобного несоответствия составляют около 40% цикла (рис. 6). Следует подчеркнуть, что эти величины могут характеризовать лишь особенности вековых движений западной части Русской платформы. Для других тектонических областей и зон указанные количественные показатели могут быть иными. Мы считаем возможным сделать предположение общего характера: кривые колебательных движений всегда имеют асимметричный профиль, причем в пределах структурных выступов преобладает восходящая составляющая, а в пределах впадин — нисходящая составляющая вертикальных движений.

Подтверждение высказанному тезису можно найти в некоторых историко-археологических свидетельствах. Обратимся вновь к примеру Поццуоли, где, как отмечалось, полный период колебательных движений составил примерно 2000 лет. Характерно, однако, что этап поднятия, начавшийся с XVI в., продолжался лишь до конца XVIII в., после чего началось новое опускание, продолжающееся и в настоящее время. Как видно, этап поднятия, занявший примерно 200—300 лет, составил лишь около 10—15% времени колебательного цикла, что согласуется с тенденцией к погружению, свойственной данному участку Средиземноморской геосинклинальной зоны.

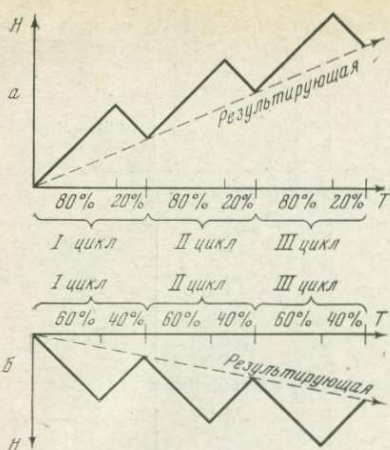


Рис. 6 Предполагаемый характер вековых движений западной части Русской платформы

a — для выступов фундамента, *б* — для впадин и структурных седловин; *H* — высоты земной поверхности; *T* — время (I, II, III — циклы)

Весьма интересная задача исследований состоит в том, чтобы выяснить, каков же «механизм» перемен знака движений отдельных участков земной коры. Анализ показывает, что и при сложных, инверсионных соотношениях между структурой и знаком движений участки с определенным знаком и интенсивностью движений соответствуют всегда блокам земной коры, выделение которых возможно по геолого-геоморфологическим или геофизическим данным. Так, результаты повторного нивелирования показали, что большая часть положительных орогенических структур — горных хребтов Средней Азии, пересекаемых повторными нивелированиями, испытывает в современную эпоху поднятие. Наряду с этим в пределах горных территорий имеют место случаи, когда

водораздельные участки испытывают относительное погружение, как, например, в Чу-Илийских горах. Анализ, выполненный Е. Я. Ранцман и Е. А. Финько (1963), показал, что в структурном отношении этот участок приходится на грабен Коба. В настоящее время грабен расширяется в северо-западном направлении, вовлекая в опускание смежные горствые участки.

Рассматривая вопрос о природе вековых движений, необходимо остановиться на роли гляциоизостатического фактора.

Наша точка зрения [Мещеряков, 1958, 1961] по этому дискуссионному вопросу такова. Сумма известных факторов не позволяет объяснить распределение современных участков поднятия и опускания земной коры гляциоизостатическими причинами. Было бы, однако, ошибкой игнорировать гляциоизостатический фактор, значение которого, отмеченное Гутенбергом [Gutenberg, 1941], вновь подчеркнуто работами Кярайнена [Kääriäinen, 1953], Саурамо [Sauramo, 1958], Бургерса и Коллета [Burgess, Collette, 1958], К. К. Маркова [1960], В. К. Гуделиса [1960]. Необходимо правильно оценить место гляциоизостатических явлений в истории движений земной коры последледниковой (голоценовой) эпохи. По-видимому, в первой половине голоцена (12—6 тыс. лет назад), непосредственно после стаивания материковых льдов, в Фенноскандии и прилегающих областях движения земной коры целиком определялись гляциоизостатически-

ми процессами. Однако уже ко второй половине голоцена гляциоизостатическое выравнивание было, по-видимому, достигнуто, и ведущая роль вновь перешла к собственно тектоническим процессам. Они определяют главные особенности движений земной коры и в современную эпоху.

Медленные движения и сейсмические толчки представляют собой две различные формы проявления эндогенных сил. Между ними, несомненно, существует определенная связь, которая, однако, еще не вполне познана. Сопоставление карты современных движений Русской равнины с данными о распространении эпицентров слабых землетрясений показало, что все эпицентры тяготеют к зонам повышенных градиентов движений на границе между поднятиями и опусканиями, располагаясь ближе к участкам поднятия. Однако далеко не все зоны повышенных градиентов сопровождаются эпицентрами. Например, Криворожское современное поднятие, не менее интенсивное чем Среднерусское, в отличие от последнего не сопровождается землетрясениями. Сложные, неоднозначные связи сейсмических явлений и вековых движений отмечены и в других районах, для которых имеются соответствующие данные.

Выявление сущности связи медленных и быстрых движений представляется важной задачей дальнейших исследований, решение которой позволит использовать данные о медленных деформациях для прогноза сейсмических толчков. С этой точки зрения следует всячески развивать исследования медленных современных движений в сейсмических районах. Значение данных повторного нивелирования для анализа сеймотектонических условий можно проиллюстрировать на примере Пловдивского землетрясения 1928 г. в Болгарии (рис. 7). В этом районе примерно за год до землетрясения было выполнено точное нивелирование; вскоре после землетрясения нивелирование было повторено [Иванов и др., 1960].

Полевые наблюдения и повторное нивелирование показали, что в результате первого толчка (14 апреля 1928 г.) в центральной части пологого прогиба Фракийской низменности возникли два сброса, выраженные в рельефе в виде уступов. Один сброс был приурочен к долине р. Марицы; опускание его северного крыла вызвало затопление садов и пахотных земель в пойме реки. Другой сброс, расположенный севернее, проходивший в районе сел. Чирпан, имел опущенное южное крыло. Таким образом, в приосевой части Фракийского прогиба в течение одного дня возник грабен. Согласно данным повторного нивелирования амплитуды деформаций изменялись от +0,5 м (за пределами грабена) до -1,5 м (внутри грабена).

Повторное нивелирование позволило выявить также интересную особенность деформаций земной коры: вздергивание поднятых краев и подвертывание опущенных блоков близ трещин грабена (см. профиль, рис. 7, Б). В районе г. Стара Загора нивелирование не показало сколько-нибудь заметных деформаций;

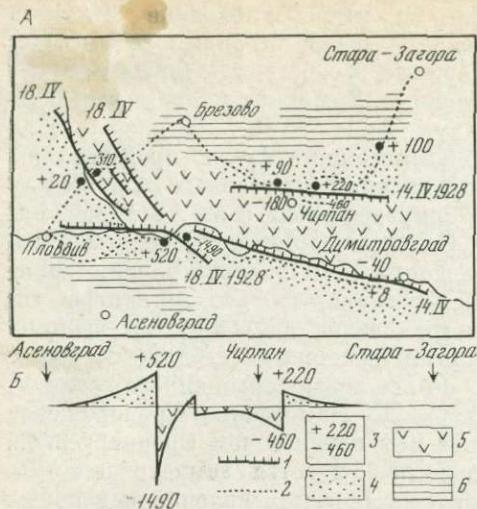


Рис. 7. Движения земной коры, связанные с Пловдивским землетрясением 1928 г. (по данным Иванова и др., 1960)

- А — схема движений земной коры;
 1 — главные трещины;
 2 — линии повторного нивелирования;
 3 — амплитуды поднятий и опусканий, в мм;
 4 — участки поднятия;
 5 — участки опускания;
 6 — относительно стабильные участки;
 Б — амплитуды движений земной коры по профилю Асеновград — Стара Загора

южнее, по мере приближения к сбросовой трещине, отмечаются поднятия, которые достигают на краю поднятого блока +220 мм; сразу же к югу от сбросовой трещины обнаружены опускания порядка -460 мм. Аналогичный характер имели деформации земной коры вдоль другой системы трещин, возникшей 18 апреля 1928 г. С одной из этих трещин были связаны разрушения в г. Пловдиве. Важно подчеркнуть, что сейсмогенные сбросы 1928 г. были параллельны древним сбросам, установленным по геологическим данным в Родопах, но располагались среди аллювиальной равнины, где не было никаких геологических признаков разрывных нарушений. Очевидно, сейсмогенными оказываются во многих случаях очень молодые, находящиеся еще в стадии формирования сбросы или флексуры. Для выявления их не всегда пригодны чисто геологические методы, зато весьма эффективны геоморфологические наблюдения и многократные повторные нивелирования.

Влияние вековых движений на экзогенные процессы. Медленные поднятия или опускания блоков земной коры оказывают большое влияние на облик современного ландшафта и динамику его развития. Приведем для примера некоторые результаты оценки воздействия современных движений на работу рек Европейской части СССР. Для этой цели карту современных движений сопоставили с картой основных типов русел рек Европейской части СССР [Пиньковский, 1960]. В пределах каждого участка современного опускания и современного поднятия (в интервалах от 0 до 5 мм/год и от 5 мм/год и выше) был произведен подсчет длины не меандрирующих (врезающихся) русел рек и определен их процент по отношению к общей длине русел рек в данном контуре. Измерения производили отдельно для области валдайского оледенения и внеледниковой области. Как видно на

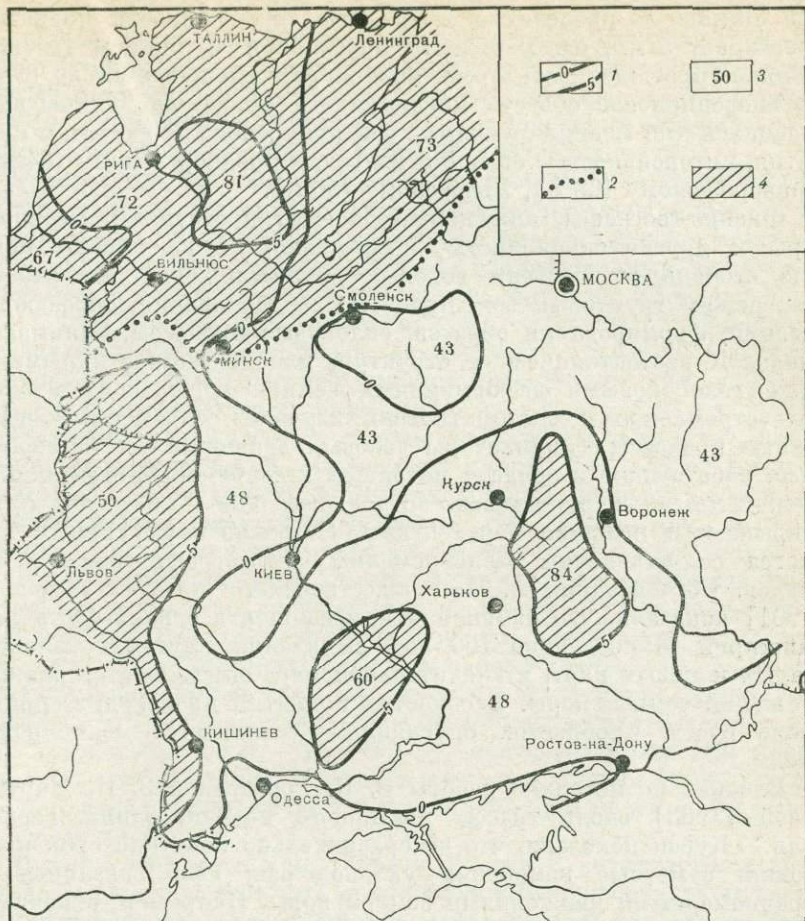


Рис. 8. Влияние современных тектонических движений Русской платформы на работу рек

1 — изолинии скорости современных движений (0, +5 мм/год); 2 — граница валдайского оледенения; 3 — длина не меандрирующих рек (в % от общей длины рек в данном контуре); 4 — области, где длина не меандрирующих рек составляет 50% и более

карте (рис. 8), режим работы рек на изученной территории в первую очередь отражает влияние палеогеографического фактора: область валдайского оледенения выделяется общим усилением врезания рек по сравнению с внеледниковой областью. Однако в пределах каждой из двух палеогеографических областей местные усиления или ослабления эрозионной работы рек явно отражают влияние неравномерных вековых движений. Так, в ледниковой области максимальная протяженность не меандрирующих рек (81%) отмечена в области среднего течения Запад-

ной Двины, в пределах контура, где интенсивность поднятия превышает 5 мм/год. В области прогибания, в нижнем течении Немана, протяженность врезающихся рек уменьшается до 67%. Во внеледниковой области максимальные показатели длины врезающихся (не меандрирующих) рек приурочены к участкам поднятия, интенсивностью свыше 5 мм/год, — Среднерусскому (84%), Криворожскому (60%), Львовскому (50%).

Физико-географы, инженеры-геологи, гидротехники, мелиораторы и другие специалисты, несомненно, недооценивают пока еще степень воздействия вековых движений суши на работу рек, режим грунтовых вод, процессы заболачивания, торфообразования, формирования оврагов, склоновые процессы. Занимаясь анализом неотектонических структур, плиоцен-четвертичными и даже голоценовыми деформациями земной коры, недостаточно целеустремленно и систематически изучают современные экзогенные процессы — индикаторы вековых движений — и геоморфологи, работающие в области новейшей и современной тектоники. Между тем, как показывают отдельные опыты, на этом пути открываются большие перспективы. Особенно эффективным является сопоставление разновременных картографических материалов. Исследования А. П. Рождественского и Ю. Е. Журенко [1961] показали, что изменения коэффициента извилистости рек Башкирии за последние 100 лет, выявленные путем сравнения старых и новых карт, в значительной мере определяются знаком движений земной коры. В областях поднятия происходит спрямление русел, в областях опускания — усиливается меандрирование.

Близкие по методике работы С. К. Горелова и З. И. Мартыновой [1963] вдоль трассы повторного нивелирования Тернополь — Курск показали, что за сравнительно короткий срок произошли заметные изменения уклонов рек, явно связанные с неравномерными движениями земной коры. Например, отмечается увеличение падений рек в пределах Полесья, отражающее современное поднятие этой территории. Можно без преувеличения сказать, что анализ изменений ландшафта по материалам повторного картографирования и повторных аэрофотосъемок дает геоморфологам и физико-географам средство изучения вековых движений, почти не уступающее по своим возможностям повторному нивелированию.

Вряд ли можно отрицать, что при определенных условиях снос материала с возвышенности может способствовать ее прогрессивному поднятию, а накопление продуктов сноса во впадинах может стимулировать опускание. Изучение современных процессов размыва и осадконакопления, в сочетании с геодезическими данными о современных движениях, представляет поэтому большой теоретический интерес, так как позволит количественно оценить влияние перемещений материала на поверхности на ход тектонических процессов. С этой целью уже заложена сеть специальных реперов на Баскунчакском полигоне; предполагается

поставить стационарные наблюдения над эрозионно-аккумулятивными процессами на Крымском полигоне⁵. Осуществление этой программы исследований будет способствовать выяснению важно-го в теоретическом отношении вопроса о природе движений, о генетической связи эндогенных и экзогенных явлений.

Горизонтальные движения земной коры. Степень изученности горизонтальных движений земной коры значительно меньше, чем вертикальных. В настоящее время еще нет достаточно достоверных данных о современных крупных горизонтальных перемещениях материков, больших островов, как, впрочем, не выяснен до конца вопрос о таких перемещениях и в геологическом прошлом. Однако в пределах некоторых, сравнительно ограниченных территорий горизонтальные деформации земной коры удалось выявить с достаточной определенностью.

Особенно интересные и полные результаты получены японскими исследователями. Сравнение данных о горизонтальных сдвигах и вертикальных движениях Японии приводит к выводу о связи между ними. Так, в центре о-ва Кюсю (рис. 9), где вертикальное поднятие наиболее интенсивно, горизонтальные сдвиги сравнительно малы. К периферии острова ослабевает поднятие, но возрастают горизонтальные сдвиги. Общая конфигурация векторов свидетельствует о том, что здесь происходит как бы расползание огромной поднимающейся глыбы земной коры. Другие глыбы земной коры опускаются и сжимаются. Можно заключить, что подразделение сдвигов земной коры на вертикальные и горизонтальные — условно. В действительности они представляют собой лишь отдельные компоненты сложных пространственных деформаций блоков земной коры.

Приняв этот взгляд на горизонтальные и вертикальные движения, следует сделать вывод, что скорости горизонтальных сдвигов, выявленных геодезическими измерениями, как и скорости современных вертикальных движений, нельзя экстраполировать на геологически длительные отрезки времени. Поэтому представляется сомнительным, например, сделанный на основании изучения сброса Сан-Андреас вывод некоторых исследователей о вращении земной коры во всем Тихом океане против часовой стрелки относительно континентов Америки и Азии. Подобно вертикальной составляющей движений, горизонтальная компонента, очевидно, должна изменять с течением времени не только интенсивность, но и знак (направление), так что суммарный эффект движений, в масштабе геологического времени, должен быть значительно меньше того, который можно рассчитать по скорости движений в современную эпоху.

Мы отнюдь не отрицаем возможности горизонтальных перемещений крупных сегментов земной коры планетарного масшта-

⁵ Такие наблюдения были проведены в 1962—1971 гг. (см. Благоволит, Цветков, 1971). — *Прим. ред.*

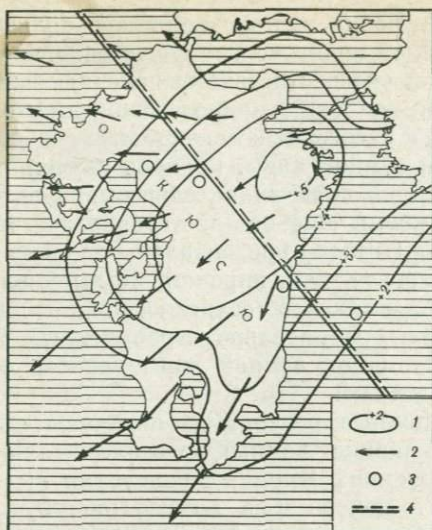


Рис. 9. Соотношение вертикальных и горизонтальных движений земной коры на о-ве Кюсю

- 1 — изолинии скорости вертикальных движений (мм/год);
- 2 — векторы скорости горизонтальных движений (масштаб — вектор, соответствующий скорости 5 см/год);
- 3 — эпицентры землетрясений;
- 4 — ось новейшего поднятия по геоморфологическим данным

ба. Однако необходимо получить надежные данные о таких перемещениях, используя новейшие методы астрономии и геодезии. Этот раздел исследований современных движений больше чем какие-либо другие требует сотрудничества ученых разных стран и континентов.

О ДВИЖЕНИЯХ ЗЕМНОЙ КОРЫ — ПРЕДВЕСТНИКАХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ¹

В настоящее время в СССР, США, Японии и других странах активно разрабатывается проблема прогноза землетрясений. В обширных программах дорогостоящих исследовательских работ на эту тему видное место занимает изучение современных движений земной коры с помощью повторных геодезических измерений, уровневых (океанографических) наблюдений, а также по геолого-геоморфологическим данным.

Включение исследований движений земной коры в комплекс работ по прогнозу землетрясений теоретически оправдано. Так называемые медленные (вековые) движения земной коры, выявляемые геодезическими методами, и быстрые (сейсмические) имеют общий источник происхождения. Между этими двумя видами движений, несомненно, существует закономерная связь в пространстве и во времени. Сущность и формы такой связи еще далеко не познаны, но можно высказать твердую уверенность в

¹ Статья опубликована в кн.: Земная кора сейсмоопасных зон. М.: Наука, 1973. (Результаты исследований по международным геофизическим проектам: Верхняя мантия, № 10).

том, что выявление существующих в этом отношении закономерностей позволит по особенностям медленных движений земной коры судить о сейсмическом режиме той или иной территории.

Проблема связи медленных движений земной коры и сейсмичности обширна и включает несколько самостоятельных крупных вопросов. Здесь мы не будем касаться связи между характером современных движений земной коры и сейсмичностью в пространственном аспекте. Этот вопрос, имеющий отношение к задаче сейсмического районирования и прогноза места землетрясений, находится в центре внимания исследователей, и в его разработке имеются серьезные достижения. Крупный вклад в разработку данного вопроса внесли советские исследователи [Горшков, Костенко, 1953; Белоусов, Гзовский, 1954; Герасимов, 1954; Флоренсов, 1960; Гзовский, 1963; Лилленберг, Мещеряков, 1965; Мавлянов и др., 1969; Солоненко и др., 1969]. Задача настоящего сообщения — привлечь внимание исследователей к менее разработанному вопросу о связи современных движений с сейсмичностью во времени, имеющему отношение к труднейшей, но заманчивой задаче прогноза времени землетрясений. Следует сразу подчеркнуть большие трудности в изучении данного вопроса. Они вытекают прежде всего из крайней ограниченности исходных фактических материалов. К настоящему времени удалось составить карты вертикальных движений земной коры крупных территорий, и на повестке дня стоит составление сводных карт обширных регионов (в частности, Европы). Однако подобные материалы дают осредненную характеристику скорости современных движений земной коры за период порядка 20—40 лет и более. Данных об изменениях интенсивности и знака движений во времени, которые можно было бы связать с колебаниями сейсмического режима, значительно меньше. Для наблюдения за ходом движений земной коры в ряде районов земного шара, особенно в сейсмичных зонах, сейчас создаются так называемые геодинамические полигоны [Буланже, Мещеряков, 1962], но продолжительность наблюдений на полигонах, как правило, еще недостаточна для получения указанных данных.

Правда, в литературе имеется немало данных о движениях земной коры, связанных с землетрясениями, особенно наиболее сильными. Эти данные выводятся обычно из сравнения двух геодезических измерений, выполненных до и после землетрясения. Например, установлено, что в связи с грандиозным землетрясением 1964 г. на Аляске произошли вертикальные деформации (поднятия) земной поверхности амплитудой до 15 м, а горизонтальные сдвиги достигли 20—22 м [The Prince William Sound, Alaska..., 1966]. Однако эти и подобные им довольно многочисленные данные характеризуют в основном движения земной коры, проявившиеся в момент самого землетрясения или в период сейсмической активности.

С точки зрения прогноза землетрясений подобные сведения о движениях земной коры представляют ограниченный интерес.

Гораздо более важны в указанном смысле движения земной коры, предшествующие землетрясениям. Однако именно о таких движениях земной коры сведений имеется меньше всего. Это объясняется недостатком повторных геодезических измерений.

Чтобы ответить на вопрос, изменяется ли характер движений земной коры перед сильным землетрясением, т. е. проявляются ли движения — предвестники землетрясения, необходимо, чтобы точные геодезические измерения повторялись не менее трех раз до землетрясения в районе будущего эпицентра. Тогда можно будет получить характеристики движений минимум за две эпохи до землетрясения. Сравнивая характер движений этих двух эпох, можно судить, проявились ли движения — предвестники будущего землетрясения. Подобных благоприятных случаев многократных вполне надежных геодезических измерений в районе будущего эпицентра во всем мире можно насчитать пока, по-видимому, не более десяти. Мы обратимся к анализу таких наиболее показательных случаев несколько ниже, а здесь коснемся тех случаев, где поставленное выше условие не соблюдается полностью, но имеются все же два измерения, выполненные до землетрясения.

Район Скопье (рис. 1). До катастрофического землетрясения 1963 г. по линии Титов-Велес—Скопье—Урошевац были выполнены два нивелирования; третье и четвертое нивелирования произведены после землетрясения [Marić, Dordević, 1968].

В первый период (1921—1959 гг.), спокойный в сейсмическом отношении, скорости движения были сравнительно невелики. По профилю (см. рис. 1) скорости изменились от $-0,7$ мм/год до $+1$ мм/год, обнаруживая отчетливую связь с морфоструктурой: Скопская впадина испытывала слабое опускание, окружающие горные массивы поднимались. Во второй период [1959—1964 гг.], включающий землетрясение 1963 г., выявлено резкое усиление скоростей движений. Амплитуда движений в районе Скопской впадины возросла до 8 мм/год, т. е. почти на порядок. В третий период (1964—1967 гг.) когда сейсмическая активность затухала, амплитуды движений в районе Скопье снизились до 4—5 мм/год.

Район Ашхабада (рис. 2). Вдоль линии Красноводск — Чарджоу были выполнены два нивелирования до разрушительного землетрясения 1948 г. и два после [Мещерский, 1968]. В первый период (1895—1943 гг.) проявлялись вековые движения, связанные с унаследованным развитием краевого прогиба Копетдага; район Ашхабада опускался со скоростью 9—10 мм/год. Во второй период (1943—1952 гг.) отчетливо проявились «аномальные» движения с землетрясением 1948 г. В районе Ашхабада опускания сменились поднятиями со скоростью до 24 мм/год (в среднем за второй период). Чрезвычайно интересные результаты дало нивелирование 1962 г. Оказалось, что после затухания сейсмической активности в третий период (1952—1962 гг.) полностью восстановился «нормальный» ход вековых движений.

В рассмотренных примерах из-за недостаточного частого повторения геодезических измерений нельзя с достоверностью опреде-

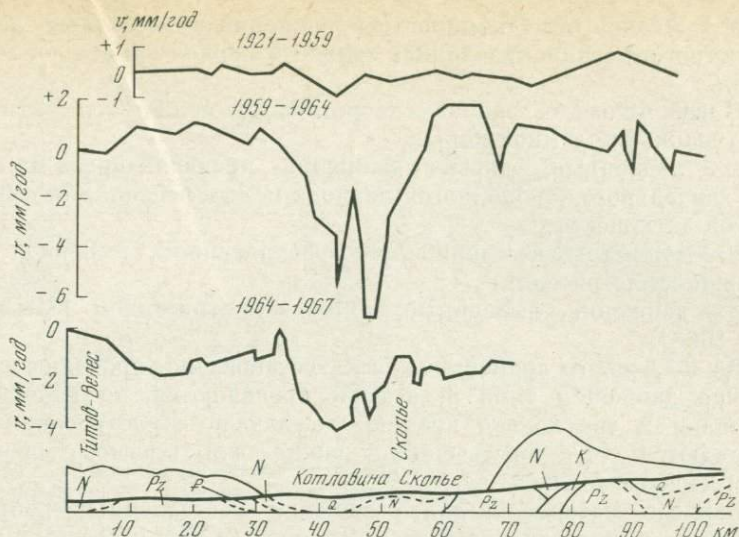


Рис. 1. Современные движения земной коры в районе Скопье (Югославия) Скорости движений за три периода (Marić, Dordević, 1968)

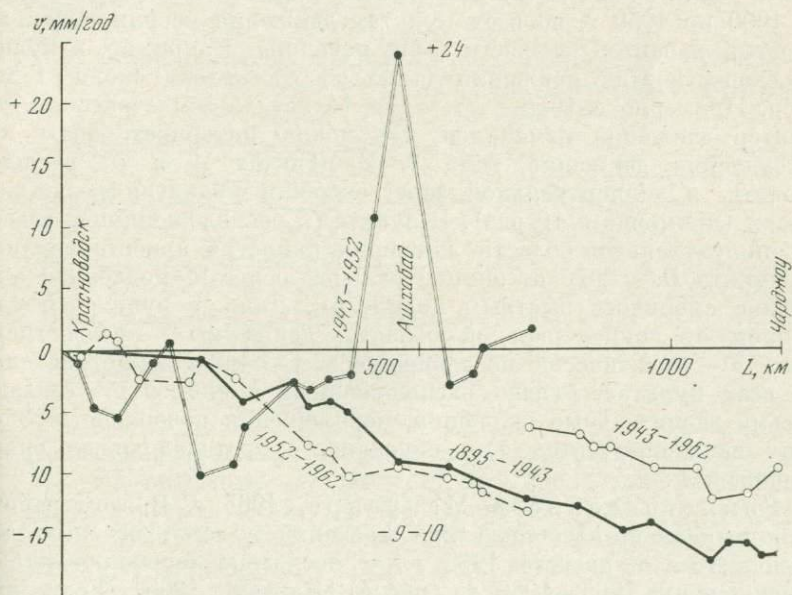


Рис. 2. Современные движения земной коры по линии Красноводск — Ашгабад — Чарджоу (Мещерский, 1968)

лить, начались ли «аномальные» движения за несколько лет до землетрясения или проявились только в период самого землетрясения.

В сейсмических районах теоретически можно выделить три типа движений земной коры:

α — медленные, вековые движения, проявляющиеся в течение длительного «спокойного» периода между вспышками сейсмической активности;

β — «аномальные» движения, проявляющиеся в период подготовки землетрясения;

γ — движения, вызванные самим землетрясением [Mescherikov, 1968].

До последнего времени не было установлено, проявляются ли вообще движения типа β , а если проявляются, то каковы их признаки и за сколько времени до начала землетрясения они начинаются (что чрезвычайно важно для прогноза времени сейсмических толчков).

Важные материалы для освещения поставленных вопросов получены в последнее время в Японии, СССР, США, Венгрии.

Землетрясение в Ниигата (Япония), 1964 г. Здесь было выполнено начиная с 1898 г. пять нивелирований до землетрясения в июне 1964 г. и два — после, в течение 1964 г. [Tsubokawa et al, 1965]. На рис. 3 показаны изменения высот пяти характерных пунктов в районе Ниигата с 1898 по 1964 г. С 1900 по 1950 г. во всех пунктах движения носили почти линейный характер, скорости были невелики. Например, в пункте В скорость этих движений (типа α) составляла около +1 мм/год. Примерно с 1950 г., т. е. за 14 лет до землетрясения, характер движений изменился, что можно интерпретировать как проявление движений типа β . В пунктах А и В, расположенных в эпицентральной зоне, скорости поднятия резко возросли (примерно в 10 раз). В пункте С, расположенном к северу от эпицентральной области, движения, напротив, приостановились. В пункте D, к югу от эпицентральной области, медленное опускание сменилось быстрым поднятием. Лишь в пункте E, удаленном от эпицентральной области, движения — предвестники типа β — практически не проявились. С самим землетрясением во всех пунктах, близко расположенных к эпицентру, связаны весьма значительные движения, перемещения поверхности. Знак этих движений (типа γ) — опускание — противоположен знаку β -движений.

Землетрясение в Мацусиро, 1965 г. В этом районе было выполнено несколько нивелирований до землетрясения, разразившегося в августе 1965 г., и несколько нивелирований в течение конца 1965—1966 г. (рис. 4) [Hayashi, 1966]. Если проанализировать изменения высот района Мацусиро, можно заключить, что с 1894 по 1957 г. район испытывал медленное опускание со скоростью 0,7—1,1 мм/год, что можно рассматривать как проявление движений типа α (рис. 5). В период 1957—1965 гг.

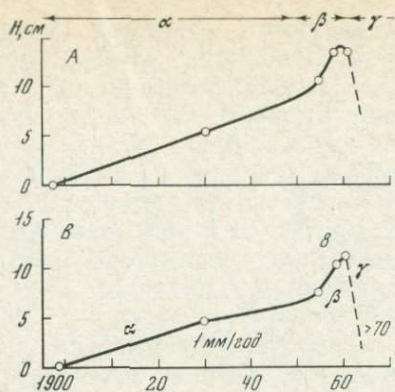


Рис. 3. Изменения высот пяти пунктов (А, В, С, D, Е) в районе Ниигата (Япония) (Tsubokawa, Ogawa, Hayashi, 1965)

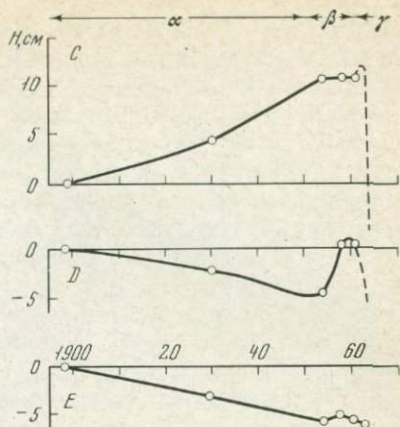


Рис. 4. Движения земной коры по линии Уэда — Мацусиро — Накано (Tsubokawa, Nagasawa, 1966)

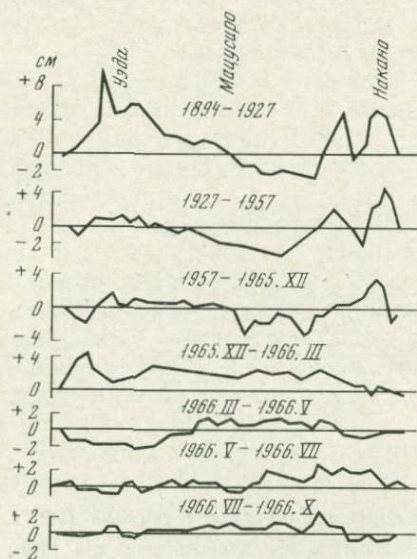
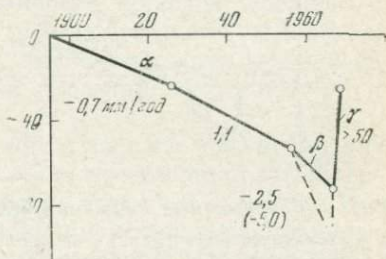


Рис. 5. Изменения высот района Мацусиро



скорости опускания значительно возросли (до $2,5 \div 5,0$ мм/год), что, по-видимому, указывает на проявление β -движений — предвестников землетрясения. Движения типа γ , проявившиеся после землетрясения, имеют противоположный знак по отношению к β -движениям и отличаются исключительно высокой интенсивностью. Зафиксированы поднятия до 10 мм в месяц [Hayashi, 1966] и даже до 15 мм в день [Tsubokawa, Nagasawa, 1968].

Землетрясение в Ташкенте, 1966 г. После землетрясения, происшедшего в апреле 1966 г., на территории города

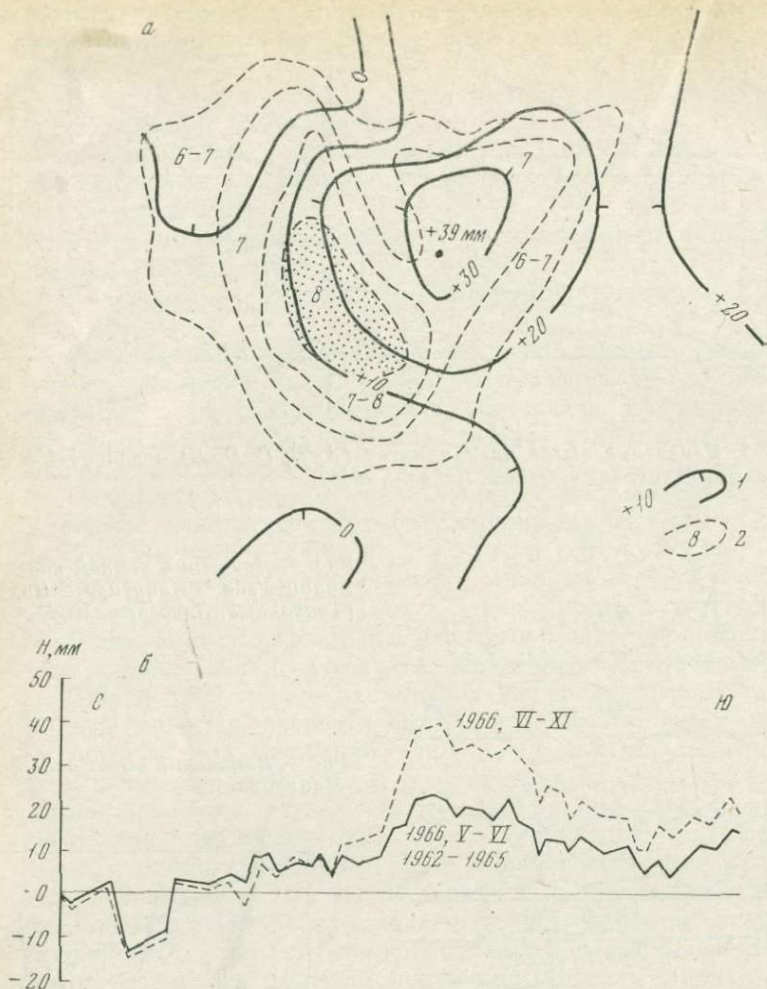


Рис. 6. Современные движения земной коры в Ташкенте в течение 1966 г. а — схематическая карта: 1 — изолинии поднятия, в мм (Мавлянов и др., 1969); 2 — изосейсты, в баллах (Саваренский, 1966); б — профиль изменения высот

было выполнено повторное нивелирование [Мавлянов и др., 1969]. Здесь выявлено поднятие амплитудой до 39 мм (рис. 6). Обращает на себя внимание общая согласованность очертаний изолиний поднятия поверхности (типа γ) и изолиний силы сотрясения в баллах [Саваренский, 1966]. Интересно, однако, что участок максимального поднятия смещен относительно контура 8-балльной зоны (см. рис. 6, а); последняя приходится на полосу максимальных градиентов γ -движений.

Весьма интересны материалы более ранних нивелирований в

районе Ташкента, изученные И. И. Энтиным и И. Н. Мещерским (устное сообщение). На рис. 7 показаны изменения высот четырех пунктов в районе Ташкента в период с 1900 по 1966 г. Пункты *A* и *B*, расположенные близ эпицентральной области, с начала века испытывали поднятия (типа α), но в 1942 г. произошла смена знака движения — началось опускание (типа β). В сейсмически активный период вновь начались поднятия интенсивностью в 10—20 раз больше, чем предшествующие движения. Изменения в характере движений отмечены и в пунктах *C* и *D*, удаленных от эпицентральной зоны. В пункте *C* после 1942 г. отмечено резкое усиление движений; в пункте *D*, напротив, произошла приостановка движений. Эти данные, как нам представляется, позволяют высказать предположение о проявлении движений-предвестников (типа β) почти за 25 лет до Ташкентского землетрясения.

Другие примеры. Землетрясение в районе Фу та цу и (Япония), 1955 г. В период с 1902 по 1942 г. проявлялись медленные движения (типа α), отражавшие формирование локальной складчатой структуры на фоне общего наклона к западу, в связи со сводовым поднятием о-ва Хонсю [Miyamura, 1966]. После 1942 г. отмечено изменение знака движений, что можно рассматривать как проявление движений типа β . В связи с землетрясением 1955 г. произошли движения разрывного характера (типа γ) и возобновились движения, вызывающие наклон к западу.

Резкое возрастание интенсивности движений отмечено в районе Дунахарашти (Венгрия) не менее чем за 5 лет до сильного землетрясения 1956 г. Эти движения (типа β) носили волнообразный характер, причем наиболее короткие «волны» с наибольшей амплитудой намечали место будущего эпицентра. Движения типа γ , продолжавшиеся не менее двух лет после землетрясения, носили инверсионный характер по отношению к β -движениям [Bendefy, 1965].

В районе землетрясения 1964 г. на Аляске сравнение нивелировок 1923, 1944 и 1952 гг. показало чрезвычайно интенсивные движения-опускания со скоростями до -65 мм/год. По-видимому, можно считать, что β -движения проявились не менее чем за 40 лет до Аляскинского землетрясения [Small, 1966]. По геоморфологическим данным, в этом районе фиксируется смена медленных поднятий побережья быстрыми опусканиями — со скоростью до -14 мм/год за последние 200 лет [Plafker, Rubin, 1966]. Движения типа γ (преимущественно поднятия) достигали здесь 10—15 м; горизонтальные смещения — 20—22 м [The Prince William Sound, Alaska..., 1966].

В районе Гарма (Таджикистан) начиная с 1957 г. систематически проводится повторное точное нивелирование. Уже в первые годы здесь были выявлены дифференцированные движения блоков, разделенных Сурхобским разломом [Энтин, Мещерский, 1965]. В течение десяти лет, с 1957 по 1966 г., скорость

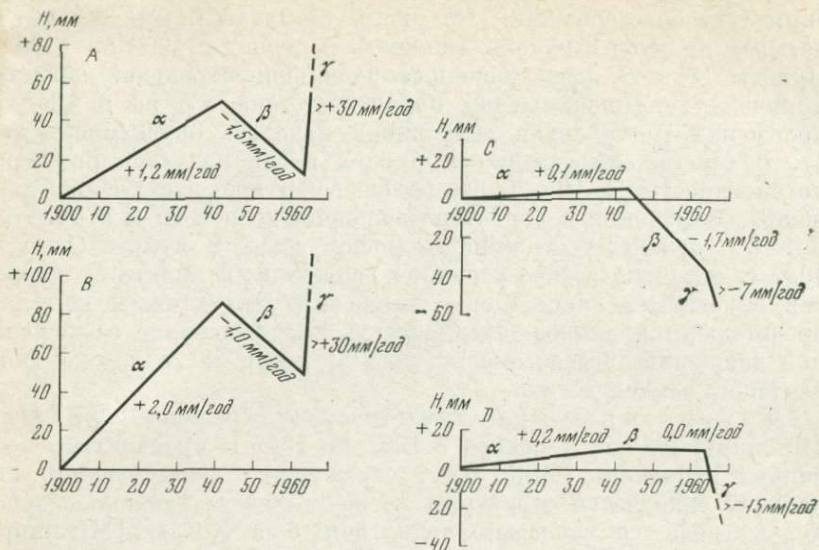


Рис. 7. Изменения высот четырех пунктов (А, В, С, D) в районе Ташкента

Рис. 8. Кривая изменений содержания радона в подземных водах Ташкента (Уломов и др., 1967)

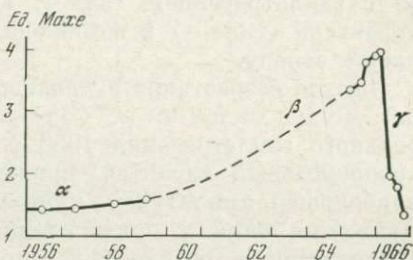
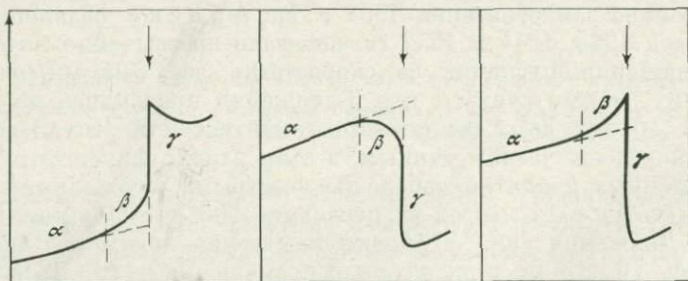


Рис. 9. Различные виды изменения напряжений, которые могут сопровождать землетрясения, связанные с разломами (Меги, 1966)



относительных движений по Сурхобскому разлому строго выдерживалась в пределах 10—11 мм/год. С 1966 г., т. е. за два года до землетрясения в районе Гарма, скорость движений возросла примерно в полтора раза. Этот факт, установленный А. К. Певневым и В. Б. Энманом (устное сообщение), по нашему мнению,

можно истолковать как смену равномерных движений типа α ускоренными движениями типа β — предвестниками сейсмической активности.

Смена различных типов движений земной коры в ходе подготовки землетрясения, по-видимому, оказывает влияние на некоторые геологические процессы (в частности, на степень «раскрытости» глубоких разломов, на интенсивность циркуляции по ним подземных вод). Этими явлениями, вероятно, можно объяснить замечательный факт, обнаруженный недавно в Ташкенте: резкое увеличение содержания радона в подземных водах за несколько месяцев или дней до значительных землетрясений [Мавлянов и др., 1969]. Кривая изменений содержания радона (рис. 8) по общему характеру весьма напоминает типичную кривую изменений скоростей движений земной коры перед землетрясением (см. рис. 3, А) и также позволяет выделить три фазы, обозначенные выше буквами α , β , γ .

Реальность указанных фаз подтверждается экспериментальными (лабораторными) исследованиями деформаций материалов. Японский исследователь К. Мэги [Megi, 1966] таким методом получил кривые изменений напряжений (рис. 9), качественно сходные с кривыми движений земной коры (см. рис. 3, А). Он пришел к заключению, что разрыву гетерогенных материалов обычно предшествуют аномальные деформации и образование многих микроразрывов. Эти опыты, по мнению К. Мэги, объясняют причину проявления аномальных движений земной коры и форошковых перед крупными землетрясениями.

В заключение остановимся кратко на роли быстрых (сейсмических) движений в формировании структуры и рельефа. Важное значение сейсмических процессов в развитии гео- и морфоструктуры подчеркнули недавно В. П. Солоненко, Н. А. Флоренсов и другие исследователи. С точки зрения изложенной выше концепции, наиболее важную роль в образовании структур (морфоструктур) следует отнести движениям типа γ . Помимо известных примеров по Монголии, это можно проиллюстрировать примером землетрясения 1964 г. на Аляске. Контур максимальных поднятий, связанных с землетрясением, весьма точно соответствует очертаниям о-ва Монтагью. Максимальная амплитуда поднятий (до 32 футов \approx 10 м) приурочена к центральной части острова, а к его периферии она сокращается втрое. По-видимому, остров представляет собой тектоническую форму рельефа (морфоструктуру), созданную быстрыми (сейсмическими) движениями земной коры.

Движения типа β и γ в историко-геологическом процессе играют совершенно иную роль, чем движения типа α . Как особенно отчетливо видно на примере района Ашхабада (см. рис. 2), медленные движения типа α способствуют унаследованному развитию уже сложившейся структуры — предгорного прогиба. Напротив, сейсмические движения способствуют вовлечению предгорного прогиба в поднятие и расширение горного сооружения.

В отличие от медленных движений типа α , сейсмические движения типа β и особенно типа γ служат, вероятно, процессам структурной перестройки и образованию качественно новых форм морфо- и геоструктуры.

ВЫВОДЫ

Все имеющиеся — пока еще весьма скудные и отрывочные — данные не противоречат возможности выделения движений типа α , β и γ в сейсмичных районах. Не касаясь медленных (вековых) движений (типа α), отметим некоторые особенности β и γ -движений.

1. Движения типа γ отличаются исключительно высокой интенсивностью. Это явно движения разрывного характера, что согласуется с высказыванием В. В. Белоусова и М. В. Гзовского: «Непосредственной причиной возникновения землетрясений является образование и обновление разрывов» [1954, ст. 25].

Движения типа γ нередко имеют противоположный знак по отношению к предшествующим им β -движениям. Примеры землетрясений в районах Мацусиро и Ташкента позволяют высказать предположение, что положительные движения типа γ (поднятия) стимулируют длительную сейсмическую активность.

2. Наибольший интерес для целей прогноза времени землетрясений представляют, несомненно, движения типа β . Самым общим и частым признаком движений является, по-видимому, резкое усиление их скорости. В ряде случаев начало β -движений фиксируется переменной знака движений. Иногда предвестником землетрясения служит прекращение заметных движений земной коры — «затишье перед бурей».

Имеющиеся данные показывают, что «аномальные» движения типа β начинаются за несколько лет или десятилетий до сильного землетрясения (от 2—3 до 25 лет и более). Для такого грандиозного землетрясения, как Аляскинское 1964 г., период проявления β -движений, возможно, измерялся первыми сотнями лет.

3. Для распознавания признаков β -движений — предвестников землетрясений — и оценки их продолжительности необходима разработка многих теоретических вопросов на базе большого фактического материала. Вероятно, для разных типов землетрясений различных морфотектонических областей потребуются неодинаковые подходы к проблеме. Не исключено также, что некоторые крупные землетрясения не предваряются аномальными движениями типа β .

Вместе с тем уже сейчас можно рекомендовать при работах по прогнозу землетрясений сосредоточивать внимание в первую очередь на тех участках сейсмичных областей, где обнаружены смена знака или резкое изменение интенсивности движений земной коры. Для выявления таких участков следует использовать карты современных или голоценовых движений, сопоставляя их с данными о геологической структуре. В намеченных участках,

где, как можно предполагать, идут процессы подготовки сильных землетрясений, следует проводить частые (несколько раз в год) повторные геодезические измерения, а также ставить наклономерные, уровнемерные и другие постоянные наблюдения, которые позволят более точно прогнозировать момент сильного землетрясения.

4. Наряду с изучением вертикальной компоненты движений земной коры в сейсмичных районах весьма важно вести исследования горизонтальной компоненты. Согласно новейшим исследованиям, горизонтальные движения — столь же чуткий предвестник землетрясений, как и вертикальные [Nagiwara, 1964; Hofmann, 1966].

ОЦЕНКА ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ ПРИЗНАКОВ В БАЛЛАХ КАК МЕТОД КОЛИЧЕСТВЕННОЙ ХАРАКТЕРИСТИКИ СОВРЕМЕННЫХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ¹

Внедрение способов количественного изучения явлений и процессов — одно из важнейших условий дальнейшего успешного развития геолого-географических наук. Однако на пути осуществления этой задачи стоят серьезные трудности, обусловленные чрезвычайно сложным, комплексным характером самих объектов и процессов, изучаемых науками о Земле.

В самом деле, какими количественными показателями можно определить тип почв, строение речной долины или географический ландшафт? Один из возможных способов преодоления указанной трудности состоит в оценке изменений сложных явлений при помощи условной шкалы в баллах. Этот способ давно применяют в сейсмологии при оценке силы землетрясений, в геоботанике, лесном деле (при бонитировке лесов), в сельском хозяйстве (при оценке земель и составлении кадастра); его начинают применять при изучении оползневых процессов, овражной эрозии. Выбор шкалы балльности целиком определяется конкретными задачами исследования. При удачном выборе шкалы баллов использование этих показателей дает ценные результаты, существенно повышая объективность материалов исследований и позволяя применять к их анализу все современные способы обработки информации. Величины баллов могут быть использованы также и при картировании изучаемого явления; в этом случае оказывается возможным проведение изолиний балльности.

Дальнейшее развитие указанного метода состоит в том, что изученное сложное явление G подразделяется на ряд элементар-

¹ Статья написана совместно с В. А. Филькиным и опубликована в Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1965, № 1.

ных составляющих — a , b , c и т. д.:

$$G = a + b + c \dots \quad (1)$$

Каждое из элементарных явлений оценивается по своей шкале баллов. Алгебраическая сумма всех этих баллов служит характеристикой комплексного явления или процесса G .

Намеченные в общих чертах методические принципы были использованы при геоморфологическом изучении территории Донбасса с целью выявления современных тектонических движений. Исследования по этой теме проводились Институтом географии АН СССР совместно с Институтом горного дела АН УССР. Работы были начаты в связи с тем, что при анализе материалов повторного нивелирования в Донбассе обнаружилась некоторая связь между характером современных движений земной коры и распределением зон внезапных выбросов угля и газа в шахтах [Коньков, 1962]. Это указывало на целесообразность привлечения данных о современных движениях земной коры к прогнозу выбросоопасных (газодинамических) зон. Однако сравнительно редкая сеть линий повторного нивелирования не позволяет составить для территории Донбасса достаточно подробную карту современных движений земной коры. Было решено поэтому дополнить количественные — геодезические данные результатами качественных — геолого-геоморфологических исследований и на этой основе детализировать карту современных тектонических движений Донбасса.

Метод исследования. В ранее проведенных работах, охвативших районы Северо-Запада Русской равнины и Западной Сибири, главное значение среди геолого-геоморфологических признаков самых молодых движений земной коры нами придавалось особенностям строения пойм [Мещеряков, 1961; Филькин, 1961]. Анализ соотношений фаций и мощностей пойменного аллювия, прослеживание контакта русловых и пойменных отложений в разрезах пойм позволяли выделить территории с преобладанием врезания рек и территории с преобладанием аккумуляции. Такое районирование, дополненное геодезическими, структурными и другими материалами, служило основой для выделения участков с различным знаком молодых движений земной коры.

При более детальных, по сравнению с ранее проведенными, работах в Донбассе и Приазовье быстро обнаружилось, что ограничиваться одним анализом «динамических» фаз аллювия недостаточно. В условиях резко дифференцированного характера современных движений Донбасса изменения высоты контакта русловых и пойменных отложений не всегда достаточно четко фиксируют переход от участка локального поднятия к участку опускания, выявленных повторным нивелированием. Вместе с тем было установлено, что наблюдения над комплексом геолого-геоморфологических и ландшафтных признаков дают возможность по сумме этих признаков улавливать дифференцированный характер молодой тектоники достаточно полно. Маршрутные наблю-

дення вдоль линий повторного нивелирования, пересекающих Донбасс и Приазовье, и изучение отдельных ключевых участков привели к выводу, что для выявления молодых тектонических движений необходимо как минимум проследивать изменения четырех показателей: характеристики строения пойменного аллювия (g), показателя высотного положения и морфологических особенностей поймы и первой террасы (h); показателя ширины поймы (l) и характеристики заболоченности поймы (m).

В каждой точке наблюдения указанные признаки оценивались в баллах согласно таблице. Шкала балльности была построена таким образом, чтобы положительные значения баллов соответствовали характерным особенностям районов поднятия, отрицательные — особенностям районов погружения, а количество баллов того или иного знака — вероятной интенсивности движений. Из указанных четырех показателей первые два (g и h) рассматривались в качестве основных и для них была разработана более детальная шкала балльности, чем для двух других показателей (l и m).

Шкала балльности для показателя g построена с учетом ранее проведенных исследований (Мещеряков, 1961) и не требует дополнительных пояснений. Величину h (в баллах) определяли по значению коэффициента

$$K = \frac{\text{высота первой террасы}}{\text{высота поймы}}.$$

В случае ступенчатого строения поймы определяли отношения K_1, K_2, \dots между относительными высотами всех смежных уровней и соответствующие значения h_1, h_2, \dots суммировали. Как показал специальный анализ, отношение высот первой террасы и поймы K полнее отражает особенности молодых движений земной коры, чем относительная высота поймы над меженным уровнем. Относительная высота поймы в большей степени зависит, по-видимому, от гидрологического режима реки и в некоторых районах прямо пропорциональна высоте паводков. Величина же h , определяемая по отношению высот первой террасы и поймы, в значительной мере исключает влияние таких факторов как водность реки, высота паводка. Суммарное значение h увеличивается по мере нарастания отношений высот первой террасы и поймы K и при увеличении количества пойменных ступеней.

При определении показателя l учитывали не абсолютные, а относительные значения ширины поймы. Выделяли участки долины с «нормальной» (для данной реки) шириной поймы, а также участки расширения или сужения пойменной долины. Признаки, положенные в основу выделения показателя l , указаны в таблице.

В каждой точке наблюдения баллы, определенные для всех четырех показателей, алгебраически суммировали и подсчитывали показатель E , характеризующий эрозионно-аккумулятивную деятельность реки:

$$E = g + h + l + m. \quad (2)$$

Шкала признаков для определения показателя эрозионно-аккумулятивной деятельности рек (для условий Донбасса)

$$E = g + h + l + m$$

| Особенности строения поймы | g (баллы) |
|---|-----------|
| Аккумулятивная пойма, пойменный аллювий до уреза, илистый | -2 |
| То же, пойменный аллювий суглинистый | -1 |
| Аккумулятивная пойма, контакт русловых и пойменных отложений близ уреза | 0 |
| Аккумулятивная пойма, русловые отложения поднимаются выше уреза | +1 |
| То же, русловые отложения поднимаются значительно выше уреза (более одной трети высоты поймы) | +2 |
| Пойма цокольная | +3 |
| Пойма эрозионная | +4 |
| Особенности высотного положения и морфологии поймы Отношение высот соседних уровней K | h (баллы) |
| 0 (первая терраса отсутствует) | -2 |
| 0,1-1,0 | -1 |
| 1,1-1,5 | 0 |
| 1,6-2,0 | +1 |
| 2,1-2,5 | +2 |
| 2,6-3,0 | +3 |
| >3,1 | +4 |
| Характеристика ширины поймы | l (баллы) |
| Широкая (участок расширения долины) | -1 |
| Средняя («нормальная» для данной долины) | 0 |
| Узкая (участок «аномального» сужения вниз по течению реки) | +1 |
| Характеристика заболоченности поймы | m (баллы) |
| Сильно заболочена | -2 |
| Заболочена слабо или частично | -1 |
| Сухая, без признаков заболоченности | +1 |

Примечания.

1. При наличии одного уровня поймы вычисляется отношение

$$K = \frac{\text{высота первой террасы}}{\text{высота поймы}}$$

2. При наличии двух уровней поймы вычисляются отношения

$$K = \frac{\text{высота первой террасы}}{\text{высота высокой поймы}}, \quad K_2 = \frac{\text{высота высокой поймы}}{\text{высота низкой поймы}}$$

Значения h_1 и h_2 (в баллах), соответствующие K_1 и K_2 , суммируются.

3. При наличии трех уровней поймы вычисляются отношения

$$K_1 = \frac{\text{высота первой террасы}}{\text{высота высокой поймы}}, \quad K_2 = \frac{\text{высота высокой поймы}}{\text{высота средней поймы}}$$

$$K_3 = \frac{\text{высота средней поймы}}{\text{высота низкой поймы}}$$

Значения h_1 , h_2 и h_3 , соответствующие величинам K_1 , K_2 и K_3 , суммируются.

Коэффициент E (в баллах) в большей степени отражает тектонический режим, чем какой-либо из составляющих его показателей, взятый в отдельности. Положительные значения E соответствуют преимущественно особенностям районов молодого поднятия земной коры, отрицательные значения E характерны для районов опускания.

Примеры определения коэффициента E .

1. В районе г. Шахты в балке Аюта развиты два уровня поймы. Низкая пойма (0,5 м над урезом воды) — узкая, сухая; в разрезе поймы русловые отложения (щебенка с крупнозернистым песком) поднимаются высоко (до 0,4 м) над урезом. Высокая пойма (1,0 м над урезом) — узкая, в ее разрезе русловые отложения (щебенка, галька, песок) поднимаются значительно выше уреза. Узкая эрозионная (цокольная) первая терраса балки Аюта имеет относительную высоту 2,5 м. Поскольку русловые отложения в разрезе поймы поднимаются значительно выше уреза, $g=+2$ (см. таблицу). Отношение высот первой террасы и высокой поймы $K_1=2,5$, что соответствует значению параметра $h_1=+2$ балла. Наличие двух уровней поймы дает $K_2=2,0$ и соответственно параметр $h_2=+1$ балл. Суммарное значение $h=h_1+h_2=2+1=3$ балла. В обследованном районе долина сужена, что отвечает значению $l=+1$ балл. Отсутствие признаков заболоченности поймы дает $m=+1$ балл. Суммарное значение $E=2+3+1+1=+7$ баллов. По данным повторного нивелирования, район наблюдения испытывает современное поднятие интенсивностью $V=+3,5$ мм/год.

2. Долина р. Лугань, у г. Первомайска. Пойма высотой над урезом 1,5 м имеет следующий разрез (сверху вниз). Супесь буровато-серая, гумусированная, с горизонтальными прослойками песка и суглинка (пойменная фация); мощность 1,0 м. Песок разнозернистый, преимущественно крупнозернистый, бурый, рыхлый (русловая фация); видимая мощность ... 0,5 м

Первая терраса аккумулятивная, высотой 3 м. Поскольку в разрезе поймы отложения русловой фации поднимаются выше уреза, но не занимают более одной трети разреза (по высоте), показатель $g=+1$ балл. Отношение высот первой террасы и поймы составляет 2,0, что соответствует значению $h_1=+1$ балл. Пойма не ступенчатая, поэтому $h_2=0$ баллов. Суммарный показатель $h=+1$ балл. Ширина поймы в точке наблюдения близка к среднему значению, что дает $l=0$ баллов. Пойма не заболочена, $m=+1$ балл. Суммарная величина $E=1+1+0+1=+3$ балла. Согласно материалам повторного нивелирования, скорость современных тектонических движений в изученном районе $V=+1,5$ мм/год.

3. Долина р. Кривой Торец, близ с. Леонидовка. Пойма широкая, заболоченная, имеет высоту над урезом не более 0,2 м, аккумулятивная, сложена суглинистым аллювием (пойменная фация). Долина ящикообразная, террасовых уровней нет. Согласно таблице величина $g=-1$ балл; показатель $h=-2$ балла;

$l = -1$ балл; $m = -1$ балл. Коэффициент $E = (-1) + (-2) + (-1) + (-1) = -5$ баллов. Район испытывает современное опускание, скорость которого по геодезическим данным $V = -1,6$ мм/год.

Сопоставления величин E и скоростей современных тектонических движений V . В результате полевых наблюдений 1962—1963 гг. в пределах Донбасса и Приазовья значения показателя E (в баллах) были получены для 323 точек. Значения E в пределах изученной территории изменяются в пределах от $+12$ до -7 баллов; изменения величины и даже знака E часто происходят на коротких расстояниях, на протяжении одной и той же речной долины.

При разработке шкалы для определения E основная задача состояла в том, чтобы добиться наибольшего соответствия с количественными данными о современных движениях земной коры, полученными методом повторного нивелирования. Для территории Донбасса и Приазовья обработка материалов повторного высокоточного нивелирования по линиям общей протяженностью около 2000 км была выполнена под руководством М. И. Синягиной [Современные вертикальные движения..., 1958]. По оценке геодезистов, повторные нивелировки высших классов в Донецком бассейне служат надежным материалом для суждения о современных вертикальных движениях; ошибка определения скоростей современных движений для западной части Донбасса (относительно исходных пунктов сети нивелирования) не превышает $\pm 0,3$ мм/год.

Изучив материалы повторного нивелирования в Донбассе с геолого-геоморфологической точки зрения, В. С. Преображенский [1954] также пришел к выводу о надежности геодезических данных, которые, несомненно, отражают продолжающиеся деформации земной коры. Убедительным доказательством этого служит связь скоростей современных движений со структурными элементами Донбасса. В. С. Преображенский отметил унаследованное поднятие Главной антиклинали Донбасса, погружение Шахтинско-Несветаевской, Садкинско-Сулинской котловин и др. В западной части Донбасса прослежено поднятие Главной антиклинали и опускание Бахмутской и Кальмиус-Торецкой впадин. Признавая большую унаследованность движений, Г. А. Коньков [1962] обратил внимание на отдельные несоответствия между древним структурным планом и современными движениями земной коры. По Г. А. Конькову, несоответствия обусловлены наличием субмеридиональных «волн» деформаций земной коры, поперечных по отношению к древним — субширотным структурным элементам.

Таким образом, данные повторного нивелирования служат надежным показателем особенностей современных тектонических движений Донбасса и смежных с ним территорий. Исключение составляет лишь линия повторного нивелирования Ростов — Таганрог — Жданов, признанная недостаточно удовлетворительной по качеству выполнения геодезических работ [Современные верти-

кальные движения..., 1958]. Значения скоростей V современных тектонических движений в пределах Донбасса и Приазовья, по данным повторного нивелирования, изменяются в пределах от +5,4 до -4,6 мм/год.

Представление о степени соответствия между изменениями величин E и скоростей V современных движений земной коры дают профили (рис. 1). Как видно, изменения E достаточно хорошо повторяют колебания величин V . Коэффициент корреляции (E, V) по линии I—I составляет 0,60; по линии II—II (E, V) = 0,96.

С целью статистического анализа всего собранного материала и объективной оценки зависимости между величинами E и скоростями современных движений V был построен график (рис. 2). На графике нанесено 88 точек, для которых имеются значения как E , так и V . Значения E (в баллах) откладывали по оси абсцисс, значения V (в мм/год) — по оси ординат. Распределение точек показало наличие закономерной связи между величинами E и V для изученной территории. Для определения математической зависимости между E и V был применен способ, рекомендуемый В. Г. Рихтером [1962]. Общее количество точек на графике (см. рис. 2) было разделено на две половины — правую и левую, по 44 точки в каждой. Затем были подсчитаны средние значения E и V для левой (E_1 и V_1) и правой (E_2 и V_2) половины точек; значения средних оказались: $E_1 = -1,5$; $E_2 = +3,5$; $V_1 = -0,6$; $V_2 = +2,2$. По формуле, известной из аналитической геометрии, было составлено уравнение прямой линии:

$$\frac{E - E_1}{E_2 - E_1} = \frac{V - V_1}{V_2 - V_1} \quad (3)$$

Подставив в формулу (3) соответствующие значения средних E и V , получим уравнение связи:

$$V = aE + \sigma = 0,6E + 0,2... \quad (4)$$

Уравнение (4), выведенное для условий изученной части Донбасса, позволяет, не имея данных повторного нивелирования, оценить скорость V современных движений земной коры в заданной точке по результатам геоморфологических исследований, определив показатель E , характеризующий строение речных долин и направленность эрозионно-аккумулятивной работы рек. Например, при $E = +5$ баллов $V = 0,6 \cdot 5,0 + 0,2 = 3,2$ мм/год. При $E = -5$ баллов, пользуясь тем же уравнением (4), получим $V = -2,8$ мм/год.

С какой точностью могут быть определены скорости современных движений по значениям показателя E ? Анализ положения прямой линии, графически выражающей уравнение связи (4) между E и V , показывает, что при положительных значениях E и V (в правой части графика), отклонения значений скоростей движений от прямой сравнительно невелики и лежат в основном в пределах $\pm 1-2$ мм/год. При отрицательных значениях E и

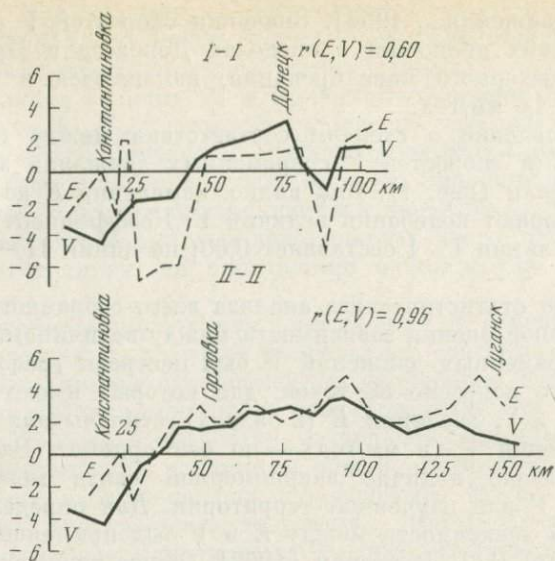


Рис. 1. Профили, характеризующие изменения скорости современных вертикальных движений земной коры (V) и показателя эрозионно-аккумулятивной деятельности рек (E) в пределах Донбасса и Приазовья

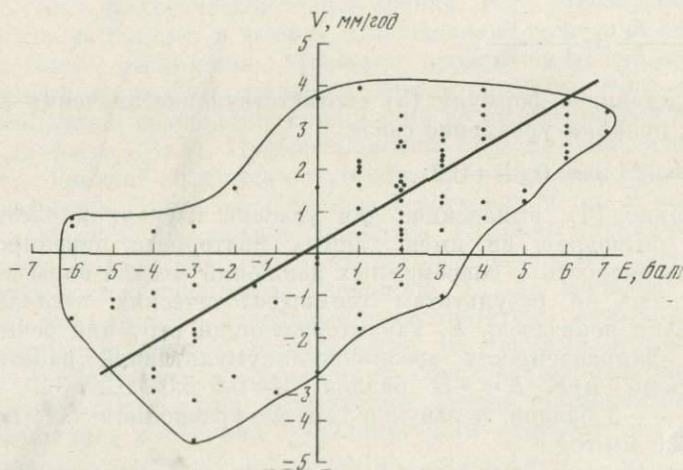


Рис. 2. График связи между скоростями современных движений земной коры (V) и показателем эрозионно-аккумулятивной деятельности рек (E)

V (в левой половине графика) разброс точек больше; отклонения точек от прямой линии по оси ординат выражаются величиной $\pm 2-3$ мм/год, достигая в отдельных случаях ± 4 мм/год. Это указывает либо на некоторое несовершенство принятой шкалы баллов при определении *E* в условиях погружений, либо на погрешности в самих данных повторного нивелирования, либо на дифференцированный характер тектонических движений в долинах рек и прилегающих склоновых или водораздельных участках, по которым в Донбассе проходят линии повторных нивелирований. Вопрос нуждается в дополнительном изучении на более обширном материале, в результате чего должны быть уточнены параметры в уравнении (4).

Карта изменений показателя *E* и некоторые выводы о современных тектонических движениях Донбасса. По материалам геоморфологических наблюдений составлена схематическая карта (рис. 3), отражающая изменения показателя *E* в пределах Донбасса. На карте проведены изолинии *E* через 2 балла. С учетом сделанных выше замечаний можно считать, что карта отражает особенности современных тектонических движений изучаемой территории.

Как и результаты повторного нивелирования, геоморфологические данные свидетельствуют о большой дифференцированности современных и голоценовых тектонических движений Донбасса. При общем слабо расчлененном характере рельефа междуречных пространств Донецкого края морфологические особенности речных долин в различных частях края сильно варьируют. Наряду с узкими, почти каньонообразными долинами, явно находящимися в стадии врезания (р. Миус на участке пересечения Главной антиклинали), встречаются широкие, заболоченные, лишенные террас долины (р. Грузская, приток Кальмиуса). Долины последнего типа напоминают ландшафты Полесья и кажутся удивительно чужеродными для возвышенной области Донецкого края. Долины такого типа, несомненно, приурочены к участкам местного тектонического погружения, на что указывают и материалы повторного нивелирования, и результаты определения показателя *E*.

На карте (см. рис. 3) выделяется несколько участков местного погружения. По большей части они связаны с районами синклиналичных структур. Наличие современного опускания в районах Бахмутской, Кальмиус-Торецкой и Шахтинской впадин подтверждается данными повторного нивелирования; несколько участков погружения выделено геоморфологическими методами по величинам коэффициента *E*.

Среди участков поднятия четко выделяются зона Главной антиклинали Донбасса и район Приазовского кристаллического массива, знак современных движений которых может быть определен и по данным повторного нивелирования. Участки современного поднятия в низовьях Миуса, в верхнем течении р. Крынки и ряде других районов, где нет повторных нивелировок высокой

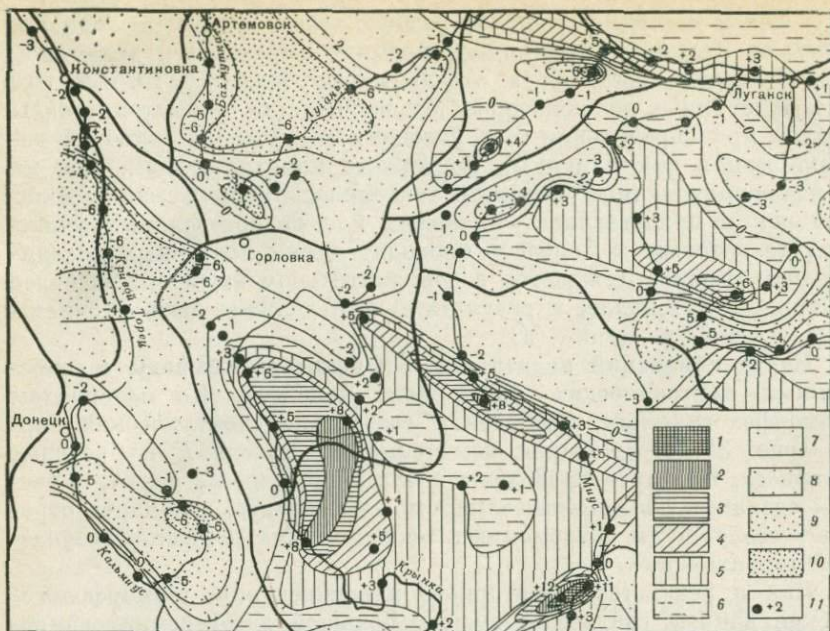


Рис. 3. Схематическая карта изменений показателя эрозионно-аккумулятивной деятельности рек (E) в пределах северо-западной части Донбасса: 1 — участки со значением E свыше 10 баллов, 2 — то же, от 10 до 8 баллов, 3 — то же, от 8 до 6 баллов, 4 — то же, от 6 до 4 баллов, 5 — то же, от 4 до 2 баллов, 6 — то же, от 2 до 0 баллов, 7 — то же, от 0 до -2 баллов, 8 — то же, от -2 до -4 баллов, 9 — то же, от -4 до -6 баллов, 10 — то же, более -6 баллов, 11 — точки наблюдения и значения показателя E в баллах

точности, определяются только по величинам и знаку коэффициента E. Таким образом, привлечение геоморфологических материалов позволило существенно детализировать представления о современной тектонике Донбасса. В целом геоморфологические наблюдения, как и геодезические данные, указывают на унаследованное развитие многих древних структур складчатой области Донбасса. Вместе с тем в Донбассе и Приазовье намечаются более молодые — поперечные деформации волнообразного характера, как бы накладывающиеся на унаследованно развивающиеся древние структуры. Например, одна зона поперечного поднятия прослеживается в север-северо-восточном направлении от нижнего течения р. Кальмиус до северной окраины Донбасса. Параллельно ей, от низовьев р. Мокрый Еланчик к Луганску, тянется полоса абсолютного или относительного опускания и погружения «осей» структурных элементов.

В задачу данного сообщения, имеющего методический характер, не входит подробная интерпретация полученного материала, тем более что для составления детальной карты современных движений Донбасса потребуется сбор дополнительного материала.

Отметим лишь еще, что изменения величины E обнаруживают связь не только с характером движений земной поверхности, но и с газодинамическим режимом недр. Намеченные Г. А. Кольковым [1962] газодинамические зоны с проявлением внезапных выбросов угля и газа в глубоких шахтах характеризуются преимущественно повышенными значениями E . Для газодинамических участков значения E изменяются в пределах от -4 до $+9$ баллов; среднее значение E для газодинамических районов Донбасса составляет $+1,3$. Для участков, в пределах которых не отмечено газопроявлений и выбросов, E изменяется в пределах от -6 до $+6$; среднее значение $E = -0,6$.

В заключение, рекомендуя описанную методику для изучения молодых тектонических движений, следует подчеркнуть, что для разных территорий конкретные способы определения показателя E не могут быть, по-видимому, совершенно идентичными. В зависимости от особенностей рельефа, от климатических, гидрологических и других условий необходимо будет видоизменять «набор» показателей, составляющих величину E , изменять шкалы балльности, учитывая местные условия. Критерием при этом будут оставаться данные повторного нивелирования или уровневых наблюдений. Все эти методические задачи нуждаются в дальнейшей разработке.

Более общий вывод, который позволяет сделать изложенный материал, состоит в том, что введение даже самых простых количественных показателей — баллов — в практику исследований географического, геоморфологического, инженерно-геологического характера позволяет получить объективные данные, вполне сопоставимые по ценности с материалами геодезических, геофизических и других количественных методов исследований явлений и процессов. Это указывает, что геолого-геоморфологические методы исследований обладают большими потенциальными возможностями, которые необходимо решительнее выявлять и ставить на службу решения разнообразных научно-практических задач.

О СВЯЗИ ГРАДИЕНТОВ СКОРОСТИ ВЕРТИКАЛЬНЫХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ С СЕЙСМИЧНОСТЬЮ НА ПРИМЕРЕ ТЕРРИТОРИИ ЗАПАДНОЙ ПОЛОВИНЫ ЕВРОПЕЙСКОЙ ЧАСТИ СССР¹

Характеристика градиентов скорости вертикальных тектонических движений земной поверхности (изменений наклонов) имеет важное значение при сейсмическом районировании территорий.

¹ Статья опубликована в соавторстве с Л. Н. Быливской в Докл. АН СССР, 1964, т. 154, № 3.

М. В. Гзовский, В. Н. Крестников, Г. И. Рейснер [1959] рассмотрели методы определения величин градиентов скорости вертикальных тектонических движений земной коры. Главное внимание уделялось геолого-геоморфологическим методам, которые характеризуют изменения наклонов земной коры за десятки миллионов лет. На основе использования этих методов Г. И. Рейснером [1960] была построена карта градиентов скорости вертикальных тектонических движений для сейсмоактивной зоны Северного Тянь-Шаня. Авторами составлена аналогичная карта для платформенной территории западной половины Европейской части СССР по геодезическим данным, показывающим изменения наклонов земной поверхности за десятки лет. Исходными материалами для вычисления градиентов скорости вертикальных тектонических движений послужили значения скорости вертикальных движений, определенные в результате повторного нивелирования и приведенные в каталоге величин скорости современных вертикальных движений земной коры [Современные вертикальные движения..., 1958]. Градиент скорости вычислялся по формуле

$$\text{grad } V = \frac{V_B - V_A}{S} \rho'',$$

где $V_B - V_A$ — разность скоростей вертикальных движений между пунктами A и B ; S — расстояние между пунктами A и B . Величину градиента получали в угловых миллисекундах в год. Значения градиентов наносили на карту и после проведения изолиний получили схему градиентов скорости вертикальных движений земной поверхности (см. рис. 1).

Для большей части территории западной половины Европейской части СССР характерны малые градиенты скорости современных движений земной коры, порядка 0—10 м·с/год. В северной половине рассматриваемой территории имеются неширокие полосы более повышенных градиентов — 11—30 м·с/год. В южной части территории выделяются две сравнительно крупные области повышенных градиентов: в Молдавии и в пределах Воронежского массива — Донбасса. Здесь внутри областей с градиентами 11—30 м·с/год отмечены участки с градиентами 31—50 и более 50 м·с/год. Наибольшие значения градиентов в районе Воронежского массива и Донбасса достигают 100—140 м·с/год, при среднем значении 51—90 м·с/год. В пределах Молдавии градиенты возрастают до 360 м·с/год. Для Молдавии характерна быстрая смена величин градиентов на небольших расстояниях. В среднем для Молдавии градиенты составляют 70—200 м·с/год. При вычислении градиентов использовались линии, где повторное нивелирование проводилось через неодинаковые расстояния и интервал времени.

Встает вопрос, в какой мере это сказалось на результатах определения градиентов. Расстояния, для которых вычислялись

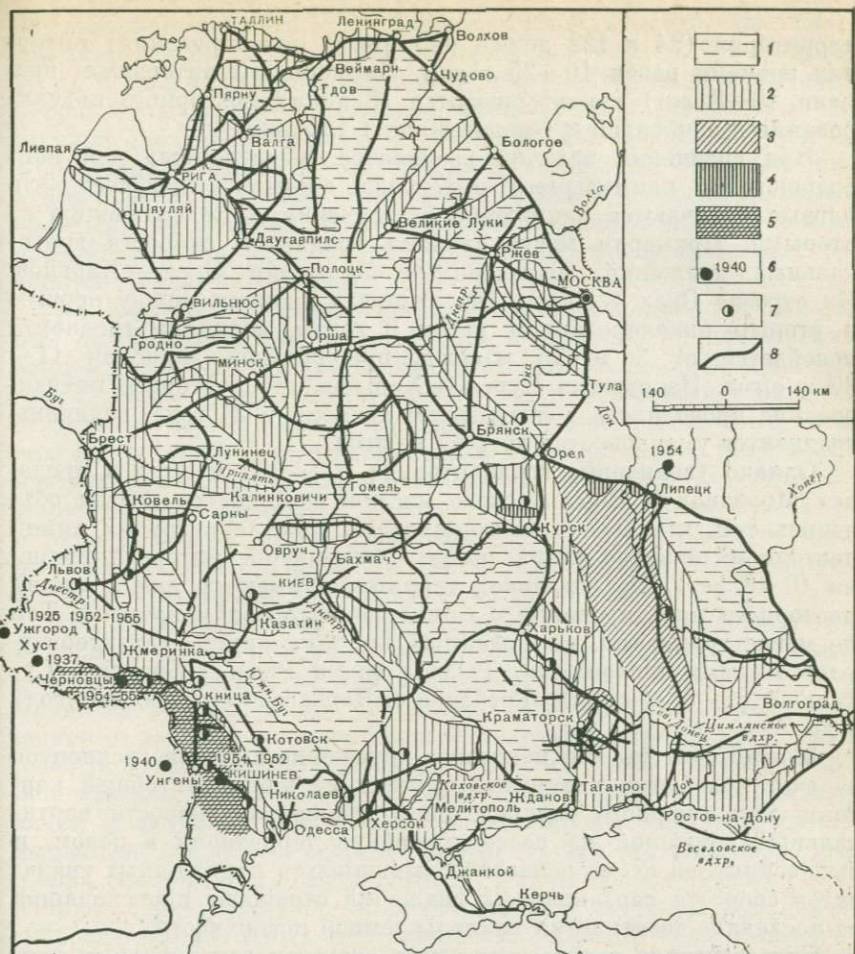


Схема градиентов скорости вертикальных тектонических движений западной половины Европейской части СССР. Величины градиентов на участке (м · с/год)

1 — 0-10; 2 — 11-30; 3 — 31-50; 4 — 51-90; 5 — 70-200; 6 — эпицентры землетрясений, зарегистрированные телсейсмической сетью и год землетрясения; 7 — пункты, в которых ощущались землетрясения; 8 — линии повторного нивелирования

градиенты, варьируют от 1,5 до 229 км, но подавляющая часть расстояний находится в пределах 3—50 км. Расстояния свыше 100 км встречались в единичных случаях, и градиенты, вычисленные для них, учитывались лишь в качестве вспомогательных данных. Анализ полученных величин градиентов показал, что колебания расстояний в пределах 3—50 км не сказываются заметно на величинах градиентов скорости вертикальных движений. Интервал времени составляет 5—71 год. Для большей части

территории (94 и 122 линий повторного нивелирования) интервал времени равен 10—25 годам. Наименьшим интервалом времени (6—8 лет) характеризуются 16 линий повторного нивелирования и наибольшим (свыше 30 лет) 12 линий.

При сравнении величин градиентов, вычисленных для наибольшего и наименьшего интервала времени, оказалось, что первые отличаются заниженными значениями по сравнению со вторыми. Примером могут служить градиенты скорости вертикальных движений, вычисленные по линии Орел — Харьков. На отрезке Орел — Курск, где интервал времени между первым и вторым нивелированием равен 6 годам, величина градиента колеблется от 3 до 74 м·с/год, при среднем значении 11—30 м·с/год. На отрезке Курск — Харьков, где повторное нивелирование проводилось с интервалом времени в 34 года, величины градиентов уменьшаются до 1—7 м·с/год.

Однако увеличение градиентов до 100—300 м·с/год в пределах Молдавии и Воронежского массива — Донбасса нельзя объяснить тем, что восемь имеющихся на этих территориях линий повторного нивелирования имеют наименьший интервал времени (6—8 лет). На остальной территории имеются еще 8 линий повторного нивелирования с таким же интервалом времени. Тем не менее градиенты, вычисленные для этих линий, характеризуются малыми значениями. Таковы линии Ржев — Брянск — Сухоиничи (1—8 м·с/год), Гребенка — Черкассы (14—30 м·с/год) и др.

Можно считать, что некоторое искажение величин градиентов за счет колебаний интервала времени не нарушает общей картины закономерного распределения градиентов скорости вертикальных движений на рассматриваемой территории в целом, и выделенные на схеме области повышенных и пониженных градиентов скорости вертикальных движений отражают происходящие за последние десятилетия наклоны земной поверхности.

Сопоставление схемы градиентов скорости вертикальных движений и данных по сейсмичности Русской платформы [Мушкетов, Орлов, 1893; Линден, 1947; Бюллетень сети сейсмических станций СССР, 1952—1959; Андреев, 1956; Евсеев, 1961] показало следующее. Северная часть рассматриваемой территории, характеризующаяся малыми градиентами скорости вертикальных движений, является асейсмичной. Упомянутые в каталоге И. В. Мушкетова сотрясения земли в Москве (1446 и 1460 г.), Владимире на Клязьме (1230 г.) и С.-Петербурге (1804 г.) являются сомнительными, а землетрясения в Нарве и Ивангороде в 1881 г., по Г. П. Горшкову [1947], следует отнести к типу карстовых.

Наибольшая часть землетрясений сосредоточивается в южной части западной половины Европейской части СССР. Нанесение эпицентров землетрясений на схему градиентов скорости вертикальных тектонических движений показало, что наиболее сейсмичными оказались области повышенных градиентов. Для района

Воронежского массива С. С. Андреев [1956] отмечал, что землетрясения ощущались как толчки силой в 5 баллов. Он связывает их с подвижками по разломам, часть которых ограничивает Воронежское поднятие. Пункты землетрясений, нанесенные на рисунок, по С. С. Андрееву, не всегда являются эпицентрами, но в большинстве своем находятся вблизи эпицентра. Землетрясения в Днепровско-Донецкой синеклизе связываются с локальными молодыми поднятиями. В пределах территории, изображенной на рисунке, наиболее сейсмичной является область повышенных градиентов Сарны — Кишинев.

На рисунок нанесены эпицентры землетрясений, установленные телесеismicической сетью СССР, и пункты, не являющиеся эпицентрами землетрясений, но в которых отмечались землетрясения. Чаще всего землетрясения в этой области являются отзвуками землетрясений в районе Карпат. Местные землетрясения были зарегистрированы в Кишиневе, Черновцах, Ужгороде и Хусте. Разрушительные и часто катастрофические землетрясения происходят в Карпатах, с эпицентром чаще всего в районе Вранча. Вблизи выделенной на рис. 1 области повышенных градиентов Н. А. Лиден [1947] отмечал глубокофокусное землетрясение (с координатами $47,2 N$ и $27,2 E$).

Как отмечалось советскими и зарубежными исследователями, в период, предшествующий землетрясениям, происходят резкие изменения наклонов земной поверхности, а некоторые катастрофические землетрясения сопровождаются значительными нарушениями в ходе наклонов в виде остаточных деформаций земной поверхности на значительных расстояниях [Бончковский, 1962]. Закономерно, что в районе Молдавии, непосредственно прилегающем к активной сейсмической зоне Карпат, наблюдаются повышенные градиенты скорости вертикальных тектонических движений земной коры. Таким образом, использование геодезических данных свидетельствует о необходимости изучения градиентов скорости вертикальных тектонических движений и особенно площадного распределения градиентов путем составления соответствующих карт.

КАРТОГРАФИРОВАНИЕ РЕЛЬЕФА И МОРФОМЕТРИЯ

О ПРИНЦИПАХ ИЗОБРАЖЕНИЯ РЕЛЬЕФА НА ОБЗОРНЫХ ГИПСОМЕТРИЧЕСКИХ КАРТАХ¹

В Советском Союзе достигнуты крупные успехи в области составления гипсометрических карт. Замечательным свидетельством роста нашей картографии явилось создание Гипсометрической карты Европейской части СССР в масштабе 1 : 1 500 000 (под редакцией Т. Н. Гунбиной), а затем и Гипсометрической карты всей территории СССР в масштабе 1 : 2 500 000 (под редакцией И. П. Заруцкой). Эти карты относятся к числу «капитальных картографических произведений, поставивших советскую картографию во главе мировой картографической науки» (Салищев, 1948, с. 219). Особенностью советских гипсометрических карт является сочетание геометрического принципа «с глубоким географическим подходом, заключающимся в изучении геоморфологических особенностей рельефа и в их передаче рисунком горизонталей» (там же, с. 266).

Гипсометрические карты масштабов 1 : 1 500 000 и 1 : 2 500 000 были изданы немалыми тиражами. Однако несравненно шире распространены гипсометрические карты более мелких масштабов, порядка 1 : 5 000 000—1 : 10 000 000. Такие карты издаются в качестве приложений к учебникам для школ и высших учебных заведений, входят в состав учебных атласов, помещаются в различного рода справочных и научно-популярных изданиях. По своему содержанию мало отличаются от карт указанных мелких масштабов так называемые учебные (настенные) карты более крупных масштабов.

Анализ выходящих из печати мелкомасштабных и учебных карт рельефа СССР приводит, однако, к выводу, что их содержание не отвечает в должной мере предъявляемым к ним требованиям.

Можно указать на два главных недостатка имеющих обзорных карт рельефа. Прежде всего следует отметить не всегда удачный выбор шкалы сечения рельефа, вследствие чего страдает изображение крупных, морфоструктурных элементов рельефа². Этот недостаток особенно ощущается на картах релье-

¹ Статья опубликована в Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1954, № 4.

² Морфолого-структурными элементами рельефа, по И. П. Герасимову, являются наиболее крупные формы поверхности континентов, возникающие в результате исторически развивающегося взаимодействия эндогенных и экзогенных рельефообразующих процессов.

ефа равнинных территорий. При сравнительно редком, по необходимости, сечении рельефа здесь искажаются очертания обширных, пологосклонных возвышенностей и низменностей; ряд характерных элементов этих крупных форм рельефа «не попадает в сечение». Не достигается на мелкомасштабных картах и пластичность изображения, составляющая одно из крупных достоинств таких произведений, как гипсометрическая карта масштаба 1 : 1 500 000. В рецензии на Атлас для средней школы Н. Н. Баранский отмечал, что в этом атласе на гипсометрических картах масштаба 1 : 5 000 000 «ареальчики разной окраски при данной шкале получились очень маленькие, оттенки красок взяты резко различные... Вот в результате и получается, что множество мелких обломков расколовшегося коричневого массива как бы плавают в зеленом море» [1944, с. 85].

Другим серьезным недостатком мелкомасштабных гипсометрических карт является чрезвычайно слабое отражение морфоскульптурных³ особенностей поверхности различных территорий. Известно, например, сколь существенны отличия в облике рельефа районов, подвергавшихся оледенению, и внеледниковых. Тем не менее эти особенности, как и ряд других, также обусловленных различными путями геоморфологического развития отдельных частей нашей страны, в учебных атласах, на настенных картах не получают должного отражения. Если на наших лучших гипсометрических картах своеобразие морфоскульптуры каждого района передается в какой-то мере рисунком горизонталей, то мелкомасштабные карты рельефа, помещаемые в учебниках и атласах, почти лишены средств для передачи скульптурных особенностей рельефа.

Отмеченные недостатки мелкомасштабных и учебных гипсометрических карт объясняются отсутствием должного внимания к вопросам их содержания и оформления со стороны картографов и географов-геоморфологов. Широкое распространение этих карт, их серьезное педагогическое значение и большая роль в пропаганде географических знаний выдвигают задачу разработки путей усовершенствования обзорных гипсометрических карт. Несомненно, что для решения этой большой, ответственной проблемы потребуются усилия со стороны многих исследователей различных специальностей. Цель настоящей статьи, помимо постановки вопроса, состоит в том, чтобы наметить некоторые подходы к решению поставленной задачи — применительно главным образом к территории Русской равнины.

Изображение морфоструктурных элементов Русской равнины. Выбор шкалы сечения рельефа на обзорной карте должен быть подчинен задаче правильного изображения основных, морфоструктурных черт рельефа данной территории, подлежащей изображению на составляемой карте.

³ Термином «морфологическая скульптура», по И. П. Герасимову [1946а], обозначается совокупность мелких форм рельефа, обязанных своим происхождением главным образом экзогенным процессам.

Правильность этого положения подтверждается опытом отечественной картографии. Характерен в этом отношении подход А. А. Тилло [1890] к установлению шкалы сечения для первой точной гипсометрической карты Русской равнины. Как известно, А. А. Тилло поставил перед собой задачу отыскать изогипсу, являющуюся границей между основными, наиболее крупными элементами рельефа Русской равнины — возвышенностями и низменностями. Основываясь на имевшихся данных о средней высоте территории Европейской России, в качестве такого рубежа он принял изогипсу высотой 80 сажен (171 м). С этой основной изогипсой и был связан перелом шкалы, разграничивающий коричневые и зеленые тона.

Выбор 171-метровой горизонтали в качестве рубежной оказался весьма удачным, что, несомненно, объясняется правильным методическим подходом, примененным А. А. Тилло. Как показал весь дальнейший ход геоморфологических исследований, он правильно выделил основные возвышенности и низменности Русской равнины и точно указал их границы.

При переходе к метрической шкале высот встал вопрос о замене 80-саженной горизонтали изогипсой другой высоты. В качестве новой рубежной изогипсы была взята, как это принято на многих зарубежных картах, 200-метровая горизонталь.

Однако изучение особенностей рельефа нашей страны, и в частности территории Русской равнины, показало, что 200-метровая горизонталь не может служить границей между возвышенностями и низменностями и что употребление этой изогипсы в качестве рубежной приводит к существенным искажениям очертаний крупных форм рельефа. Эти искажения особенно заметны на обзорных картах с предельно разреженной шкалой высот (например, при весьма часто применяемой шкале 0—100—200—300—500 м).

Недостатки приведенной шкалы высот неоднократно отмечались в литературе. Были сделаны также попытки разработки иных шкал, более отвечающих особенностям рельефа Русской равнины и других территорий нашей страны [Прозоровский, 1933; Гунбина и Спиридонов, 1938; Воронина, 1949]. Основное значение для обоснования шкалы сечения рельефа на мелко-масштабных картах имеет работа Т. Н. Гунбиной и А. И. Спиридонова (1938), выполненная под непосредственным руководством А. А. Борзова, справедливо считающегося одним из основателей советской шкалы гипсометристов.

Для равнинных территорий Т. Н. Гунбиной и А. И. Спиридоновым предложена следующая шкала сечения рельефа: 0—75—175—300—500 м. В согласии с принципом выделения основных горизонталей, выдвинутым А. А. Тилло, Т. Н. Гунбина и А. И. Спиридонов в качестве рубежных предложили считать 500- и 175-метровую изогипсы, из которых первая служит границей между равнинными и горными странами, а вторая разделяет возвышенности и низменности в пределах равнинных тер-

риторий. Горизонталь высотой 175 м, указывают Т. Н. Гунбина и А. И. Спиридонов, «очерчивает большинство водораздельных возвышенностей Европейской части СССР. Она компактнее выявляет Среднерусскую возвышенность и Приволжскую, резко намечает Северные Увалы и Тиманский кряж, компактнее, чем 200-метровая горизонталь, выдвигает Общій Сырт» [1938, стр. 49].

Выводы Т. Н. Гунбиной и А. И. Спиридонова о рубежных горизонталях обоснованы глубоким анализом рельефа и заслуживают полной поддержки. Однако предложенная ими шкала сечения для изображения рельефа Русской равнины представляется все же не вполне приемлемой, так как ее сильная разреженность не обеспечивает полного выявления главнейших особенностей строения возвышенностей и низменностей Русской равнины.

Охарактеризуем кратко некоторые, наиболее важные черты крупных форм рельефа Русской равнины, подлежащие изображению даже на самых мелкомасштабных гипсометрических картах, пользуясь схемой орографии и геологического строения этой территории (рис. 1).

На схеме нанесены элементы рельефа и геологического строения, важные для установления границ возвышенностей и низменностей и для выявления главнейших особенностей их поверхности. Такими элементами являются региональные уступы и некоторые геологические границы (например, правобережный волжский уступ, ограничивающий с севера и востока Приволжскую возвышенность; северная граница распространения силурийских отложений — «Силурийский Глинт» и др.). Кроме того, на схеме показаны основные черты гипсометрии Русской равнины.

Многие исследователи отмечали существенные различия в характере рельефа южной и северной части Русской равнины. По Б. Ф. Добрынину, в южной половине Восточно-Европейской равнины расположены «самые крупные и обширные возвышенности... Они протягиваются в общем направлении, близком к меридиональному, и разделяются между собой низменностями» [1948, с. 34]. Возникновение этой системы возвышенностей и низменностей обусловлено неравномерными движениями земной коры, которые, по А. П. Карпинскому, в новейшее время приобрели характер «волн» уральского меридионального направления.

Наряду с влиянием новейших морфоструктур меридионального направления на рельефе южной части Русской равнины сказались движения некоторых древних структур, преимущественно кавказского (или широтного) направления (Воронежский и Украинский массивы, Донецкий кряж и др.). Эти выраженные в рельефе структуры представляют собой остаточные сглаженные выступы складчатых или кристаллических пород (некоторые выступы являются обнаженными, другие — «подземными»).

Степень участия подобных структур в создании современных крупных форм рельефа в общем возрастает по мере приближения от центральных частей равнины к ее окраинам. В некоторых случаях древние (унаследованные) и новейшие морфоструктуры спаяны воедино и образуют сложные гетерогенные орографические элементы [Герасимов, 1946а]. Характерными примерами таких геоморфологических структур являются Среднерусская, Ергенинская возвышенности [Мещераков, 1953].

Таким образом, в южной части Русской равнины, находящейся в «зоне влияния» альпийской геосинклинали и поэтому весьма подвижной в тектоническом отношении, важнейшая роль в образовании крупных форм рельефа принадлежала новейшим движениям земной коры. Несмотря на различия в происхождении, крупным возвышенностям южной части Русской равнины в новейшее время была свойственна общая черта — все они являлись районами преимущественного поднятия и денудации [Николаев, 1949]. Низменные пространства, напротив, являлись районами преимущественного опускания и аккумуляции.

Отмеченной особенностью развития рельефа определяется методика орографического районирования южной части Русской равнины. Очевидно, для обоснованного проведения границ возвышенностей и низменностей (в тех местах, где они выражены в рельефе недостаточно отчетливо) необходимо изучение границ распространения новейших аккумулятивных толщ.

Как видно на схеме, 175-метровая горизонталь довольно точно совпадает с пределами распространения третичных отложений в Тамбовской, Мелекесской низменностях и четвертичных отложений в северной части Приднепровской и Полесской низменностей. Таким образом, проведение границ крупных возвышенностей и низменностей в средней части Русской равнины по 175-метровой изогипсе имеет, несомненно, палеогеографическое обоснование.

В более южных частях Русской равнины осадконакопление продолжалось в течение более длительного отрезка новейшего времени, нежели в центральных районах, чему способствовало, вероятно, наличие значительной тенденции к опусканию в зоне, непосредственно примыкающей к альпийскому горно-складчатому поясу. В этой части равнины для нас существенное значение приобретает 50-метровая изогипса, намечающая предел распространения четвертичных отложений в Прикаспийской и Причерноморской низменностях. Вольно-Подольская и Приднепровская возвышенности с юга ограничены изогипсой 100 м, отчасти совпадающей с границей распространения поздне третичных отложений. Эта же горизонталь очерчивает выход третичных пород в пределах Общего Сырта и подчеркивает палеозойскую «ось» Заволжья; 175-метровая изогипса оконтуривает Донбасс и Ставропольскую возвышенность.

Важной особенностью крупных возвышенностей южной части Русской равнины, обусловленной их интенсивными подняти-

ями в новейшее время, является ступенчатость (ярусность) поверхности. Для характеристики этой черты строения рельефа существенное значение имеют изогипсы 250 и 350 м. Как было установлено А. И. Спиридоновым, горизонталь 250 м «отмечает верхний перегиб склона возвышенности при переходе его в плато» [Гунбина, Спиридонов, 1938, с. 45]. Замена 250-метровой изогипсы 300-метровой для территории Русской равнины поэтому не целесообразна.

Действительно, в пределах Приволжской возвышенности 250-метровая горизонталь очерчивает наиболее высокую, платообразную поверхность и совпадает с границей распространения палеогеновых отложений (см. рис. 1). Характерны «ответвления» 250-метровой изогипсы, связанные с валообразными поднятиями. Внешний контур возвышенности прекрасно очерчивает горизонталь 175 м, которая на пологих западном и южном склонах совпадает с границей распространения ергенинских отложений и близко подходит к крутым скатам (уступам), ограничивающим возвышенность на севере и востоке. Горизонталь высотой 200 м расположена где-то в промежутке между указанными характерными горизонталями (175 и 250 м) и для изображения основных особенностей строения Приволжской возвышенности не имеет сколько-нибудь существенного значения. Использование 200-метровой горизонтали в качестве рубежной создает ложное впечатление о том, что Приволжская возвышенность начинается на севере не от Волги, а лишь где-то на широте Алатыря.

Среднерусская возвышенность (вместе с Калачской) является, как было отмечено, гетерогенным образованием, в создании которого приняли участие новейшие поднятия меридионального направления и унаследованные поднятия древнего Воронежского кристаллического массива. Использование 175-метровой горизонтали позволяет отразить характерные очертания Среднерусской возвышенности, обусловленные наложением двух поднятий перекрещивающихся направлений. В частности, 175-метровая горизонталь лучше, чем 200-метровая, оконтуривает выступающую на восток часть Среднерусской возвышенности, связанную с Воронежским кристаллическим массивом (Восточно-Донская гряда и Калачская возвышенность).

Введение 250-метровой горизонтали дает возможность отразить на карте новейшее меридиональное Орловско-Курское поднятие. Оно представляет собой полосу максимальных высот возвышенности и по отношению к Придонскому плато (включающему Калачскую возвышенность) является более высокой ступенью. Следует отметить, что на существующих гипсометрических картах «верхнее плато» Среднерусской возвышенности совершенно не выражено. Возможно, вследствие этого даже среди геоморфологов нет полной ясности в вопросе о строении поверхности Среднерусской возвышенности и распространено неправильное мнение о полном отсутствии в ее пределах ярусности рельефа.

Использование 250-метровой изогипсы позволяет не только показать те черты, которые сближают Среднерусскую и Приволжскую возвышенности, но отразить и их особенности. Если на Приволжской возвышенности ступень высот свыше 250 м и выглядит сплошным массивом, то на Среднерусской возвышенности полоса наибольших высот состоит из ряда разрозненных контуров, окаймленных горизонталью 250 м. Этим подчеркиваются особенности Среднерусской возвышенности — меньшая высота по сравнению с Приволжской, большая расчлененность «верхнего плато».

Южная часть Среднерусской возвышенности (Придонское плато) отличается меньшей густотой долинно-балочной сети, чем Орловско-Курское поднятие. Однако существующие мелкомасштабные карты создают как раз противоположное представление, поскольку в Придонской части возвышенности 200-метровой горизонталью ограничены лишь отдельные, небольшие по площади контуры. При проведении в качестве рубежной изогипсы 175 м удается отобразить сравнительно небольшое расчленение, платообразный характер Придонской части возвышенности.

Ярусность эрозионного рельефа весьма отчетливо проявляется в пределах Предуралья и Западной Башкирии. В этой части равнины выделяются три уровня высот [Вахрушев, 1949]. Широким распространением отличается нижняя 200—300-метровая поверхность. Пологие водоразделы и плоские вершины отдельных возвышенностей отвечают уровню 350—450 м. Наиболее высокая поверхность, встречающаяся уже в пределах горного Урала, имеет высоту порядка 450—550 м. Как видно на рис. 1, перечисленные высотные ступени отчетливо выражаются при помощи горизонталей 250, 350 и 500 м.

Изогипса 250 м имеет существенное значение для изображения не только Среднерусской, Приволжской и Заволжской (Белебеевской) возвышенностей, но также и Донецкого кряжа, Приднепровской, Вольно-Подольской и Ставропольской возвышенностей. Отметим в этой связи закономерные соотношения между размещением ступени высот свыше 250 м и границей максимального (днепровского) оледенения (см. рис. 1).

Введение в шкалу горизонтали 350 м позволяет отразить не только специфические особенности рельефа отдельных возвышенностей (Уфимское плато, Высокое Заволжье, Ставрополье, Предкарпатье), но и подчеркнуть важную общую закономерность строения рельефа Русской равнины — нарастание высот возвышенностей от центральной и северо-западной ее части к южной и восточной окраинам. Контрастность рельефа, свойственная южной окраине равнины и состоящая в наличии здесь рядом с наиболее высокими возвышенностями наиболее опущенных низменностей, получает отражение путем введения в гипсометрическую шкалу ступени высот ниже 50 м.

Большие площади, принадлежащие к ступени высот свыше 250 м, встречаются, как видно на рис. 1, только в южной поло-

вине Русской равнины. Этим подчеркиваются отличия юга равнины от северной ее части, характеризующейся меньшими абсолютными и относительными высотами.

Крупные черты рельефа северной половины Русской равнины являются в целом более древними, чем ее южной части. За исключением Тимана и Печорской низменности, крупные формы рельефа северной части равнины не являются выражением каких-либо отдельных, столь же крупных и целостных геологических структур. Новейшие колебательные движения меридионального направления на эту часть равнины почти не распространялись, и в четвертичном периоде рассматриваемая территория характеризовалась сравнительно слабой дифференцированностью тектонических движений.

Большая длительность континентального развития, наряду со сравнительно слабой интенсивностью новейших колебательных движений, обусловила сниженность и значительную расчлененность поверхности возвышенностей северной части равнины. Характерны в этом отношении Северные Увалы, «островные» возвышенности Прибалтики и бассейна Северной Двины.

Существенной особенностью рельефа северной части равнины, особенно ярко проявляющейся по мере приближения к Балтийскому щиту, является ступенчатость поверхности. Выделяют несколько рядов уступов, обращенных к щиту (Силурийский, Каменноугольный Глинты и др.).

В целом роль денудационных процессов в формировании крупных черт рельефа северной части Русской равнины гораздо значительнее, чем в южной половине равнины. На ход денудационных процессов решающее влияние оказывали структурные и литологические особенности коренных пород. Вследствие этого в северной части равнины границы возвышенностей и низменностей по большей части совпадают с геологическими границами, разделяющими литолого-стратиграфические комплексы, резко различные по степени устойчивости к размыву.

Использование 175-метровой изогипсы в качестве рубежной в северной части равнины позволяет лучше охарактеризовать крупные формы рельефа, чем на существующих обзорных гипсометрических картах. Так, например, водораздел Северной Двины и Волги представляет собой, по определению, данному еще А. А. Тилло, «непрерывную возвышенность, наполненную увалами» [1890, с. 29]. Эта возвышенность — Северные Увалы — на мелкомасштабных картах представляется в виде узкой цепочки разрозненных контуров, окаймленных 200-метровой горизонталью. 175-метровая горизонталь окаймляет почти полностью всю обширную площадь, занятую Северными Увалами и совпадающую с областью распространения триасовых и юрских отложений (см. рис. 1).

При помощи 175-метровой изогипсы значительно полнее и правильнее, чем при помощи 200-метровой, изображаются и другие крупные элементы рельефа северной части равнины — остро-

вые возвышенности Прибалтики, бассейна Северной Двины и др. Местами, однако, внешний контур возвышенностей еще более точно, чем 175-метровая горизонталь, очерчивает изогипса 150 м. Отдельные, небольшие по площади контуры 250-метровой горизонтали подчеркивают холмистый и холмисто-увалистый характер поверхности северной части равнины.

175-метровая горизонталь в сочетании с изогипсами 100 и 250 м позволяет изобразить строение Валдайского уступа (за исключением его Беломорско-Кулойской части), а также ряда уступов, связанных с выходами девонских и меловых пород. Для изображения Силурийского Глинта, Силурийского плато, возвышенности Пандивере и Беломорско-Кулойского уступа необходимо применение 50- и 100-метровой горизонталей.

Горизонталь высотой 50 м служит также для выделения ряда характерных понижений, вдающихся в Русскую равнину со стороны северных морей. Эти понижения — Ильменско-Волховское, Северо-Двинское и другие в четвертичное время являлись местами озерно-ледниковой и морской аккумуляции и отличаются равнинностью поверхности. По К. К. Маркову [1931] и Н. Н. Соколову [1949], уровень распространения ленточных глин в пределах Ильменской низменности близок к 40—50 м.

Очертания Тиманского кряжа, как и других возвышенностей Русской равнины, 175-метровая горизонталь характеризует более точно, чем 200-метровая. Недостатком существующих мелкомасштабных карт является обезличенный показ Тиманского кряжа, не выявляющий его отличий от других возвышенностей северной части равнины. Для выявления особенностей рельефа Тимана, и в частности его значительной высоты, целесообразно применение 500- и 350-метровой горизонталей. В результате этого изображение Тимана приблизится по своему общему характеру к изображению генетически более близких Тиману других возвышенностей краевых частей Русской равнины.

Рассмотренные данные позволяют предложить для обзорных, мелкомасштабных и учебных карт Русской равнины следующую шкалу сечения рельефа: 0—50—100—175—250—350—500 м.

В этой шкале составлен образец гипсометрической карты (рис. 2).

Предлагаемая шкала является, по нашему мнению, максимально разреженной шкалой, позволяющей отразить все главнейшие (морфоструктурные особенности поверхности Русской равнины. Вместе с тем эта шкала удовлетворяет требованию постепенного нарастания интервалов сечений. Значение главных рубежных горизонталей необходимо придавать изогипсам 175 и 500 м. Из промежуточных горизонталей весьма характерными для Русской равнины являются 50- и 250-метровая. На наиболее мелкомасштабных картах, помимо главных рубежных изогипс, эти горизонталы должны быть показаны хотя бы в виде дополнительных. На картах, допускающих более плотную шкалу, чем приведенная

выше, целесообразно ввести (главным образом для северной половины равнины) дополнительные горизонтали 150 и 200 м.

С главными рубежными горизонталями, наиболее характерными в геоморфологическом отношении, следует связывать важнейшие изменения цветов гипсометрической шкалы. Для придания необходимой пластичности изображению рельефа ко всем другим из указанных выше горизонталям должны быть приурочены хотя и менее существенные, но заметные изменения гипсометрической окраски. Думается, что при современном уровне полиграфической техники это не представит серьезных затруднений.

Задача правильного изображения морфоструктурных особенностей рельефа Русской равнины не может быть сведена к показу гипсометрических соотношений. Существенная черта рельефа равнины — ступенчатость. Крупные уступы характерны как для южной, так и для северной части равнины, хотя они имеют неодинаковое происхождение. На существующих обзорных гипсометрических картах чрезвычайно слабо или вовсе не показаны такие крупные уступы, образованные моноклиально залегающими пластами и не связанные непосредственно с речной сетью, как Силурийский Глинт, уступ Вольно-Подольского плато и др. Недостаточно подчеркнута на картах и наличие крутых уступов, тянущихся вдоль правых берегов Волги, Днепра, Дона и других крупных рек южной половины Русской равнины.

Предложенная выше шкала высот позволяет более полно, чем обычно, показать главнейшие уступы Русской равнины. Однако представляется необходимым для более четкого отображения уступов применить особые приемы их изображения. Помимо отмывки и штриховки, на мелкомасштабных картах целесообразно, как нам кажется, применение способа, предложенного русским военным инженером Э. И. Тотлебенем. Этот способ состоит в утолщении горизонталей в пределах крутых скатов.

Способ Э. И. Тотлебена придает изображению большую наглядность, позволяет подчеркнуть пластовое (слоевое) строение ряда крупнейших возвышенностей Русской равнины. Он отличается также максимальной экономией изобразительных средств, что особенно ценно на мелкомасштабных картах. Например, на рис. 2 Клинско-Дмитровская гряда изображается при помощи только одной оконтуривающей ее горизонтали 175 м. Однако путем утолщения этой единственной горизонтали легко может быть передана бóльшая крутизна северного ската гряды.

Изображение морфоскульптурных особенностей Русской равнины. «Горизонтали сплошь и рядом бессильны в изображении микрорельефа — неровностей земной поверхности, малых по высоте, но часто типических для морфологического ландшафта и распространяющихся на значительные пространства. Выход находят в замене или дополнении горизонталей специальными условными обозначениями, пределы применения и характер которых на современных картах достаточно разнообразны» [Салищев, 1944, стр. 154].

Непрерывное обогащение содержания советских топографических карт происходит именно по линии введения новых условных обозначений, отражающих разнообразные природные объекты нашей страны и в том числе различные формы рельефа.

Нельзя сказать, что необходимость обогащения содержания карт путем введения ряда условных обозначений не была осознана картографами, работающими над созданием обзорных, мелко-масштабных карт. Значительный прогресс в этой области знаменует, например, карта рельефа СССР в масштабе 1 : 2 500 000, составленная под редакцией И. П. Заруцкой, и некоторые другие обзорные карты, появившиеся в последние годы. Так, на обзорных гипсометрических картах начинает широко применяться метод изображения рельефа песчаных пустынь, предложенный Б. А. Федоровичем [1943]; на гипсометрической карте СССР масштаба 1 : 2 500 000 в пределах степной и лесостепной зон были показаны крупные овраги. На некоторых картах Географического атласа для средней школы 1951 г. показаны карстовые формы, введен условный знак для вулканов. Однако в том же атласе изображение песков является крайне схематичным, обезличенным; по-прежнему никак не отражены отличия эрозионного и ледникового рельефа и т. д.

Отражение морфоскульптурных особенностей поверхности нашей страны на мелкомасштабных гипсометрических картах в целом следует признать еще неудовлетворительным. Условные обозначения различных характерных форм рельефа, зачастую определяющих собой облик морфологического ландшафта, вводятся робко, от случая к случаю. В этом деле необходимо добиться перелома.

Для территории Русской равнины, по нашему мнению, необходимо в первую очередь ввести условные обозначения форм холмисто-озерного рельефа, свойственного району последнего (валдайского) оледенения. Необходимо применить на обзорных картах и другие условные знаки, при помощи которых может быть отражено влияние на рельеф физико-географической зональности (обозначения оврагов, западин, полигональных грунтов, булгуньяхов и др.). Требуется также разработка комплекса обозначений для выражения форм рельефа, обусловленных местными структурно-тектоническими особенностями, например отпрепарированных денудацией каменистых гряд, весьма характерных для Донецкого кряжа, интрузивных массивов Пятигорья, соляных куполов Прикаспийской низменности, толтров (рифовых массивов) Молдавии и других форм. Нельзя обойтись без введения условных обозначений некоторых форм рельефа, возникающих в результате деятельности человека, например терриконов в Донбассе. Заслуживают изображения курганы, составляющие примечательную черту поверхности южнорусских степей.

Для отражения особенностей морфоскульптуры в немалой степени могут быть использованы и горизонтали. Предложенная выше гипсометрическая шкала, более дробная, чем обычно при-

нято, позволяет полнее отразить различия в глубине расчленения отдельных районов. Недостаток многих мелкомасштабных карт состоит также в отсутствии научно обоснованного подхода к отбору долинно-балочной сети. Вследствие этого на карте не находят отражения различия в густоте расчленения, отражающие возраст рельефа (длительность его континентального развития), влияние климатических условий; не получают отражения особенности плановых очертаний гидрографической сети, связанные со структурно-тектоническими и иными факторами.

Приведенные в статье данные показывают, что недостатки изображения как структурных, так и скульптурных особенностей рельефа на обзорных гипсометрических картах являются весьма существенными. Усовершенствование этих пользующихся наибольшим распространением карт является вполне назревшей, неотложной задачей. Общий, весьма высокий уровень нашей картографии не оставляет сомнений в том, что в ближайшее время эту задачу удастся решить, в результате чего будут созданы богатые по содержанию, выразительные обзорные карты рельефа, отвечающие возросшим культурным запросам широких кругов населения нашей страны.

К ПОСТАНОВКЕ МОРФОМЕТРИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ РУССКОЙ РАВНИНЫ¹

(в связи с работами С. С. Соболева)

Из работ, посвященных морфометрии Русской равнины, наибольшей известностью пользуются следующие карты, составленные С. С. Соболевым: 1) густоты овражно-балочной сети; 2) глубин главнейших местных базисов эрозии и производная от них; 3) средних уклонов земной поверхности Европейской части СССР.

С. С. Соболев опубликовал эти карты в различных журналах начиная с 1938 г. и без каких-либо изменений включил в книгу «Развитие эрозионных процессов на территории Европейской части СССР и борьба с ними», изданную в 1948 г.

Карты С. С. Соболева представляют интерес в качестве первого опыта изучения территории СССР в морфометрическом отношении. Появление этих карт, несомненно, способствовало развитию картометрических работ в нашей стране. Однако возможности практического использования карт С. С. Соболева вследствие целого ряда причин, в общей форме рассмотренных Н. М. Волковым [1949], совершенно не соответствуют тем, о которых говорит сам их автор. В предлагаемой статье мы изложим результаты нашего анализа карт С. С. Соболева на конкретном примере (Среднерусская возвышенность) и выскажем некоторые

¹ Статья опубликована в кн.: Вопросы географии. М., 1949, № 15.

соображения по поводу правильной постановки морфометрических исследований Русской равнины.

Исходным материалом для составления карты овражно-балочной сети С. С. Соболеву послужили листы 1:420 000 (десятиверстной) карты. Десятиверстная карта отличается большой детальностью изображения рельефа, но составители ее, в силу масштабных возможностей (в 1 см 420 м), естественно, не могли показать полностью сеть современных эрозионных образований — мелких оврагов, промоин, рытвин. При составлении карты С. С. Соболева на листах десятиверстной карты измерилась общая протяженность мелких долин и крупных балок и оврагов. Карту, составленную по данным таких измерений, поэтому наиболее правильно называть картой густоты овражно-балочно-долинной сети.

В целом, как справедливо отмечает А. Ф. Гужевая [1948], карта С. С. Соболева отражает картину распространения древней эрозионной сети, так как на этой карте современные эрозионные формы «тонут» среди древних долинно-балочных образований.

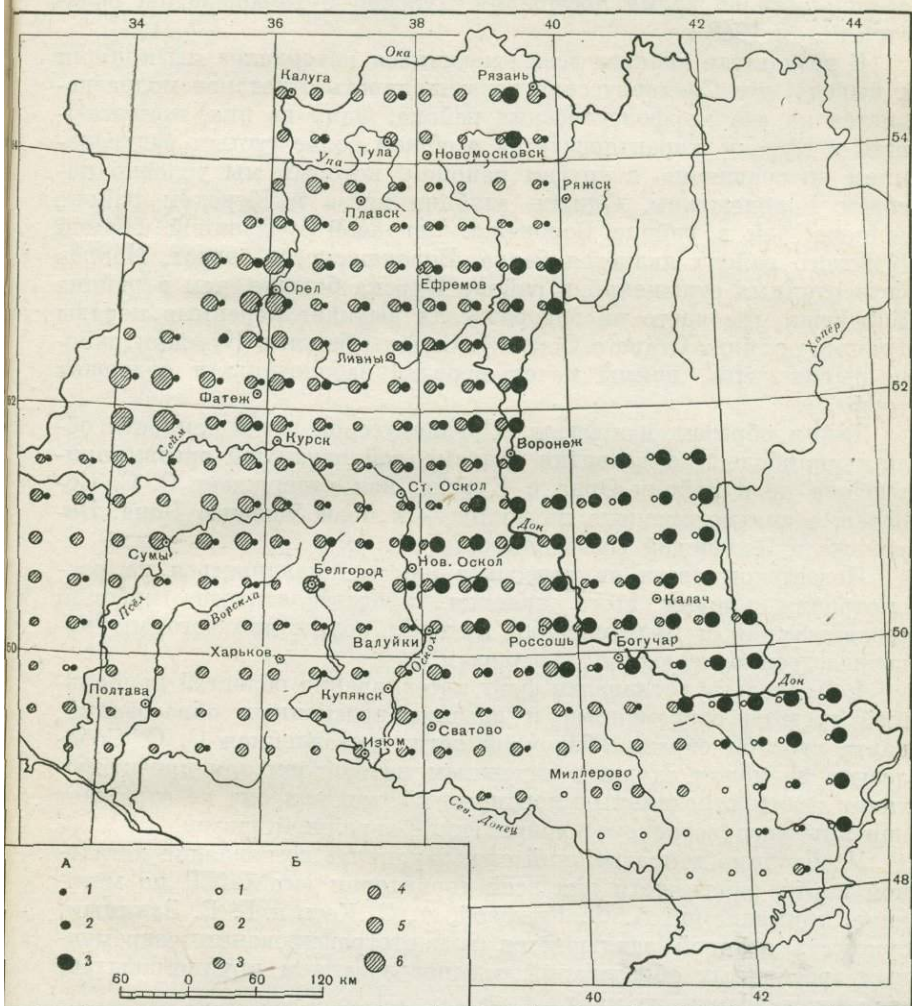
Однако в той же статье, где была впервые дана рассматриваемая карта, не совсем точно названная С. С. Соболевым (1938) картой густоты овражно-балочной сети, С. С. Соболев, как нечто само собой разумеющееся, признавал, что картина распространения современной овражной эрозии полностью повторяет картину распространения более древней овражно-балочно-долинной сети. Он писал: «Такая карта (карта густоты овражно-балочной сети.— Ю. М.) дает возможность впервые сопоставить отдельные области овражной части СССР по степени развития овражной эрозии, подсчитать, хотя бы грубо, площади, в различной степени пораженные овражной эрозией, и учесть (пока качественно) плоскостной смыл» (с. 231). Это положение, несмотря на некоторые оговорки, приводится С. С. Соболевым и в работе 1948 г., где он считает возможным рекомендовать свою карту густоты овражно-балочной сети в качестве материала для планирования противоэрозионных мероприятий.

В какой мере оправдалось предположение С. С. Соболева о том, что карта овражно-балочно-долинной сети отражает распространение современных эрозионных образований?

Мы располагаем надежными материалами полевых исследований и картометрических работ, основываясь на которых можно утверждать, что по крайней мере в пределах Среднерусской возвышенности области наибольшей густоты овражно-балочно-долинной сети, вопреки мнению С. С. Соболева, не совпадают с областями наибольшей густоты сети современных эрозионных форм. Более того, оказывается, что наибольшей густотой сети современных оврагов и промоин отличаются здесь как раз те районы, где относительно невелика густота древней долинно-балочной сети. Это отчетливо видно на составленной нами картограмме размеще-

ния древней и современной эрозионных сетей на Среднерусской возвышенности (рисунок).

Материалом для составления картограммы послужила, с одной стороны, карта С. С. Соболева и с другой — карта овражности Среднерусской возвышенности, составленная А. Ф. Гужевой [1948], на основании ее полевых исследований и специальных



Картограмма размещения древней и современной эрозионных сетей на Среднерусской возвышенности

Густота сети (км/км²); А — овраги и промоины (по А. Ф. Гужевой); 1 — 0,04—0,1; 2 — 0,2—0,4; 3 — 0,3—1,2. Б — овражно-балочная сеть (по С. С. Соболеву); 1 — 0,0—0,2; 2 — 0,2—0,4; 3 — 0,4—0,6; 4 — 0,6—0,8; 5 — 0,8—1,0; 6 — 1,0—1,2

картометрических работ, в которых были использованы в основном крупномасштабные карты.

Проведенные нами контрольные измерения густоты современных эрозионных образований дали возможность убедиться в безукоризненной точности картометрических работ А. Ф. Гужевой. Кроме того, мы могли составить некоторое суждение по вопросу о распространении эрозионных образований на Среднерусской возвышенности во время посещения Курской и Воронежской областей летом 1948 г.

В результате анализа всех имеющихся материалов мы пришли к выводу, что Среднерусская возвышенность отчетливо подразделяется на два морфологических района. Один из них, прилегающий к Курску, характеризуется в общем более густым расчленением по сравнению с другим районом, который мы условно назовем Воронежским. Однако глубина вреза в Курском районе меньше, чем в районе Воронежа. Основной эрозионной формой Курского района является балка, Воронежского — овраг. Покров четвертичных отложений в районе Курска больше, чем в районе Воронежа, где часто на водоразделах выходят коренные породы (например, близ Старого Оскола). Склоны балок в Курском районе выположены, поймы рек нередко заболочены и содержат торф.

Таким образом, в пределах Среднерусской возвышенности область наибольшего развития современной овражной эрозии приурочена не к району Орла и Курска, как утверждает С. С. Соболев, а сильно смещена на восток — к правобережью Дона, Воронежа и Калачской возвышенности.

Недостаток места не позволяет нам останавливаться на рассмотрении причин этого явления, представляющего глубокий теоретический и практический интерес, вследствие чего мы непосредственно переходим к выводам.

1. Поскольку установлен факт несовпадения областей наибольшей густоты современных и древних эрозионных образований, карта густоты овражно-балочной сети, составленная С. С. Соболевым, не может служить надежным материалом для проектирования противоэрозионных мероприятий, так как она не отражает картины распространения современной овражной эрозии.

Необходимо в кратчайший срок закончить составление детальной карты овражности для всей территории юга СССР по методике, применяемой А. Ф. Гужевой, А. С. Кесь и Г. В. Заниным, сущность которой заключается в картографировании современных эрозионных образований с использованием крупномасштабных топографических карт.

2. Следует попытаться составить особые, отсутствующие пока карты распространения различных типов или форм проявления современной эрозии. Дело в том, что, по нашим наблюдениям, формы проявления современной эрозии не везде одинаковы и находятся в тесной связи с общим обликом рельефа и тенденциями его развития. Так, в частности, для Курского района характерны

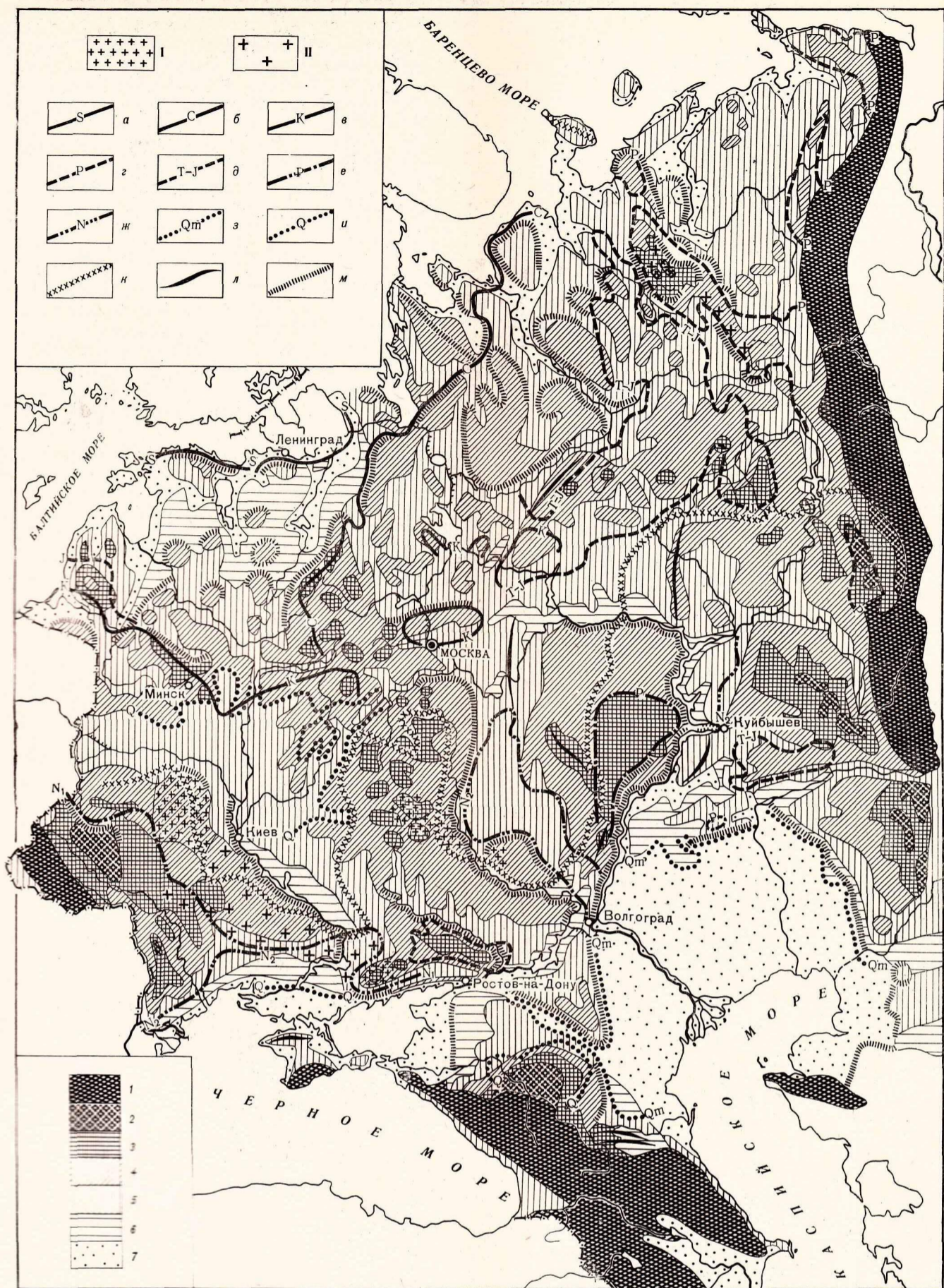


Рис. 1. Схема тектоники и геологического строения Русской равнины

I — выходы кристаллического фундамента; II — подземные выступы фундамента. Границы распространения отложений: а — силурийских (Силурийский Глинт); б — каменноугольных (Карбоновый Глинт); в — меловых (Меловый глинт); г — пермских и других палеозойских; д — триасовых и юрских; е — палеогеновых; ж — неогеновых; з — морских четвертичных; и — континентальных (на северо-западе — водноледниковых) четвертичных; к — граница Днепровского оледенения; л — тектонические волны; м — крупные уступы и скаты.

Шкала высот, м: 1 — выше 500; 2 — от 350 до 500; 3 — 250—350; 4 — 175—250; 5 — 100—175; 6 — 50—100; 7 — ниже 50

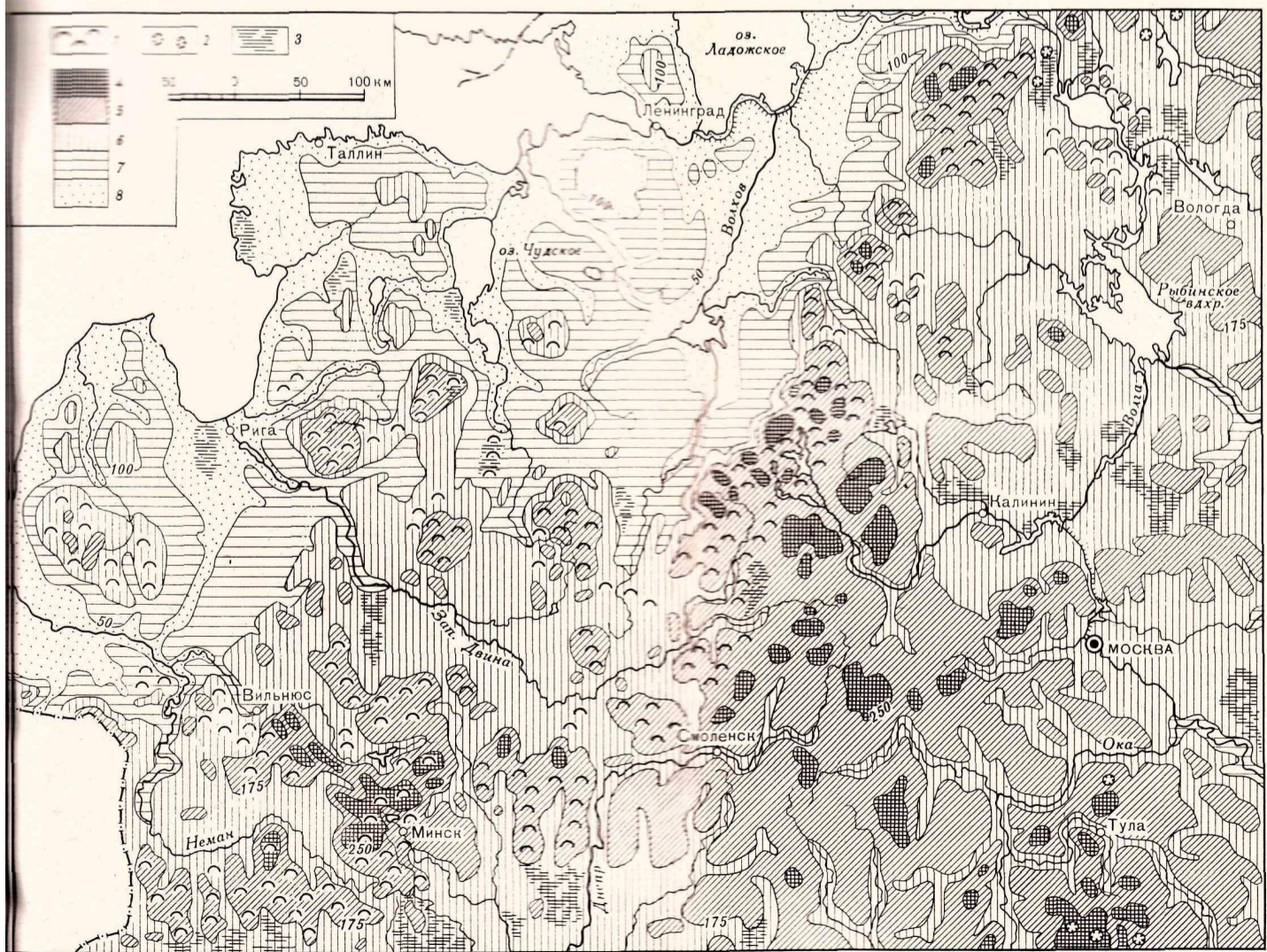


Рис. 2. Гипсометрическая схема Северо-Запада Русской равнины

1 — холмистый ледниковый рельеф; 2 — карстовые формы; 3 — болота. Шкала высот, м: 4 — от 250 до 350; 5 — 175—250; 6 — 100—175; 7 — 50—100; 8 — ниже 50



Схема орографического районирования Русской равнины. Составил Ю. А. Мецераков

Орографические области: I — южная; II — восточная; III — центральная; IV — северо-западная (арабскими цифрами показаны средние высоты возвышенностей и низменностей); орографические элементы, не обозначенные на карте: А — Курземская возвышенность; Б — Ломжинские высоты; В — возвышенность Отепи;

Г — Видзская возвышенность; Д — возвышенность Ханья; Е — Лужская возвышенность; Ж — Судомские высоты; З — Латгальская возвышенность; И — Гродненская возвышенность; К — Наревская низина; Л — Белозерская низина; М — Кирилловская гряда; Н — Андогская гряда; О — Жигулевская возвышенность; П — Пуга-

чевский вал; Р — возвышенность Полюдов Камень; С — Пинневишерская низина; Т — низина побережья Финского залива; У — Верхневолжская низина; Ф — Костромская низина; Х — Сысолов-Вычегодская низина; Ц — Кильмезская низина; Ч — границы орографических областей; 1 — границы возвышенностей и низменностей

промоины, рытвины; для Воронежского района — овраги, особенно овраги вторичные, или унаследованные. Промоины Курского района располагаются обычно на склонах благоприятной экспозиции, длина их не превышает 200—300 м. Оформленный водосбор имеют только некоторые унаследованные промоины и овраги в верховьях балок. В Воронежском районе балки, как правило, прорезаны длинными вторичными оврагами, крутостенными и растущими; первичных форм здесь несколько меньше. Очевидно, противозерозионные мероприятия в Курском районе должны носить иной характер, чем в районе Воронежа.

Вопрос этот требует углубленного изучения, но мы думаем, что работа по составлению карт типов современной эрозии будет иметь важное практическое значение.

Критический разбор методики, принятой С. С. Соболевым для составления карты глубин главнейших местных базисов эрозии, дан Н. М. Волковым. Мы коротко остановимся лишь на вопросах использования этой карты в целях изучения новейших тектонических движений.

Как известно, С. С. Соболев считает, что глубина вреза речных долин пропорциональна интенсивности («алгебраической сумме») эпейрогенических движений. Это положение не доказано, поскольку не уточнен вопрос о возрасте тектонических движений, не изучены соотношения между абсолютной высотой местности и глубиной вреза долин и т. д. Во всяком случае, непосредственное использование глубин местных базисов эрозии в качестве показателей интенсивности новейших тектонических движений вызывает решительные возражения.

Указывают, в частности, что по карте глубин главнейших местных базисов эрозии нельзя судить о неравномерностях поднятий и опусканий отдельных районов, поскольку величины врез долин, данные на этой карте, включают и «нормальное» увеличение вреза долин от верховьев к устьям. Для того, чтобы по данным карты С. С. Соболева получить действительно обоснованное представление о тектоническом режиме отдельных территорий, необходимо по меньшей мере исключить влияние этого «нормального» вреза и выявить места с «аномальными» значениями глубин врез.

Карта средних уклонов земной поверхности, опубликованная С. С. Соболевым, в главной своей части составлена не по данным непосредственных измерений уклонов на местности или по картам. При составлении этой карты средний уклон земной поверхности на некотором участке вычисляли по формуле, предложенной С. С. Соболевым:

$$I' = \frac{h \cdot L \cdot 2 \cdot 100}{S},$$

где I' — средний уклон земной поверхности в %, h — глубина местных базисов эрозии, L — протяженность овражно-балочной сети данного участка, S — площадь данного участка.

Величины L и h брались с карт густоты овражно-балочной сети и глубин главнейших местных базисов эрозии. По мысли С. С. Соболева, величина среднего уклона I' должна была явиться показателем, отражающим одновременно среднюю густоту эрозионного расчленения и среднюю глубину врезов в данной местности.

Однако Н. М. Волков показал, что вычисленная по приведенной выше формуле величина I' должна дать недопустимо преувеличенные значения средних уклонов. Об известном преувеличении упоминает и С. С. Соболев в своей работе. Тем не менее он, очевидно, считает это преувеличение небольшим и указывает, что карта средних уклонов найдет широкое практическое применение в борьбе с эрозией, а также в ряде смежных отраслей народного хозяйства.

Для того, чтобы выяснить степень приближения величин средних уклонов, вычисленных по указанной формуле, к действительным величинам средних уклонов, нами были произведены специальные картометрические работы. На Среднерусской возвышенности и Тамбовской низменности было выбрано шесть участков площадью по 150—200 км², по характеру рельефа являющихся типичными для этих частей Русской равнины. В пределах каждого участка были вычислены действительные и средние уклоны земной поверхности по ряду профилей, расположенных вдоль и поперек направлений основных элементов рельефа. В результате выяснилось, что средние уклоны, данные на карте С. С. Соболева, чрезвычайно сильно превышают действительные средние уклоны и находятся в очевидном несоответствии с реальными уклонами местности (таблица). Так, например, на участке № 2

| № участка | Местоположение | Средние уклоны, ° | |
|-----------|--|-------------------|---------------------------|
| | | по С. С. Соболеву | по контрольным измерениям |
| 1 | Район с. Ивановская Оцтуха Орловской обл. (р. Ока) | 9—11 | от 0,3 до 2,0 |
| 2 | Район г. Ефремова | 6—9 | 0,5 2,5 |
| 3 | Район с. Богоявленское (близ г. Мичуринска) | 1—3 | 0,0 0,4 |
| 4 | Район с. Отъяссы (р. Цна) | 0—1 | 0,2 0,9 |
| 5 | Близ г. Курска | 6—9 | 0,5 2,6 |
| 6 | Близ г. Богучар (р. Дон) | 3—6 | 0,6 1,1 |

(район г. Ефремова) измеренные средние уклоны изменяются в пределах от 0° 31' до 2° 30', тогда как на карте С. С. Соболева указано, что в этом районе средние уклоны выражаются величиной порядка 6—9°. Столь же значительные расхождения выявлены и на всех других участках, за исключением № 4. Из таблицы

видно также, что на карте С. С. Соболева средние уклоны увеличены не везде в одинаковое число раз. Все это позволяет нам заключить, что карта средних уклонов, составленная С. С. Соболевым, искажает действительные средние уклоны в такой мере, что возможность практического использования этой карты совершенно исключается.

Очевидно, что карта уклонов земной поверхности должна быть составлена заново. Однако нам представляется, что для большинства практических целей величина среднего уклона в том виде, как она выражена приведенной выше формулой, не представляет большой ценности, так как этот показатель носит отвлеченный, чисто математический характер.

Это не означает, конечно, что не следует изучать и картографировать уклоны земной поверхности. Наоборот, характеристика рельефа с точки зрения распределения уклонов имеет чрезвычайно важное значение для сельского хозяйства. Что касается картографирования распределения уклонов земной поверхности, то оно, по нашему мнению, должно идти по линиям составления карт двух типов.

1. Карты распределения уклонов по элементам рельефа. Примером таких карт могут служить в известной мере старые штриховые карты.

2. Картограммы или серии карт, показывающие процент площади территории с определенными величинами уклонов.

Эти карты будут иметь важное значение в деле земельно-хозяйственного картографирования территории СССР, выполняемом картографическими организациями Министерства земледелия.

ОПЫТ ОПРЕДЕЛЕНИЯ СРЕДНИХ ВЫСОТ ВОЗВЫШЕННОСТЕЙ И НИЗМЕННОСТЕЙ РУССКОЙ РАВНИНЫ¹

При геоморфологическом изучении Русской равнины до сих пор основное внимание уделялось сравнительно мелким формам рельефа, относимым И. П. Герасимовым [1946а] к категории морфоскульптур. Детально изучались такие формы, как речные долины, карстовые образования, моренные накопления и т. д. Крупные формы рельефа, относящиеся к категории морфоструктур (см. там же), изучались значительно меньше. Лишь в самое последнее время исследователи стали уделять внимание вопросам происхождения и развития таких крупных форм рельефа равнины, как Среднерусская, Приволжская, Валдайская возвышенности, Тамбовская низменность.

Вследствие недостаточного внимания к изучению морфоструктурных элементов рельефа Русской равнины до настоящего вре-

¹ Статья написана совместно с А. Е. Абрамовым и опубликована в кн.: Вопросы применения картографических методов при географических исследованиях. М.: Изд-во АН СССР, 1960.

мени отсутствуют основные морфометрические данные об этих формах, в частности данные о средних высотах отдельных возвышенностей и низменностей. По существу, отсутствуют и данные о средней высоте Русской равнины в целом. Определения А. А. Тилло [1890], согласно которым средняя высота ее составляет 80 саженей (171 м), были сделаны на основе материалов, охватывающих не всю территорию равнины, а лишь ее южные и центральные области. Данные, использованные А. А. Тилло, в значительной мере устарели, а новые определения, которые в той или иной форме разрешали бы этот вопрос, нам неизвестны. Исходя из этого, авторы сделали опыт определения средних высот Русской равнины в целом и всех возвышенностей и низменностей в ее пределах.

До сего времени было предложено несколько способов определения средней высоты территории. Основные из них приведены в работах А. А. Тилло [1889] и Н. М. Волкова [1950]. Для практического подхода к решению вопроса об определении средней высоты изучаемого участка необходимо разбить его на карте на площадки, одинаковые по форме и размерам, и тогда, пользуясь формулой

$$H = \frac{h_1 + h_2 + \dots + h_n}{n},$$

где h_1, h_2, \dots, h_n — средние высоты отдельных площадок, n — число площадок на изучаемом участке, найдем его среднюю высоту. Применение этого способа для определения средней высоты дает более точные данные при наименьших размерах площадок, так как в этом случае можно более точно определить среднюю высоту каждой отдельной площадки.

Среднюю высоту можно получить путем измерения площадей, ограниченных изогипсами. За основу при этом берется формула, также вытекающая из определения средней высоты поверхности участка, как среднего «из высот всех элементарно малых площадок, взятых на этой поверхности» [Волков, 1950].

В качестве дополнительного метода определения средней высоты можно использовать метод построения гипсографической кривой. Отложив по оси абсцисс площади участков, заключенных между горизонталями, а по оси ординат — высоты изогипс, служащих границами между отдельными участками, мы получим кривую, ограничивающую вместе с осями координат некоторую площадь. Частное от деления этой площади (в квадратных сантиметрах) на длину основания кривой (в сантиметрах), выраженное в метрах, с учетом вертикального масштаба чертежа, и является средней высотой. Как видно из сказанного, способы вычисления средних высот, основанные на измерении площадей участков между горизонталями, довольно сложны и трудоемки. Найти среднюю высоту возвышенности или низменности можно также путем вычисления ее объема. Для решения этой задачи надо объем разделить на площадь проекции.

Сложность и большая трудоемкость указанных способов для вычисления средних высот Русской равнины в целом, а также всех возвышенностей и низменностей в ее пределах, заставили нас искать другие пути для решения вопроса. Мы применили более простой, но, как далее убедимся, достаточно точный способ определения средних высот. Территория Русской равнины на гипсометрической карте покрывалась сетью квадратов. В углах квадратов подписывались соответствующие им абсолютные высоты, взятые с карты. Дополнительно учитывались все отметки характерных точек местности, подписанные на карте. Все полученные таким образом абсолютные отметки суммировались. Полученное число делилось на общее количество точек, что и давало среднюю высоту взятой территории. Введение характерных точек было необходимо для того, чтобы получить более объективные данные, позволяющие учитывать как наивысшие, так и наименьшие абсолютные высоты местности. Естественно, что все детали рельефа не могут быть полностью учтены при данной методике, особенно в сильно расчлененных горных областях. Поэтому претендовать на особую точность этот способ не может, но практическая его точность достаточна, особенно для равнинных территорий.

В качестве рабочей карты нами была взята «Гипсометрическая карта Европейской части СССР» масштаба 1 : 1 500 000. Листы, относящиеся к северной части Русской равнины, значительно устаревшие, были заменены листами «Гипсометрической карты СССР масштаба 1 : 2 500 000 (1950 г.), на которой рельеф этой территории отражен значительно правильнее, благодаря чему она дает более объективные данные для вычисления средних высот. Для гипсометрической карты масштаба 1 : 1 500 000 была принята полуторасантиметровая сетка квадратов, а для карты масштаба 1 : 2 500 000 — сантиметровая сетка.

Исследованиями была охвачена почти вся Русская равнина, за исключением ее зарубежных территорий и Балтийского цита. В качестве границы равнины с горными областями служила горизонталь 500 м. Общее количество точек, размещенных в соответствии с указанной методикой на данной территории, превышало 11 000. Подсчеты, основанные на этих данных, показали, что средняя высота Русской равнины равна 141 м. Эта цифра значительно меньше той, которую получил А. А. Тилло, но расхождение между ними объясняется, по-видимому, тем, что обширные пространства северной части Русской равнины, имеющие незначительные высоты, не были охвачены его исследованиями. Поскольку вывод, сделанный нами относительно средней высоты Русской равнины в целом, опирается на большое количество данных, его можно считать более надежным.

Кроме средней высоты Русской равнины, нами были определены, с меньшей точностью, средние высоты всех возвышенностей и низменностей в ее пределах. На карте околтуривались как положительные, так и отрицательные орографические элементы.

Для установления оптимальных размеров квадратов и оценки надежности получаемых результатов были проведены специальные исследования. Всестороннему изучению были подвергнуты три крупные формы рельефа: Приднепровская низменность, Донецкий кряж и Ставропольская возвышенность. Средняя высота этих орографических единиц определялась по карте масштаба 1 : 1 500 000 по сетке, сторона квадратов которой последовательно изменялась, составляя 1, 1,5, 2 и 3 см. Средние высоты тех же орографических единиц были определены также по картам масштабов 1 : 1 000 000 и 1 : 2 500 000. Сетка для этих карт строилась в масштабе соответственно сетке для карты 1 : 1 500 000. Полученные результаты приведены в табл. 1.

Анализ данных таблицы показывает тенденцию к возрастанию значений средних высот низменностей и возвышенностей, исследуемых по карте масштаба 1 : 1 500 000, при изменении сторон сетки от 1 до 3 см. В этом сказывается то обстоятельство, что при увеличении сетки общее количество точек, взятых для каждого орографического элемента, уменьшается, но число отметок для характерных точек местности остается постоянным.

Выполненные исследования позволяют сделать вывод, что полученные по карте масштаба 1 : 1 500 000 значения средних высот возвышенностей и низменностей дают достаточно надежное представление о порядке величин средних высот возвышенностей и низменностей, поскольку эти значения мало отличаются от результатов, полученных по карте масштаба 1 : 1 000 000, и определены на основе большого числа измеренных высот. При этом относительно менее точными являются средние высоты возвышенностей с сильно расчлененным рельефом, поскольку в данном случае сказывается трудность учета всех перегибов местности. Значительно точнее данные для плоских, слабо расчлененных низменностей.

Сопоставление материалов, полученных по картам масштабов 1 : 1 000 000 и 1 : 2 500 000, с результатами измерения по карте масштаба 1 : 1 500 000 показывает, что наилучшие результаты получаются при сетке со стороной квадрата 1,5 см. Это и побудило нас принять эту сетку для вычисления средних высот всех возвышенностей и низменностей по карте 1 : 1 500 000. Для северных областей Русской равнины, для которых использовалась карта масштаба 1 : 2 500 000, размеры сетки изменялись в соответствии с масштабом карты. Полученные таким образом средние высоты возвышенностей и низменностей представлены в табл. 2.

При определении средних высот возвышенностей и низменностей мы столкнулись с отсутствием разработанной схемы орографического районирования Русской равнины. В определении границ возвышенностей и низменностей, а также в их названиях у разных авторов и на разных картах имеются существенные расхождения. Это объясняется тем, что проблема орографического районирования Русской равнины почти совершенно не разрабатывалась. Наиболее распространенные мелкомасштабные гипсо-

Таблица 1. Результаты применения карт разных масштабов с различными сетками для определения средних высот возвышенностей и низменностей

| Орографический элемент | 1 : 1 500 000 | | | | | |
|------------------------------|-------------------|---------------------------|-------------------|------------------|---------------------------|-------------------|
| | Стороны квадратов | | | | | |
| | 1 см | | | 1,5 см | | |
| | количество точек | суммарная высота точек, м | средняя высота, м | количество точек | суммарная высота точек, м | средняя высота, м |
| Приднепровская низменность | 611 | 77 539 | 127 | 346 | 45 039 | 130 |
| Донецкий кряж | 141 | 23 440 | 166 | 74 | 13 418 | 181 |
| Ставропольская возвышенность | 206 | 51 244 | 249 | 111 | 32 002 | 288 |

Таблица 1 (продолжение)

| Орографический элемент | 1 : 1 500 000 | | | | | |
|------------------------------|-------------------|---------------------------|-------------------|------------------|---------------------------|-------------------|
| | Стороны квадратов | | | | | |
| | 2 см | | | 3 см | | |
| | количество точек | суммарная высота точек, м | средняя высота, м | количество точек | суммарная высота точек, м | средняя высота, м |
| Приднепровская низменность | 234 | 30 723 | 132 | 142 | 18 700 | 132 |
| Донецкий кряж | 49 | 9 428 | 192 | 31 | 6 408 | 207 |
| Ставропольская возвышенность | 63 | 18 687 | 297 | 38 | 12 076 | 318 |

Таблица 1 (продолжение)

| Орографический элемент | 1 : 1 000 000 | | | 1 : 2 500 000 | | |
|------------------------------|-------------------|---------------------------|-------------------|------------------|---------------------------|-------------------|
| | Стороны квадратов | | | | | |
| | 2,25 см | | | 0,9 см | | |
| | количество точек | суммарная высота точек, м | средняя высота, м | количество точек | суммарная высота точек, м | средняя высота, м |
| Приднепровская низменность | 363 | 47 876 | 132 | 281 | 37 015 | 132 |
| Донецкий кряж | 88 | 16 551 | 188 | 58 | 10 877 | 188 |
| Ставропольская возвышенность | 120 | 32 883 | 274 | 91 | 24 733 | 272 |

Таблица 2. Средние высоты возвышенностей и низменностей Русской равнины

| Основная орографическая область | Возвышенности и низменности | Количество точек | Суммарная высота точек, м | Средняя высота, м |
|---|---------------------------------|-----------------------|---------------------------|-------------------|
| Южная | Волыно-Подольская возвышенность | 394 | 95 765 | 243 |
| | Полесская низменность | 178 | 26 332 | 148 |
| | Ломжинские высоты | 9 | 1 381 | 153 |
| | Наревская низина | 43 | 6 105 | 142 |
| | Гродненская возвышенность | 35 | 6 322 | 181 |
| | Барановичская возвышенность | 37 | 7 299 | 197 |
| | Приднепровская возвышенность | 371 | 67 453 | 182 |
| | Приднепровская низменность | 346 | 45 039 | 130 |
| | Донецкий кряж | 86 | 16 701 | 194 |
| | Донецкая низина | 61 | 6 430 | 105 |
| | Приазовская возвышенность | 40 | 6 607 | 165 |
| | Причерноморская низменность | 197 | 10 369 | 53 |
| | Азово-Кубанская низменность | 199 | 13 441 | 68 |
| | Нижнедонская низина | 56 | 3 200 | 57 |
| | Возвышенность Ергени | 110 | 12 861 | 117 |
| | Восточная | Манычская низменность | 38 | 1 844 |
| Ставропольская возвышенность | | 111 | 32 002 | 288 |
| Прикаспийская низменность | | 905 | 5 849 | 6 |
| Узени-Иргизская низина | | 84 | 5 768 | 69 |
| Общий Сырт: А — южная часть | | 49 | 4 315 | 88 |
| | | Б — северная часть | 154 | 27 949 |
| Подуральское плато | | 441 | 75 917 | 172 |
| Пугачевский вал | | 24 | 2 624 | 109 |
| Сызранская низина | | 28 | 1 538 | 55 |
| Мелекесская низина | | 76 | 7 775 | 102 |
| Бугульминско-Белебеевская возвышенность | | 250 | 55 705 | 223 |
| Бельская низина | | 38 | 4 035 | 106 |
| Вятский Увал | | 26 | 3 995 | 154 |
| Кильмезская низина | | 26 | 3 275 | 126 |
| Елабужская возвышенность | | 87 | 13 796 | 159 |
| Верхнекамская возвышенность | | 147 | 27 512 | 187 |
| Бельско-Камская возвышенность | | 152 | 30 335 | 200 |
| Артинское плато | | 59 | 19 009 | 322 |
| Уфимское плато и Сылвинский кряж | | 33 | 11 670 | 354 |
| Велвинская возвышенность | | 37 | 6 404 | 173 |
| Соликамская низина | | 10 | 920 | 92 |
| Высокая Парма, возвышенность | | 47 | 9 716 | 207 |
| Полюдов Камень | | 25 | 5 415 | 229 |
| Камско-Кельтминская низина | 44 | 6 196 | 141 | |
| Тиманский кряж | 134 | 25 699 | 192 | |

Таблица 2 (продолжение)

| Основная ореграфическая область | Возвышенности и низменности | Количе- ство точек | Суммар- ная высота точек, м | Средняя высота, м |
|---------------------------------------|-----------------------------|--------------------------|--------------------------------------|-------------------------|
| Восточная | Кожвинская гряда | 39 | 5 116 | 131 |
| | Нижнепечорская низменность | 253 | 19 016 | 75 |
| | Верхнепечорская низменность | 80 | 10 640 | 133 |
| | Тобьшская возвышенность | 114 | 1 950 | 139 |
| | Большеземельская гряда | 40 | 4 679 | 117 |
| | Кряж Чернышева | 27 | 4 251 | 157 |
| | Воркутинская гряда | 22 | 3 707 | 169 |
| Центральная | Усинская низина | 26 | 2 550 | 98 |
| | Среднерусская возвышенность | 819 | 152 043 | 186 |
| | Деснинская возвышенность | 66 | 12 235 | 175 |
| | Приволжская возвышенность | 697 | 125 591 | 180 |
| | Жигулевская возвышенность | 17 | 3 574 | 210 |
| | Калачская возвышенность | 52 | 8 678 | 167 |
| | Тамбовская низменность | 193 | 25 700 | 133 |
| | Окско-Цнинский вал | 53 | 7 836 | 148 |
| | Мещерская низина | 91 | 11 130 | 122 |
| | Северо-Запад- ная | Марийская низина | 140 | 16 511 |
| Прибалтийская низменность | | 211 | 11 194 | 53 |
| Жемайтйская возвышенность | | 32 | 4 266 | 133 |
| Курземская возвышенность | | 9 | 1 015 | 113 |
| Балтийская гряда | | 65 | 9 908 | 153 |
| Верхненеманская низина | | 43 | 5 886 | 137 |
| Минская возвышенность | | 140 | 28 166 | 201 |
| Смоленско-Московская возвышенность | | 156 | 31 837 | 204 |
| Полоцкая низина | | 36 | 4 996 | 139 |
| Витебско-Невельская гряда | | 67 | 12 353 | 184 |
| Валдайская возвышенность | | 269 | 54 528 | 203 |
| Латгальская возвышенность | | 30 | 5 225 | 174 |
| Лубанская низина | | 33 | 3 515 | 106 |
| Видземская возвышенность | | 14 | 3 114 | 222 |
| Возвышенность Отеця | | 9 | 1 128 | 125 |
| Возвышенность Ханья | | 7 | 1 412 | 202 |
| Лужская возвышенность | | 9 | 1 306 | 145 |
| Судомские высоты | | 6 | 1 045 | 174 |
| Псковская низина | | 82 | 6 048 | 74 |
| Ильменско-Ладожская низменность | | 206 | 13 047 | 63 |
| Возвышенность Пандивере | 35 | 2 673 | 76 | |
| Силурийское плато | 14 | 1 632 | 117 | |
| Низина побережья Финского залива | 18 | 577 | 32 | |
| Олонекская возвышенность | 20 | 2 715 | 136 | |
| Вепсовская возвышенность | 36 | 6 925 | 192 | |

Таблица 2 (продолжение)

| Основная орографическая область | Возвышенности и низменности | Колече- ство точек | Суммар- ная высо- та точек, м | Средняя высота, м |
|---------------------------------------|---|--------------------------|--|----------------------|
| Северо - Западная | Водлинская низина | 34 | 2 861 | 84 |
| | Андомская возвышенность | 28 | 4 950 | 177 |
| | Белозерская низина | 7 | 915 | 131 |
| | Кирилловская гряда | 7 | 1 002 | 143 |
| | Андогская гряда | 10 | 1 654 | 165 |
| | Молого-Шекснинская низина | 84 | 10 244 | 122 |
| | Бежецкая возвышенность | 48 | 8 440 | 177 |
| | Верхне-Волжская низина | 64 | 8 735 | 136 |
| | Клинско-Дмитровская гряда | 63 | 12 563 | 199 |
| | Угличская возвышенность | 29 | 4 781 | 165 |
| | Грязовецко-Даниловская возвышен- ность | 50 | 8 146 | 163 |
| | Костромская низина | 19 | 1 982 | 104 |
| | Волго-Унженская низина | 107 | 12 806 | 110 |
| | Галичская возвышенность | 69 | 11 005 | 169 |
| | Северные Увалы | 332 | 51 897 | 156 |
| | Боже-Лачинская низина | 36 | 4 403 | 122 |
| | Сухонская низина | 37 | 4 567 | 123 |
| | Сухоно-Двинская возвышенность | 133 | 21 145 | 159 |
| | Обозерско-Лепшинская возвышен- ность | 28 | 4 085 | 146 |
| | Онежская низина (по р. Онеге) | 28 | 2 134 | 76 |
| | Ветренный Пояс, кряж | 30 | 4 982 | 166 |
| | Онего-Двинская возвышенность | 19 | 1 913 | 101 |
| | Северодвинская низменность | 95 | 5 222 | 53 |
| Кулойское плато | 37 | 3 529 | 95 | |
| Мезенская низменность | 121 | 7 079 | 58 | |
| Двинско-Мезенская возвышенность | 183 | 24 252 | 132 | |
| Сысоло-Вычегодская низина | 8 | 733 | 92 | |

метрические карты страдают существенными недостатками, критике которых была посвящена работа одного из авторов этой статьи [Мещеряков, 1954].

Можно констатировать, что первая точная гипсометрическая карта Русской равнины, составленная А. А. Тилло [1890], и разработанная им схема орографического районирования, несмотря на устарелость положенного в их основу фактического материала, передают основные черты макрорельефа равнины правильнее, чем многие современные мелкомасштабные карты. Особенно удачным на карте А. А. Тилло явился выбор «рубленной» 80-саженной (171-метровой) горизонтали, разделяющей возвышенности и низменности. Специальные исследования, проведенные Ю. А. Меще-

ряковым по гипсометрической карте масштаба 1 : 1 500 000 и данным крупномасштабных карт, показали, что эта горизонталь гораздо точнее (особенно в южной половине Русской равнины²) намечает границы возвышенностей и низменностей, чем принятая теперь в качестве «рубежной» 200-метровая изогипса. Применение последней приводит к весьма существенным искажениям очертаний крупных форм рельефа равнины.

В результате проведенных исследований тем же автором было предложено использовать в качестве «рубежной» изогипсу 175 м. С учетом этих данных им была составлена схема орографического районирования Русской равнины (рисунок, вкл.). В случае постепенного перехода от возвышенности к низменности граница между ними проводилась по изогипсам 175 или 150 м. В тех случаях, когда возвышенности и низменности разделяются отчетливым макроуступом, граница проводилась по уступу. Всего было выделено 108 крупных орографических единиц, из них 67 возвышенностей и 41 низменность. Эти формы рельефа, отраженные на карте, приведены также и в таблице средних высот (см. табл. 2).

Полученный материал позволяет выявить некоторые закономерности орографии Русской равнины. На карте возвышенности и низменности Русской равнины подразделены по средним высотам на несколько групп, данные по которым приведены в табл. 3.

Как видно из табл. 3, на Русской равнине наиболее распространены возвышенности, средние высоты которых лежат в пределах от 140 до 220 м, и низменности, расположенные выше 100 м (до 140 м).

Рассмотрим далее вопрос о размещении возвышенностей и низменностей различной высоты в пределах Русской равнины. Возвышенности, имеющие наибольшие средние высоты, расположены по южной и восточной частям Русской равнины, в непосредственной близости к горным сооружениям, ограничивающим ее. Таковы на южной окраине Вольно-Подольская возвышенность (средняя высота 243 м) и еще более приподнятая Ставропольская возвышенность (288 м). На восточной окраине относительно высоко поднято Подуральское плато (172 м), Бугульминско-Белебеевская возвышенность (223 м), Уфимское плато и Сылвинский кряж (354 м), Тиманский кряж (192 м).

Самые низменные части Русской равнины расположены по ее северной, северо-западной и особенно южной окраинам — там, где горные хребты прерываются и края Русской платформы затоплены неглубокими морями. Таковы побережья Баренцева, Белого,

² В северной половине равнины еще точнее намечает границы возвышенностей и низменностей изогипса 150 м, близкая к средней высоте равнины. В некоторых случаях пришлось отойти от гипсометрического принципа и выделять возвышенности и низменности как крупные положительные и отрицательные формы рельефа. Например, граница возвышенности Общий Сырт (южная часть) и Прикаспийской низменности соответствует примерно изогипсе 50 м.

Таблица 3. Распределение крупных форм рельефа Русской равнины по ступеням высот

| Средняя высота, м | Количество | % от общего числа возвышенностей | Средняя высота, м | Количество | % от общего числа низменностей |
|----------------------|------------|----------------------------------|--------------------|------------|--------------------------------|
| <i>Возвышенности</i> | | | <i>Низменности</i> | | |
| Выше 300 | 2 | 3,0 | Выше 100 | 22 | 53,6 |
| От 220 до 299 | 5 | 7,5 | От 60 до 99 | 10 | 24,4 |
| 180 до 219 | 20 | 29,8 | Ниже 60 | 9 | 22,0 |
| 140 до 179 | 25 | 37,3 | | | |
| Ниже 140 | 15 | 22,4 | | | |

Балтийского морей, невысоко (до 50—70 м) поднимающиеся над уровнем моря. Однако низкие участки (средней высотой 30—70 м) на северной и северо-западной окраинах занимают сравнительно небольшие пространства, и в глубь суши такие понижения вдаются узкими языками вдоль долин рек (Северо-Двинская низменность со средней высотой 53 м, Ильменско-Ладожская низменность с высотой 63 м и др.). В противоположность северной окраине на южной окраине Русской равнины низменности занимают очень большие площади, конфигурация их не подчинена гидрографической сети, очертания приближаются к овальным. Обширностью и низкими средними высотами выделяются здесь Прикаспийская низменность, в плане представляющая собой почти правильный овал, внутри которого значительные пространства лежат ниже уровня океана (минимальная высота — 28 м, средняя высота 6 м). Значительные площади занимают также Причерноморская низменность (средняя высота 53 м) и Азово-Кубанская низменность (68 м).

Во внутренних частях Русской равнины, удаленных от горных сооружений, возвышенности не достигают столь больших высот, а низменности не столь опущены, как по ее окраинам. Так, например, средняя высота Тамбовской низменности 133 м, Приднепровской низменности 130 м, Марийской низины 118 м, Верхневолжской низины 136 м. Средние высоты возвышенностей здесь, как правило, не превышают 200 м, тогда как по окраинам равнины средние высоты обычно переходят этот высотный рубеж.

Внутренняя часть Русской равнины не однородна по характеру возвышенностей. Наиболее высокие и обширные по площади возвышенности сосредоточены в южной половине этой территории (к югу от широтного изгиба Волги). Таковы Среднерусская возвышенность (средняя высота 186 м), Приволжская возвышенность (180 м). В северной и северо-западной областях внутренней части Русской равнины возвышенности не столь высоки. Например, средняя высота возвышенности Северные Увалы всего 156 м, Сухоно-Двинской возвышенности 159 м. Даже наиболее высокие

из них не намного превышают 200 м (Валдайская возвышенность со средней высотой 203 м и др.). В северной половине внутренней части равнины возвышенности меньше по площади, чем в южной. Особенно характерны в этом отношении «гряды» (Клинско-Дмитровская, Витебско-Невельская и др.) и «островные возвышенности» (Латгальская, Видземская, Хахья, Отеця и др.).

Таким образом, во внутренней части равнины средние высоты возвышенностей колеблются обычно в пределах от 160 до 180—190 м. Средние высоты большей части низменностей заключены в пределах от 120 до 140 м. Как видно, средние уровни возвышенностей и низменностей различаются всего на 50—60 м. Например, разность средних высот Тамбовской низменности и Среднерусской возвышенности 53 м, Приднепровской низменности и Приднепровской возвышенности 52 м и т. д. Несколько большими контрастами рельефа характеризуются северо-западные районы внутренней части равнины, прилегающие к низменным побережьям северных морей. Так, разница высот Северо-Двинской низменности и Северных Увалов составляет 103 м, Валдайской возвышенности и Ильменско-Ладожской низменности — 140 м.

В направлении от центральных районов Русской равнины к ее краям разница высот смежных возвышенностей и низменностей резко увеличивается. Особенно большой контрастностью отличается рельеф южной окраины равнины. Так, например, разность средних высот Волыно-Подольской возвышенности и Причерноморской низменности равна 190 м. Средние высоты Ставропольской возвышенности и Прикаспийской низменности отличаются на 282 м. Как видно, разница высот возвышенностей и низменностей на южной окраине равнины в 2—3 раза больше, чем в северо-западной части, и в 4—5 раз больше, чем в центральной части внутренней области равнины.

Контрасты рельефа в предуральской, восточной полосе Русской равнины слабее, чем в южной — предкавказской. Особенно снижается размах рельефа на северо-востоке, где нет столь опущенных низменностей, как Прикаспийская. Так, разница средних высот Бельской низины и Сылвинского кряжа 248 м, — Тиманского кряжа и Нижнепечорской низменности — 117 м. Эти цифры в 3—4 раза больше, чем для центральных областей равнины, но примерно в 1,5 раза меньше по сравнению с ее южной окраиной.

Таким образом, по гипсометрическому положению возвышенностей и низменностей Русская равнина может быть подразделена на несколько крупных областей. В наиболее общем плане выделяются краевые и внутренние области равнины. К краевой полосе приурочены наиболее высокие возвышенности и самые низколежащие низменности, причем южная окраина характеризуется большими контрастами рельефа, чем восточная. В пределах внутренней области равнины относительно повышенными контрастами рельефа отличается северо-западный район, примыкающий к побережьям северных морей и Балтийскому щиту.

Наиболее сглаженный рельеф свойствен центральным областям равнины.

Намеченное выше путем анализа средних высот возвышенностей и низменностей подразделение Русской равнины хорошо согласуется с районированием этой территории по характеру соотношений рельефа и тектонических структур [Мещеряков, 1953]. Это показывает, что особенности гипсометрического положения крупных форм рельефа равнин отражают весьма глубокие различия в ходе развития рельефа отдельных областей Русской равнины, обусловленные неодинаковым характером проявления и взаимодействия эндогенных и экзогенных сил. В частности, большая контрастность средних высот возвышенностей и низменностей в краевых частях равнины, особенно в южной ее полосе, отражает высокую интенсивность и дифференцированность новейших тектонических движений, а также ведущую роль эндогенного фактора в образовании крупных черт рельефа.

Уменьшение контрастности рельефа, общее снижение средних высот крупных форм во внутренней части равнины говорят об уменьшении напряженности тектонических движений. В связи с этим во внутренней части равнины возрастает роль экзогенного фактора образования рельефа, особенно эрозии, о чем свидетельствуют повышение дробности расчленения поверхности, возрастание общего количества крупных форм рельефа. Так, если на юге равнины имеется 18 возвышенностей и низменностей, то на северо-западе их количество возрастает до 52.

В заключение отметим, что данные о средних высотах крупных форм рельефа Русской равнины представляются необходимым элементом геоморфологического описания этой территории. Тщательный анализ средних высот может много дать и для выяснения происхождения крупных форм рельефа, для изучения новейших тектонических движений. Полученные сведения о средних высотах отдельных возвышенностей и низменностей, а также Русской равнины в целом имеют определенное значение и для картографии. На наш взгляд, эти материалы свидетельствуют о том, что выбор в качестве «рубежной» изогипсы 200 м не позволяет с достаточной полнотой отразить особенности крупных, морфоструктурных элементов Русской равнины. Использование для этой цели изогипс, более близких к средней высоте равнины, значительно улучшило бы передачу орографии равнины на гипсометрических картах.

О ПРОИСХОЖДЕНИИ КРУПНЫХ ФОРМ
РЕЛЬЕФА РУССКОЙ РАВНИНЫ¹

В настоящее время в геоморфологии утвердилось общее представление о том, что такие крупные формы рельефа, как возвышенности и низменности Русской равнины, возникают в результате исторически развивающегося противоречивого взаимодействия эндогенных и экзогенных факторов (Герасимов, 1946а; Марков, 1948). Отдельные указания по вопросу о происхождении возвышенностей и низменностей, встречающиеся в литературе, позволяют, однако, думать, что конкретные формы взаимодействия эндогенного и экзогенного факторов в различных частях равнины не были одинаковы. Так, некоторые исследователи приходили к выводу, что ведущим фактором, обусловившим возникновение крупных неровностей рельефа Русской равнины, являются неравномерные эндогенные движения. Такая точка зрения была высказана еще Д. Н. Анучиным [1895] по отношению к возвышенностям средней России, которые произошли, по его мнению, от «пологих изгибов или вспучиваний земной коры в соответственных областях». Другие исследователи для других частей равнины отмечали важнейшую роль экзогенного фактора в образовании крупных форм рельефа. Например, по Н. Н. Соколову [1949], А. И. Яунпутницю [1934], основные черты рельефа Северо-Запада Русской равнины созданы в результате длительного действия эрозионных процессов.

Наряду с различиями в способе образования крупных форм рельефа имеются, несомненно, отличия и в возрасте, т. е. во времени возникновения отдельных возвышенностей и низменностей. При изучении вопроса о происхождении крупных форм рельефа Русской платформенной равнины чрезвычайно важно также выяснить, какие из крупных форм рельефа являются унаследованными от до-платформенной стадии развития и какие формы представляют собой образования, возникшие в ходе развития самой платформенной равнины. Однако на основании имеющихся отрывочных и на первый взгляд нередко противоречивых данных трудно составить конкретное представление о путях формирования возвышенностей и низменностей Русской равнины, об общих закономерностях их развития.

¹ Статья опубликована в Изв. АН СССР. Сер. 5. География, 1953, № 5.

Как же можно произвести оценку роли эндогенного и экзогенного факторов в процессе образования крупных форм рельефа? Известно, что в ходе взаимодействия эндогенных и экзогенных факторов создаются не только неровности рельефа, но и горные породы и формы залегания последних — геологические структуры. Поэтому, чтобы понять происхождение рельефа, надо рассматривать его не изолированно, а в связи с геологическим строением.

Такому подходу к изучению рельефа учат нас работы выдающихся ученых — А. П. Карпинского и Д. Н. Анучина, много сделавших для познания связи недр и рельефа Русской равнины. Они считали, что совершенно недостаточно изучить характер поверхности и четвертичных отложений, чтобы выяснить происхождение возвышенности или низменности. Причина возникновения крупных черт орографии, писал Д. Н. Анучин [1895], лежит глубже — и в прямом и в переносном смысле. В соответствии со взглядами А. П. Карпинского он проводил мысль о том, что при изучении крупных форм рельефа прежде всего следует обратить внимание на их внутреннее строение, выяснить соотношения между рельефом и геологическими структурами.

Ясно, что ограничиться установлением тех или иных соотношений между внутренним строением формы рельефа и ее внешними особенностями было бы недостаточно. Всякое современное явление может быть вполне понято лишь в результате изучения его истории. Но и при изучении истории рельефа мало проанализировать изменения одной топографической поверхности, и притом лишь в четвертичном периоде. Необходимо проследить историю геоморфологического развития каждой территории на достаточно длительном отрезке времени, тесно увязывая развитие форм поверхности с развитием геологической структуры.

Итак, отправным моментом в изучении крупных форм рельефа должно быть установление особенностей их внутреннего строения. Для выделения основных генетических типов крупных форм рельефа равнин важное значение имеют указания А. П. Карпинского, отметившего существование двух резко отличных в геологическом отношении типов возвышенностей. К одному типу он отнес такие возвышенности, как Донецкий и Тиманский кряжи, которые соответствуют выступам складчатых или кристаллических пород, к другому — возвышенности, сложенные пластами осадочных пород, как, например, Волыно-Подольская возвышенность и Устюрт. Оба типа резко отличаются по генезису поверхности. Поверхность пластовых возвышенностей с самого начала своего возникновения имеет равнинный характер, так как образована почти горизонтально залегающими осадочными породами, отложение которых происходило уже в платформенных условиях. Территории таких возвышенностей, как Донецкий, Тиманский кряжи, имели некогда горный рельеф, и современная поверхность рассматриваемых возвышенностей представляет собой не первично-равнинную, а выровненную (абразионно-денудационную) поверхность.

Вопрос об основных типах строения рельефа рассмотрел И. П. Герасимов [1946а]. В равнинно-платформенных областях, к числу которых принадлежит Русская равнина, главнейшими структурно-геоморфологическими образованиями, по И. П. Герасимову, следует считать: 1) остаточные сглаженные горные массивы (кряжевые возвышенности), 2) обширные низменности и 3) пластовые возвышенности и ступенчатые ландшафты.

Рассмотрим, как эти структурно-геоморфологические образования (геоморфологические структуры) размещены в пределах Русской равнины. Сопоставление гипсометрической и геологической карт показывает, что кряжевые возвышенности встречаются исключительно в краевых частях Русской равнины, неподалеку от ограничивающих ее горных сооружений. Таковы Донецкий, Тиманский кряжи, Азово-Подольская возвышенность. Для краевых частей равнины, особенно для южной окраины, характерны также обширные, низко опущенные низменности (Прикаспийская, Причерноморская, Приднепровская, Печорская). Пластовые возвышенности, встречающиеся на окраинах равнины, представляют собой высокие, значительные по площади плато.

Во внутренних частях, наиболее удаленных от ограничивающих равнину горных хребтов, кряжевые возвышенности и обширные депрессии отсутствуют. Все возвышенности, встречающиеся здесь, относятся к типу пластовых и находятся на различных стадиях эрозионного расчленения. Более южные пластовые возвышенности (Среднерусская и Приволжская) обширнее и выше, чем более северные (Северные Увалы, Силурийское плато). В частях равнины, примыкающих к Балтийскому щиту, положительные формы рельефа по большей части имеют вид относительно невысоких гряд, островных возвышенностей.

На гипсометрической карте видно также, что наиболее высокие возвышенности и самые опущенные низменности Русской равнины приурочены к краевым ее частям, особенно к южной части равнины. Во внутренних частях амплитуды высот возвышенностей и низменностей сравнительно невелики.

Краевые и внутренние части Русской платформенной равнины очень резко отличаются и по характеру движений земной коры на протяжении последних этапов геологической истории. В герцинском и альпийском этапах краевые части платформы, граничившие с Уральской и Карпатско-Крымско-Кавказской геосинклиналями, выделяются как наиболее подвижные области. Они характеризовались дробным расчленением на поднятия и прогибы и общей тенденцией к опусканию.

Внутренние части платформы выделяются, напротив, как относительно спокойные области. Движения земной коры во внутренних частях платформы были менее дифференцированными и характеризовались нарастанием тенденции к общему, сводовому поднятию.

Такого рода противоположность в развитии краевых и внутренних частей Русской равнины впервые была установлена

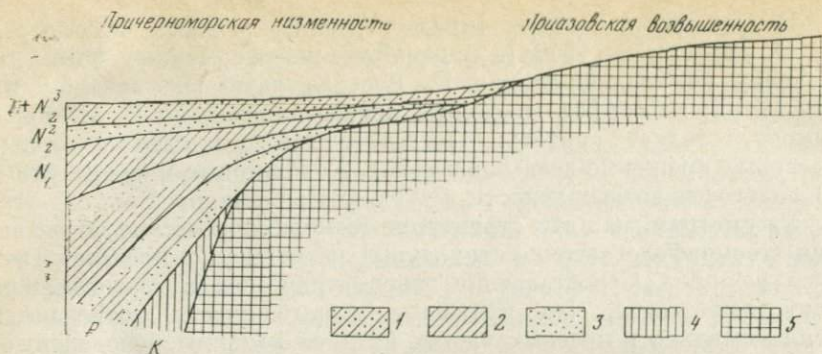


Рис. 1. Схематический разрез через Приазовскую возвышенность и Причерноморскую низменность (по А. А. Ханину, 1948)

1 — песчано-глинистые отложения; 2 — глины; 3 — пески, песчаники; 4 — мелоподобные мергели, опоки; 5 — гранито-гнейсы, кристаллические сланцы

А. П. Карпинским. Она подтверждается и современными данными [Белюсов, 1944; Ронов, 1949]. В плиоцен-четвертичном периоде указанная закономерность проявлялась в виде существенных отличий в характере эндогенных движений на юге и севере равнины, т. е. в зонах, примыкавших к молодой (альпийской) горно-складчатой области и к древнему Балтийскому щиту [Личков, 1934; Николаев, 1949; Герасимов, 1950].

Отмеченные различия в характере эндогенных движений обусловлены, возможно, различным возрастом краевых и внутренних частей Русской равнины. В самом деле, Донбасс и его продолжение на востоке, а также наиболее южная полоса Русской равнины (Причерноморье и Предкавказье) представляют собой, по всей вероятности, область более молодой складчатости, чем центральная и северо-западная ее части. Не исключено также, что Тимано-Печорская область является более молодой платформой, нежели северо-западные области равнины.

По мнению В. В. Белоусова [1948], внутренние части Русской равнины, примыкающие к Балтийскому щиту, следует считать наиболее древними равнинно-платформенными областями, вступившими в платформенный этап развития еще в архее. Этот древний «центр стабилизации» последовательно опоясан рядом более молодых равнинно-платформенных зон, образовавшихся за счет горно-складчатых поясов, которые располагались концентрически по отношению к центру стабилизации.

Естественно предположить, что намеченные выше различия в строении крупных форм рельефа краевых и внутренних частей равнины находятся в связи с различиями в характере эндогенных движений этих разновозрастных ее частей. Попытаемся теперь выяснить, хотя бы в самых общих чертах, существо этой связи.

Особенности строения и развития крупных форм рельефа в краевых частях Русской равнины. Отличительные черты строения и

развития возвышенностей и низменностей в краевых частях равнины проследим на примере Приазовской возвышенности и Причерноморской низменности. На разрезе (рис. 1) видно, что Приазовская возвышенность соответствует выступу кристаллического фундамента. Причерноморская низменность отвечает впадине фундамента, выполненной мезозойскими и кайнозойскими отложениями. В структурном отношении Приазовская возвышенность является мезо-кайнозойской антеклизой, Причерноморская низменность — синеклизой.

В частях Причерноморской низменности, удаленных от Приазовского выступа фундамента, мощные толщи меловых и третичных отложений, вскрытые бурением, представлены в основном сравнительно глубоководными фациями (мелоподобными мергелями и глинами). В направлении к Приазовской возвышенности более глубоководные отложения сменяются менее глубоководными — прибрежными, обломочными фациями, причем ряд горизонтов в этом направлении постепенно выклинивается и мощности отложений резко уменьшаются. В Приазовской возвышенности осадочные породы отсутствуют.

Такой характер изменения состава и мощностей осадков показывает, что в течение мезо-кайнозоя земная поверхность в Причерноморской низменности постоянно была гипсометрически ниже, чем в Приазовской возвышенности. Основной причиной обособления рассматриваемых орографических элементов явились, очевидно, неравномерные эндогенные движения — поднятия и опускания, проявлявшиеся сопряженно. Интенсивность этих движений была достаточно велика, и в пределах низменности скорость накопления осадков всегда несколько отставала от скорости эндогенного погружения. В пределах же возвышенности скорость размыва была меньше скорости эндогенного поднятия.

Резкое изменение мощностей осадочных пород на стыке возвышенности и низменности (см. рис. 1) отражает значительные градиенты движений. В силу этого весь материал, срезанный эрозией в области поднятия — в Приазовской возвышенности, отлагался по соседству в зонах опускания — в Причерноморской низменности.

Для рассматриваемого района весьма характерна также большая устойчивость плана распределения зон поднятия и опускания на протяжении мезо-кайнозоя. В новейшее время весь район в целом испытал поднятие. Поверхность Причерноморской низменности поднялась выше уровня моря. Однако при этом общий характер рельефа, а также размещение зон относительного поднятия и опускания нарушены не были.

Мы имеем здесь пример длительного унаследованного развития возвышенности и низменности по крайней мере с мезозоя. Возраст, время возникновения и начала развития Приазовской возвышенности и Причерноморской низменности, как крупных форм рельефа равнинно-платформенного типа, приближенно датируется временем не позднее конца палеозоя — начала мезозоя.

По своему происхождению Приазовская возвышенность и Причерноморская низменность являются «тектоническими», эндогенными формами рельефа. Для них характерны прямые соотношения со структурными формами осадочных пород. В историческом аспекте Приазовская возвышенность-антеклизид представляет собой длительно развивавшуюся и активную в новейшее время зону поднятия. Причерноморская низменность-синеклизид сопряжена с нею зоной опускания.

Сходны по строению и происхождению и большая часть других возвышенностей и низменностей на окраинах Русской равнины. По особенностям строения возвышенности-антеклизиды, встречающиеся в краевых частях Русской равнины, могут быть подразделены на три категории: 1) возвышенности-антеклизиды, поверхность которых сложена складчатыми осадочными породами (Донецкий кряж), 2) возвышенности-антеклизиды, соответствующие выходам на поверхность кристаллических пород (Тиманский кряж) и 3) возвышенности-антеклизиды, соответствующие не выходам, а лишь «подземным выступам» складчатых и кристаллических пород, перекрытых более или менее мощными толщами осадочных пород (Ставропольская возвышенность, некоторые части Украинского кристаллического массива).

Все эти геоморфологические структуры весьма древние образования, заложение которых произошло, видимо, еще в до-платформенную стадию развития. Линейная ориентировка многих возвышенностей-антеклизид, вытянутость их параллельно краю равнины, а также весьма большая длительность их развития наводят на мысль, что размещение этих геоморфологических структур в какой-то мере унаследовано от размещения структурных элементов горно-складчатой области, существовавшей ранее на месте теперешней равнины, и что, в частности, возвышенности-антеклизиды развились на основе складчатых горных хребтов-антиклинориев.

Так, Донецкая возвышенность представляет собой сглаженный остаток (крыло?) герцинской горной цепи. Тиман считается «островом» горной цепи более древнего возраста и т. д.

Глубинное строение низменностей-синеклизид сложнее, чем строение возвышенностей-антеклизид. Низменности-синеклизиды включают, кроме синклиналиных, также и глубоко погруженные антиклиналиные элементы складчатой зоны. Таков, например, предполагаемый погребенный горный кряж, лежащий на продолжении Донбасса в пределах Прикаспийской низменности [Архангельский, 1947]. Однако в целом низменности-синеклизиды представляют собой также унаследованные формы рельефа, развившиеся, вероятно, путем разрастания межгорных и предгорных прогибов.

Разрастание обширных низменностей за счет положительных элементов рельефа — одна из наиболее характерных особенностей развития молодых платформ. Эта особенность обусловлена наличием в таких платформах общей тенденции к опусканию, благо-

приятной для расширения и углубления отдельных, более частых прогибов.

Важно отметить, что положительные элементы рельефа фундамента, постепенно вовлеченные в опускания, не утрачивают своей активности. Некоторые из таких антиклинальных структур, погребенных под слабо дислоцированными толщами осадочных пород, затем вновь испытывали настолько интенсивные поднятия, что возродились в виде возвышенностей, но уже не краевых, а пластовых (Ставропольская возвышенность-антеклиза). Другие погребенные звенья молодых горных цепей отражаются в рельефе обширных низменностей в виде слабо заметных, линейно ориентированных повышений. Слабая выраженность в рельефе некоторых из таких антиклинальных структур объясняется тем, что интенсивность их поднятия незначительна по сравнению с интенсивностью общего прогибания.

Кроме возвышенностей, соответствующих поднятиям фундамента, в краевых частях равнины имеется также несколько возвышенностей, развившихся на месте глубоких прогибов фундамента. Такова, например, Волыно-Подольская возвышенность, расположенная в прогибе между Карпатами и Украинским кристаллическим массивом. Другим примером может служить, по-видимому, Устюрт. Если возвышенности-антеклизы древние, унаследованные образования, то пластовые возвышенности, подобные Волыно-Подольской, представляют собой, безусловно, крупные формы рельефа, возникшие уже в платформенную стадию развития. Образование упомянутых возвышенностей относится к самым последним моментам развития платформы — новейшему времени, так как еще в неогене на месте этих возвышенностей существовали выраженные в рельефе прогибы. Рассматриваемые возвышенности созданы новейшими поднятиями, природа которых будет рассмотрена ниже. Характерно, однако, что вследствие большой дифференцированности новейших тектонических движений на юге Русской равнины эти возвышенности в структуре новейших отложений также оформлены в виде антеклиз.

Таким образом, в краевых частях Русской равнины ведущая роль в формировании крупных элементов рельефа принадлежала неравномерным эндогенным движениям, проявившимся на фоне общих опусканий сравнительно молодой (в целом) платформенной области. Движения, сформировавшие большинство возвышенностей и низменностей, являются весьма древними, вероятно, в значительной мере унаследованными от до-платформенной стадии развития. Эти поднятия и прогибы длительно развивались и сохраняли активность и в новейшее время; они выражены не только в рельефе, но и в геологической структуре.

Особенности строения и развития крупных форм рельефа во внутренних частях Русской равнины. По своему строению и особенностям развития возвышенности и низменности во внутренних частях Русской равнины существенно отличаются от крупных форм рельефа ее окраин. Следует отметить, что крупные пласто-



Рис. 2. Схематический разрез через возвышенность Северные Увалы и Марийскую низину (по А. Д. Архангельскому, 1947)

1 — морские глинистые отложения; 2 — континентальные песчано-глинистые отложения

вые возвышенности и низменности во внутренних частях равнины не обнаруживают «прямой», закономерной связи с формами залегания осадочных толщ, с геологическими структурами. Соотношения между рельефом и структурными формами отличаются здесь в целом большей сложностью по сравнению с краевыми частями равнины.

Так, Среднерусская возвышенность включает Воронежский подземный выступ фундамента и участок южного крыла Московской синеклизы. Эта возвышенность является новейшим гетерогенным образованием, она сравнительно слабо связана с палеозойскими структурами.

Приволжская возвышенность расположена в пределах мезо-кайнозойской Ульяновско-Саратовской (Волжской) синеклизы. Возвышенность Северные Увалы сформирована в пределах широтной ветви Московской палео-мезозойской синеклизы. По своему строению эти возвышенности приближаются к типу синклинальных плато (рис. 2). Марийская низина, отделяющая Приволжскую возвышенность от Северных Увалов, возникла на месте антеклизы, отделяющей Московскую синеклизу от Ульяновско-Саратовской. Тамбовская низменность размещена на склоне Ульяновско-Саратовской синеклизы.

Таким образом, характер связи между крупными формами рельефа и геологическими структурами в рассматриваемой области приближается к обратному. Важно отметить, что сами структурные формы мезо-кайнозойских и палеозойских отложений обнаруживают здесь несоответствие со структурными элементами более древних палеозойских отложений и рельефом фундамента. Например, рассматривая строение Ульяновско-Саратовской (Волжской) синеклизы, Н. С. Шатский [1948] замечает, что она является «наложенной тектонической формой: образование этого прогиба происходило в мезозое и кайнозое по своему плану, она не унаследовала непосредственно черт строения от герцинских синеклиз и антеклиз». Известно также, что осевая зона верхнепалеозойской Московской синеклизы смещена относительно наиболее прогнутой части нижнепалеозойской впадины, вследствие чего А. А. Бакиров [1951] отмечает «резкое несоответствие регио-

нальных структурных форм нижнепалеозойских отложений структуре вышележащих девонских и каменноугольных отложений».

Приведенные данные показывают, что во внутренних частях равнины наблюдается несоответствие, вплоть до обратных соотношений, не только между формами рельефа и структурными формами верхнего комплекса отложений, но и между более молодыми и более древними (погребенными) геологическими структурами.

Наибольшей сложностью характеризуются соотношения между крупными формами рельефа и структурными формами палеозойских отложений в северо-западной части Русской равнины. Крупные формы рельефа развиты здесь в условиях моноклиналичного залегания палеозойских пород на склоне между Балтийским щитом и Московской синеклизой. Валдайская возвышенность, Силурийское плато и другие возвышенности представляют собой пластовые ступени, куэсты, не связанные с какими-либо отдельными, соразмерными им геологическими структурами палеозойских отложений. Как было установлено еще С. Н. Никитиным, расположение пластовых ступеней и уступов тесно связано здесь с литологическими особенностями пород. Повышенные элементы соответствуют выходам трудно размываемых пород (известняков); понижения рельефа выработаны среди легко размываемых песчано-глинистых отложений.

Особенности развития крупных форм рельефа во внутренних частях Русской равнины рассмотрим на примере возвышенности Северные Увалы (см. рис. 2). Историко-геологические данные показывают, что мезозойские отложения, которыми выполнена осевая часть Московской синеклизы и которыми сложены теперь наиболее высокие участки Северных Увалов, были накоплены в морском бассейне, в условиях прогибания земной коры. Следовательно, на месте теперешних Северных Увалов еще в мезозое существовала отрицательная форма рельефа. Эта впадина развивалась в течение длительного времени и была унаследована от структуры фундамента. Она представляла собой, подобно современной Причерноморской, Днепровско-Донецкой и другим низменностям, депрессию-синеклизу.

Со второй половины мелового периода осадконакопление в зоне Московской синеклизы прекращается. Область была вовлечена в поднятие, из зоны аккумуляции осадков она превратилась в зону денудации. Поскольку в осевой части Московской синеклизы отсутствуют послемеловые отложения и район этот имеет в настоящее время обращенный рельеф, можно прийти к выводу, что в конце мезозоя здесь произошло не только общее поднятие, но и перестройка эндогенных движений, выразившаяся прежде всего в том, что унаследованная структура — Московская синеклиза — утратила свою активность, ее осевая часть перестала прогибаться. Однако в районе Московской синеклизы произошло не только отмирание прежних унаследованных дифференциальных движений, но и возникновение новых, не унаследованных. Не-

унаследованные поднятия охватили не всю Московскую синеклизу, а лишь ее широтную ветвь. Именно эти поднятия сформировали возвышенность Северные Увалы.

В новейшее время дифференциальные поднятия Северных Увалов почти полностью прекратились. О том, что такие поднятия имели место, можно судить на основании ряда геоморфологических данных [Мирчик, 1933], а также сравнивая Северные Увалы со сходной по строению, но более молодой возвышенностью — Приволжской. Область Приволжской возвышенности, как известно [Николаев, 1949], с послемiocенового времени испытывает поднятие. До этого времени область современной Приволжской возвышенности испытывала опускание, в результате чего сформировалась Ульяновско-Саратовская синеклиза. Таким образом новейшее поднятие Приволжской возвышенности является не унаследованным, не связанным с раннеальпийской структурой области.

Можно высказать предположение, что Приволжская возвышенность находится на более ранней стадии того же пути развития, который прошла возвышенность Северные Увалы. Вследствие этого молодая Приволжская возвышенность, представляющая собой еще активную зону поднятия, имеет вид высокого, целостного плато. Более древние Северные Увалы, переставшие испытывать значительные дифференциальные поднятия, к новейшему времени были уже снижены и расчленены. Эрозионными останцами еще более древних плато, а также созданных не унаследованными поднятиями, являются возвышенности на северо-западе равнины [Соколов, 1949; Мещеряков, 1950].

Какого же характера движения испытывали в новейшее время область Северных Увалов, а также Северо-Запад Русской равнины, где крупные формы рельефа почти полностью утратили активность? Как видно на рис. 2, в Марийской низине отсутствуют сколько-нибудь значительные по мощности новейшие отложения, которые можно было бы рассматривать в качестве продуктов размыва Северных Увалов. Видимо, массы осадочных пород, срезанные эрозией с возвышенности Северные Увалы, отлагались не в соседних низменностях, а были вынесены за пределы рассматриваемой части Русской равнины. Столь большая ширина разноса продуктов размыва в данном случае может быть истолкована, по В. В. Белоусову [1948], как следствие малых градиентов новейших движений земной коры. Незначительными мощностями новейших отложений характеризуется и большинство других низменностей на Северо-Западе Русской равнины, что не позволяет эти низменности рассматривать в качестве новейших прогибов, а смежные возвышенности — в качестве участков относительного подъема земной коры. Очевидно, вся внутренняя часть Русской равнины в последние геологические периоды испытывала общее, сводовое воздымание. Все изменения в характере тектонических движений, приводившие к возникновению не унаследованных форм рельефа в этой области, можно рассматривать, ви-

димо, в качестве явлений, сопутствовавших развитию сводового поднятия.

В этом смысле можно считать, что в новейшее время к зоне сводового поднятия присоединилась также и область Приволжской, Среднерусской возвышенностей и Тамбовской низменности. Однако сводовое воздымание осложнялось здесь еще интенсивными дифференциальными поднятиями отдельных возвышенностей и опусканиями низменностей. Вследствие этого в Тамбовской низменности, в отличие от Марийской низины, имеются значительные по мощности толщи послемiocеновых отложений (ергенинские пески). Аналогичные отложения, вероятно, были накоплены и в Марийской низине в период ее активного прогибания (поздний мел — палеоген), но к настоящему времени эти отложения уничтожены размывом. Начало подобного процесса наблюдается и в Тамбовской низменности, где ергенинская толща уже подверглась глубокому эрозионному расчленению, что обусловлено общим поднятием местности после эпохи отложения ергенинских песков.

Итак, внутренняя, древняя область Русской равнины в процессе своего развития испытала перестройку в характере эндогенных движений. Унаследованные, связанные с первичным структурным расчленением фундамента, поднятия и опускания, запечатленные в структуре наиболее древних отложений, прекратились и утратили значение рельефообразующего фактора. В первоначальном обособлении современных крупных форм рельефа рассматриваемой области ведущую роль играли не унаследованные дифференциальные движения. Ввиду не унаследованного характера этих движений, а также вследствие длительности и сложности этого процесса отмирания унаследованных движений, во внутренней области Русской равнины наблюдаются сложные (в некоторых районах — обратные) соотношения между крупными формами рельефа и соразмерными им структурными формами различных структурных этажей.

Интенсивные не унаследованные дифференциальные движения проявляются сравнительно недолго и с течением времени сменяются общим, сводовым воздыманием платформы. На этой стадии развития рельефа в качестве ведущего фактора выступают процессы размыва, активизируемые продолжающимся сводовым поднятием.

Развитие тектонических движений и рельефа по описанному пути началось не на всей территории внутренней части Русской равнины одновременно. Раньше всего на этот путь вступили северо-западные области равнины, примыкающие к Балтийскому щиту, и позднее всего — область Среднерусской и Приволжской возвышенностей.

Об основных типах рельефообразующих тектонических движений. Изложенные данные показывают, что в последние периоды геологической истории внутренние части Русской равнины испытывали общее, сводовое воздымание и являлись, по преимущест-

ву, областью размыва. Краевые части равнины (в мезо-кайнозой главным образом южная и северо-восточная окраины) характеризовались общей тенденцией к опусканию и были в целом зонами осадконакопления.

На фоне этих движений высшего порядка, охватывавших обширные пространства, проявлялись более дробные поднятия и опускания, которые и оказывали непосредственное влияние на формирование отдельных возвышенностей и низменностей. В результате анализа строения крупных форм современного рельефа Русской равнины дробные движения, обусловившие возникновение возвышенностей и низменностей, могут быть подразделены на два типа.

1. Длительно развивавшиеся поднятия и опускания, по-видимому, унаследованные от предыдущего (доплатформенного) развития, период активности которых чрезвычайно велик и охватывает несколько тектонических этапов. В период своей активности унаследованные поднятия и прогибы выражаются как в структуре осадочного чехла и фундамента, так и в рельефе. Примеры подобных весьма древних поднятий, выраженных в структуре антеклизами, а в рельефе возвышенностями, — Приднепровская, Донецкая возвышенности, Тиман. Геоморфологические структуры (первого порядка) типа возвышенностей-антеклиз, как и смежные с ними низменности-синеклизы, приурочены исключительно к краевым частям равнины.

2. Поднятия и опускания, не унаследованные от структуры складчатого основания. Примерами крупных форм рельефа, возникших вследствие проявления не унаследованных поднятий и опусканий, являются Среднерусская возвышенность (в целом), Приволжская возвышенность, Северные Увалы, Тамбовская низменность, Марийская низина и ряд других форм рельефа, приуроченных главным образом ко внутренней части Русской равнины.

По сравнению с движениями первого типа не унаследованные поднятия и опускания более кратковременны, эпизодические. Так, если унаследованные поднятия возвышенности Донецкий кряж происходили на протяжении от позднего палеозоя до современной эпохи, то не унаследованные дифференциальные поднятия возвышенности Северные Увалы, начавшись в позднем мелу, к новейшему времени уже почти прекратились.

Возникновение не унаследованных поднятий и опусканий вызывает существенные изменения в характере рельефа, вплоть до инверсии. Однако вследствие своей кратковременности и недостаточной интенсивности не унаследованные движения не всегда приводят к качественным изменениям более консервативных геологических структур, на месте которых формируются не унаследованные, «несогласные» формы рельефа. Например, Ульяновско-Саратовская синеклиза и широтная ветвь Московской синеклизы сохранили свою синклиналичную структуру и после того, как отрицательные формы рельефа на месте этих синеклиз сменились положительными формами. Очевидно, для выявления подобных

перестроек тектонических движений нельзя ограничиваться только геологическими методами и необходимо применять структурно-геоморфологический анализ.

В связи с рассматриваемым вопросом отметим, что возвышенности и низменности, созданные не унаследованными поднятиями и опусканиями, в период своей активности получают и структурное выражение. Например, возникшая в миоцене область поднятия — Приволжская возвышенность — лишена послемiocеновых отложений и является, следовательно, новейшей аптеклизой. Сопряженная с нею область опускания, выраженная в рельефе Тамбовской низменностью, выполнена послемiocеновыми отложениями и представляет собой новейшую синеклизу.

Данные структурно-геоморфологического анализа показывают, что не унаследованные движения не только более кратковременны по сравнению с унаследованными, но, по-видимому, имеют и более ярко выраженный (во времени) колебательный характер. Так, например, смена знаков движений земной коры на протяжении мезозоя отчетливо устанавливается для территорий Приволжской возвышенности и Тамбовской низменности. Унаследованные поднятия и прогибы, напротив, отличаются чрезвычайно длительным, направленным развитием. Отмирание этих движений с течением времени вряд ли можно приписывать проявлению колебательного ритма.

По поводу закономерностей размещения унаследованных и не унаследованных поднятий и прогибов в пространстве можно заметить следующее. Унаследованные тектонические движения достаточно отчетливо, по-видимому, увязываются с размещением линейных поднятий и прогибов, обрамляющих древнюю платформенную область и обусловленных структурой складчатого основания. Что же касается не унаследованных движений, то их природа не может пока считаться выясненной. В настоящее время можно только предполагать идентичность этих движений выделенным А. П. Карпинским «волнообразным» колебаниям Русской равнины. Как известно, А. П. Карпинский показал, что в течение последних этапов геологической истории на Русской равнине имело место чередование колебаний земной коры меридионального (уральского) и широтного (кавказского) направлений. Ряд основных элементов рельефа Русской равнины создан, по-видимому, движениями именно этого типа. В самом деле, с возникновением в позднем мелу широтных «волн» может быть связано появление возвышенности Северные Увалы. Меридиональная ориентировка ряда важнейших элементов рельефа южной половины Русской равнины обусловлена колебаниями земной коры уральского направления, возникшими в период с миоцена по новейшее время включительно. Таким образом, не унаследованные движения носят колебательный характер не только во времени, но и в пространстве.

Будучи не столь длительными, как унаследованные (направленные) движения, волнообразные не унаследованные движения

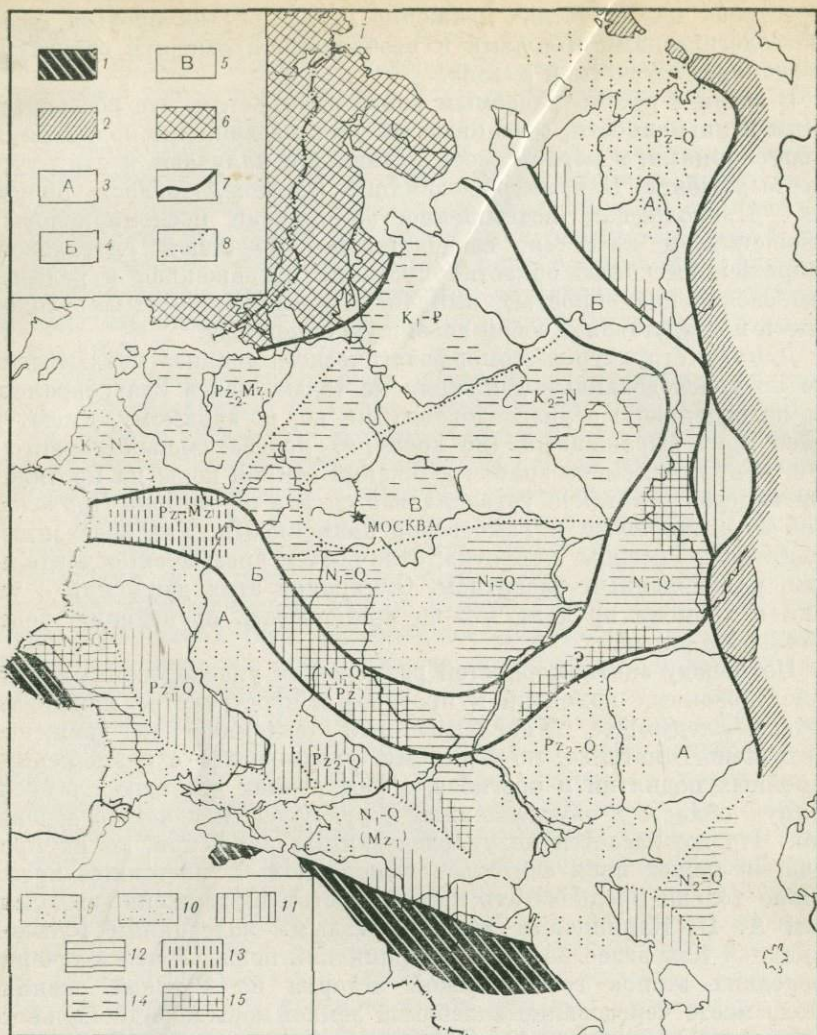


Рис. 3. Схема структурно-геоморфологического районирования Русской равнины

Горные хребты складчатых поясов: 1 — альпийского, 2 — герцинского. Структурно-геоморфологические зоны Русской равнины: 3 — краевая зона, дробно расчлененная на поднятия и прогибы (с общей тенденцией к опусканию). Выраженные в рельефе поднятия и прогибы являются активными, характерны унаследованные формы; 4 — переходная зона, испытавшая перестройку эндогенных движений в связи с вовлечением в сводовое поднятие. Встречаются как унаследованные, так и не унаследованные, как активные, так и слабоактивные поднятия и прогибы; 5 — внутренняя зона, испытавшая перестройку эндогенных движений и вовлеченная в сводовое поднятие. Выраженные в рельефе поднятия и прогибы являются не унаследованными: более молодые — активные, более древние — слабо активные или утратившие активность и денудированные; 6 — Балтийский щит; 7 — границы зон; 8 — то же, подзон с различным возрастом крупных форм современного рельефа. Индексы означают время возникновения и период активности выраженных в рельефе поднятий и прогибов платформенного типа. Индексы в скобках означают время заложения некоторых выраженных в рельефе структур. Основные, выраженные в рельефе под-

пользуются, однако, более широким распространением и захватывают разнородные структурные элементы. На примере современного рельефа Русской равнины можно видеть, что такие «волны» распространяются в пределах как платформы, так и складчатых областей. Например, в период с миоцена по новейшее время оформилась меридиональная поднятая полоса, включающая такие разнородные элементы, как Кавказ, Ставропольскую возвышенность, Ергени, главнейшие возвышенности южной половины Русской равнины — Среднерусскую и Приволжскую [Шатский, 1948].

К западу и к востоку от этой центральной поднятой полосы прослеживаются две опущенные зоны, лежащие на продолжении к северу впадин Черного и Каспийского морей. Новый меридиональный подъем к востоку от Каспийского моря выражен в рельефе полосой, включающей герцинский Уральский хребет и мезозойский кряж Мангышлак, обновленные новейшими поднятиями, а также преуральские возвышенности. В поднятия Урала и Мангышлака в новейшее время были вовлечены и части платформы, испытавшие ранее опускания и являвшиеся областями осадконакопления. Таким путем возникло не унаследованное синклинальное плато Устюрт. Симметрично расположенная Вольно-Подольская возвышенность также возникла в результате вовлечения краевого платформенного прогиба в поднятия соседней горной страны Карпат.

Независимость волнообразных колебательных движений от унаследованных, длительно развивающихся структурных элементов не является, однако, абсолютной. Из приведенного выше описания новейших меридиональных «волн» видно, что такая независимость ярче всего проявляется во внутренних частях равнины. На южной окраине меридиональные поднятия и прогибы, несомненно, предопределены древними структурами, поперечными к альпийской складчатой области, и как бы подчеркивают эти структуры (Ставропольское плато, Причерноморская, Прикаспийская впадины). В то же время древние структуры, параллельные складчатой области (восточное продолжение Донбасса, Украинский кристаллический массив), подверглись значительным деформациям в соответствии с меридиональными «волнами» и не оказали большого влияния на распределение последних.

Предложенная выше типизация тектонических движений, формирующих наиболее крупные (первого порядка) черты рельефа и структуры, находится в определенном соответствии с выводами А. П. Карпинского о тектонике территории Европейской России, сделанными им в 1919 г. По А. П. Карпинскому, тектоника

иятия и прогибы: Прогибы: 9 — унаследованные (древние) активные; 10 — не унаследованные (миоценовые), активные. Поднятия: 11 — унаследованные (древние), активные; 12 — не унаследованные (миоценовые и новейшие), активные; 13 — унаследованные (древние), не активные или слабо активные, размытые; 14 — не унаследованные (дочетвертичные), не активные или слабо активные, размытые; 15 — новейшие, в целом не унаследованные поднятия, включающие отдельные унаследованные элементы

этой территории определяется: 1) двумя большими и несколькими меньшими горстами, т. е. структурами фундамента, и их соотношениями с 2) «тангенциальными орогеническими движениями», т. е. с волнообразными колебаниями уральского или кавказского направлений.

Вопрос о подразделении движений земной коры на две основные категории — направленных и собственно колебательных движений — был в общей форме поставлен В. Е. Хаиным в работах 1938—1939 гг. На необходимость подобного подразделения новейших тектонических движений указывал И. П. Герасимов [1950]. Данные структурно-геоморфологического анализа Русской равнины свидетельствуют о большом значении такого подразделения для выяснения генезиса платформенных структур. Эти данные позволяют также конкретизировать вопросы об условиях и месте проявления унаследованных — направленных и не унаследованных — колебательных рельефообразующих движений.

Некоторые общие закономерности развития крупных форм рельефа Русской равнины. На протяжении геологической истории соотношение унаследованных и не унаследованных тектонических движений и их роль в формировании рельефа Русской равнины не оставались неизменными. Еще в начале мезозоя почти на всей территории Русской равнины (за исключением лишь области Силурийского Глинта) ощущалась общая тенденция к опусканию, и отдельные крупные формы рельефа являлись прямым отражением существовавших тогда активных геологических структур [Мещеряков, 1950]. Важнейшим структурно-геоморфологическим элементом Русской равнины в палеозое и мезозое являлась Московская впадина-синеклиза, опоясывавшая Балтийский щит. Юго-западным ограничением Московской впадины служил Воронежский массив, имевший характер линейно вытянутой кряжевой, а временами пластовой возвышенности-антеклизы.

В течение мезозоя и кайнозоя внутренние области Русской равнины постепенно утрачивали тенденцию к опусканию и вовлекались в сводовое поднятие, распространение которого вело к усилению роли не унаследованных колебаний в образовании рельефа и к отмиранию унаследованных движений как рельефообразующего фактора. Центром, откуда распространялось сводовое поднятие, являлась область Балтийского щита. На протяжении альпийского этапа поднятие захватывало все более удаленные от щита части Русской равнины. Геоморфологические данные позволяют выделить в ее пределах несколько зон, находящихся на разных стадиях этого развития.

Унаследованность крупных форм рельефа от структуры складчатого основания в настоящее время в значительной мере чувствуется лишь в краевой зоне А Русской равнины (рис. 3). Как было показано выше, наиболее типичные для этой зоны геоморфологические структуры — кряжевые возвышенности-антеклизы и обширные низменности-синеклизы — созданы унаследованными тектоническими движениями и сохраняют значительную актив-

ность в новейшее время. В наиболее южной полосе равнины основные элементы рельефа унаследованы от мезозойской [Брод, 1947] или герцинской [Муратов, 1949] структуры, севернее — заведомо от герцинской структуры (Донбасс), в Тимано-Печорской области — от структуры каледонского или позднепротерозойского возраста. Не унаследованные элементы рельефа, обусловленные новейшими колебательными движениями меридионального направления, занимают в зоне А подчиненное место. Они здесь также активны и получили уже структурное выражение.

Отмирание унаследованных движений и вовлечение участка платформы в сводовое поднятие не являются кратковременным «скачком» и обнимают длительный отрезок геологического времени. В новейшее время на таком этапе развития находится зона Б (см. рис. 3), названная переходной зоной, в которой сохраняются еще унаследованные формы рельефа, находящиеся в прямом соответствии с неровностями складчатого фундамента. Некоторые из этих унаследованных форм являются активными в новейшее время (Воронежский массив; Общий Сырт, также возможно соответствующий выступу фундамента). Другие унаследованные формы в значительной мере уже утратили активность (Мезенская низина, отвечающая северной ветви Московской синеклизы). Для зоны Б характерно, что активные унаследованные поднятия составляют части более крупных пластовых возвышенностей, созданных не унаследованными новейшими движениями и распространяющихся за ее пределы. Так, южные части Среднерусской и Приволжской возвышенностей, соответствующие выступам фундамента, отнесены к зоне Б. Северные же части этих возвышенностей, где рельеф не согласуется со структурой, отнесены к зоне В.

Внутренняя зона В (см. рис. 3) испытала перестройку тектонических движений и была вовлечена в сводовое поднятие в целом до кайнозоя. В пределах этой зоны, являющейся, по-видимому, древнейшим платформенным ядром Русской равнины, полностью отсутствуют унаследованные, согласные с геологической структурой крупные формы рельефа². Активные не унаследованные возвышенности и низменности имеются лишь в самой южной части зоны. Не унаследованная возвышенность Северные Увалы, расположенная в области, вовлеченной в сводовое поднятие к позднему мелу, характеризуется уже весьма слабой активностью в новейшее время. Районы Валдайской возвышенности и Силурийского Глинта вовлечены в сводовое поднятие, по-видимому, соответственно в раннем мелу и в палеозое. В этой наиболее древней области сводового поднятия влияние не унаследованных меридионально широтных колебаний кайнозойского времени затухает. Крупные формы рельефа здесь не только не унаследованы,

² Вопросу о соотношениях форм рельефа и структур второго порядка посвящена другая наша работа [1951б].

по и не активны. Новейшие перестройки движений, связанные с возникновением меридиональных колебаний, не имели большого рельефообразующего значения в этой части равнины. В последние геологические периоды северо-запад Русской равнины испытывал относительно равномерное сводовое поднятие, без дифференцированных поднятий и опусканий отдельных возвышенностей и низменностей, как это показано на схеме Н. И. Николаева [1949].

В третичном и четвертичном периодах в области Балтийского щита происходили значительные расколы и опускания. Возможно, что отзвуки этих качественно новых движений оказали некоторое влияние и на развитие рельефа в смежных частях платформенной равнины. Рассмотрение этого вопроса выходит, однако, за рамки настоящей статьи.

Роль экзогенных факторов в формировании рельефа молодых и древних платформ также не одинакова. В области проявления интенсивных дробных поднятий и опусканий процессы размыва и аккумуляции не оказывают заметного влияния на расположение крупных форм рельефа. Границы унаследованных краевых возвышенностей, обширных низменностей, а также не унаследованных или частично унаследованных пластовых возвышенностей обусловлены здесь эндогенным фактором. Границы форм рельефа представляют собой линии, по которым новейшие поднятия сменяются опусканиями.

В области сводового поднятия возрастает роль экзогенного фактора и процессы размыва приобретают главное значение. Особенно велика роль размыва в тех, наиболее древних областях сводового поднятия, где дифференцированные поднятия положительных форм рельефа уже прекратились или настолько ослабли, что не могут противостоять действию размыва. Ход процессов размыва и денудации в значительной мере определяется особенностями «отмерших» структурных форм, и в ходе размыва возникают сложно построенные ступенчатые ландшафты. Границы ряда пластовых возвышенностей (таких, как Силурийское плато) имеют здесь в основном эрозионное происхождение. В отличие от «тектонических» возвышенностей и низменностей на окраинах Русской равнины, соразмерные им формы рельефа на северо-западе равнины И. П. Герасимов предложил называть возвышенностями и низменностями размыва.

Итак, более молодые и более древние части Русской равнины существенно отличаются как по характеру проявления и взаимодействия эндогенного и экзогенного факторов, так и по типу строения рельефа.

Различия в характере эндогенных движений молодых и древних платформ были отмечены Н. С. Шатским, по мнению которого два фактора определяют развитие платформ: влияние структуры фундамента и влияние процессов, происходящих в соседних складчатых зонах. На молодых платформах, возникших в палеозое или мезозое, более резко выражена унаследованность платформенных структур от складчатого основания, нежели их за-

висимость от соседних складчатых зон. В дальнейшем, на более поздней стадии развития платформ закон унаследованности платформенных структур от гнейсового основания не выражен или выражен крайне слабо, и, наоборот, резко выражена зависимость образования и развития структур от развития соседних складчатых областей.

Изложенные геоморфологические данные позволяют проследить процесс отмирания унаследованных дробных движений и развития общего сводового воздымания платформы. Эти же данные показывают, что волнообразные движения, общие для платформы и складчатой зоны, наибольшее значение получают на определенном этапе развития платформы, а именно в начале вовлечения ее в сводовое воздымание. В дальнейшем, с усилением сводового поднятия, затухают дифференциальные движения и этого рода.

Основные этапы развития, намеченные выше, переживает последовательно каждая, вновь присоединившаяся к платформенной равнине область. Поэтому крупные формы рельефа платформенных равнин могут быть связаны в единый эволюционный ряд.

На эволюционную последовательность основных форм рельефа равнин в свое время указал А. П. Карпинский. Он отметил, что краевые возвышенности стоят ближе к «гористым» (т. е. горно-складчатым) местностям, чем возвышенности пластовые. Вопрос о зависимости характера рельефа от возраста платформы рассмотрен в работах И. П. Герасимова [1946а] и Н. М. Страхова [1948]. По И. П. Герасимову, морфоструктурными образованиями, свойственными молодым платформам, являются остаточные горные массивы, обширные низменности, хорошо сохранившиеся пластовые (слоевые) плато. Более древним платформенным областям свойственны сложно построенные ступенчатые ландшафты пластовых возвышенностей и равнин. Данные структурно-геоморфологического анализа Русской равнины согласуются с этой закономерностью.

О МОРФОЛОГИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЕ СЕВЕРО-ЗАПАДА РУССКОЙ РАВНИНЫ¹

Термин «морфологическая структура» предложен И. П. Герасимовым [1946а, б] для обозначения основных, существеннейших черт рельефа, возникающих в результате исторически развивающегося взаимодействия эндогенных и экзогенных факторов. Более мелкие элементы рельефа, обязанные своим происхождением главным образом экзогенным процессам, обозначаются термином «морфологическая скульптура». Такое деление форм рельефа находится в соответствии с принятым А. А. Григорьевым (1946) выделением глубинной и внешней частей геоморфологического процесса.

¹ Статья опубликована в Изв. АН СССР. Сер. геогр. и геофиз., 1950, № 5.

Крупнейшими морфоструктурными элементами или геоморфологическими структурами являются равнины и горы, связанные определенным образом с платформенными и складчатыми (геосинклинальными) областями [Герасимов, 1946а; Марков, 1948]. При детальном изучении рельефа равнинных и горных стран в их пределах следует выделять менее крупные геоморфологические структуры различных порядков, подобно тому, как это делается при геотектоническом анализе. Пример такого исследования дан И. П. Герасимовым [1946б] в статье, посвященной рельефу Казахстана. В результате совместного анализа историко-геологических и геоморфологических данных И. П. Герасимов расчленяет поверхность этой страны на исторически сложившиеся «крупные и вместе с тем совершенно целостные орографические и геологические, или, иначе говоря, морфолого-структурные элементы, хорошо видимые на всех сводных геологических и гипсометрических картах».

В настоящей статье кратко изложены некоторые предварительные результаты подобного анализа, выполненного для части Русской равнины, называемой обычно Северо-Западом РСФСР (рис. 1). В первом разделе статьи рассмотрены наиболее крупные морфоструктурные элементы этой части Русской равнины (геоморфологические структуры первого порядка). Второй раздел посвящен в основном выяснению характера соотношений между платформенными структурами второго порядка (типа валов, флексур, куполов) и современным рельефом.

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ ПЕРВОГО ПОРЯДКА

Морфоструктурными элементами первого порядка в пределах платформенных равнин естественно считать главные возвышенности и низменности. В настоящем разделе освещены три вопроса, стоявшие перед нами при изучении главных элементов рельефа Северо-Запада Русской равнины.

Первый из них — установление закономерностей строения (морфологии) этих элементов.

Второй вопрос, тесно связанный с первым, состоял в выяснении важнейших моментов истории развития современного рельефа. При анализе строения рельефа мы не считали возможным ограничиваться лишь рассмотрением морфологических особенностей топографической поверхности, а стремились установить характер взаимоотношений между основными формами рельефа и соразмерными им формами геологической структуры. При выяснении происхождения современного рельефа мы не ограничивались анализом изменений топографической поверхности, и притом лишь в четвертичном периоде, а пытались проследить историю геоморфологического развития рассматриваемой территории на достаточно длительном отрезке геологического времени, тесно увязывая развитие форм поверхности с развитием геоло-

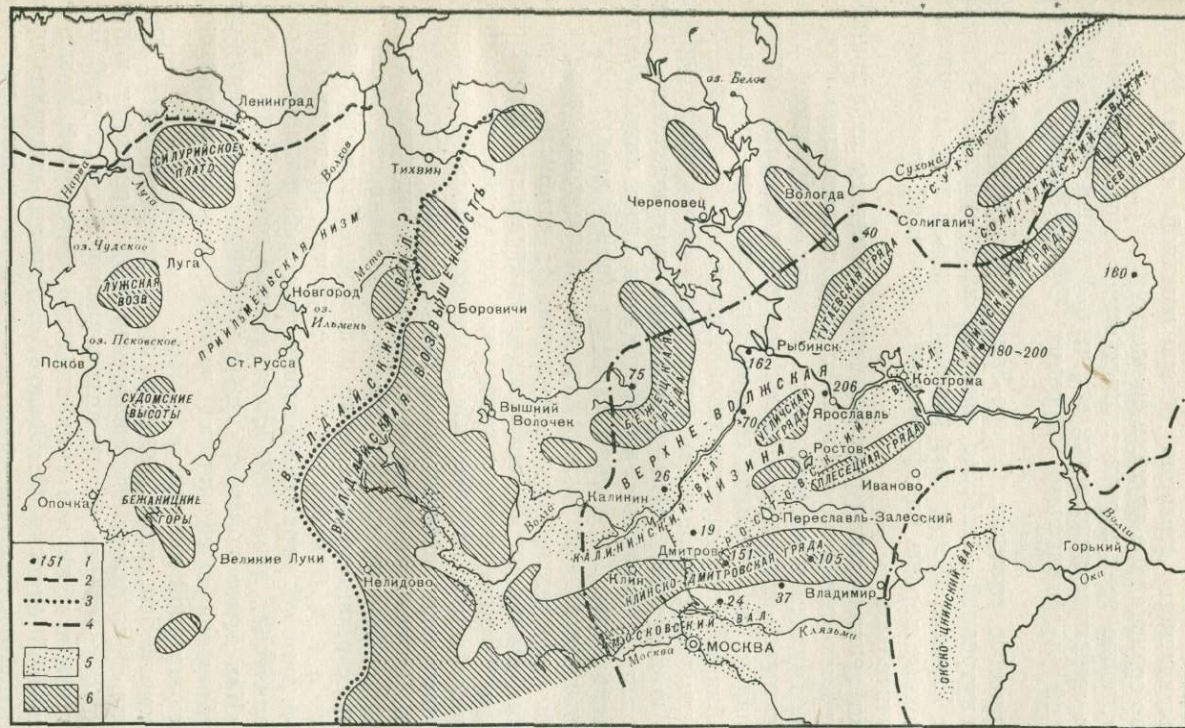


Рис. 1. Схема орографии и геологического строения.

1 — современные мощности мезозойских отложений, м; 2 — северная граница распространения силурийских отложений. Силурийский Глинт; 3 — западная граница распространения каменноугольных отложений. Карбоновый Глинт;

4 — граница распространения мезозойских отложений; 5 — зоны тектонических поднятий палеозойских пород; 6 — возвышенности современного рельефа

гической структуры. В результате такого анализа были выделены геоморфологические структуры, различные по характеру строения и по возрасту.

Наконец, третий вопрос заключался в выяснении особенностей геоморфологического строения северо-западной части Русской равнины по сравнению с другими ее частями.

Рассмотрению трех перечисленных выше вопросов предпослано краткое описание некоторых, важных, с нашей точки зрения, особенностей геологического строения Северо-Запада Русской равнины.

Геологическое строение. Северо-Запад Русской равнины относится к внутренней, наиболее древней платформенной области Восточной Европы. В пределах рассматриваемой территории развиты осадочные породы платформенных формаций от кембрия до мела включительно.

С точки зрения геоморфологии важно отметить внутреннюю неоднородность осадочных толщ по степени сопротивляемости их денудации. Труднее всего поддаются размыву карбонатные породы; сравнительно менее устойчивы песчано-глинистые отложения. В разрезе наблюдается обычно многократное чередование более устойчивых пород с менее устойчивыми.

Эту закономерность легко подметить, если рассматривать даже самые крупные стратиграфические подразделения. Так, среди отложений, выходящих на поверхность вдоль линии Ленинград — Москва (рис. 2), можно выделить (снизу вверх) следующие крупные литолого-стратиграфические комплексы, различные по степени сопротивляемости денудации: 1) глинисто-песчаные кембрийские отложения; 2) карбонатные силурийские отложения; 3) преимущественно песчано-глинистые девонские отложения; 4) преимущественно карбонатные каменноугольные отложения; 5) преимущественно песчано-глинистые пермские и мезозойские отложения. В пределах каждого из указанных крупных подразделений можно проследить более мелкую ритмичность подобного типа. Например, в целом меловые отложения более устойчивы, чем юрские и т. д. Отмеченная закономерность, представляющая собой, по-видимому, отражение сложного колебательного характера тектонических движений, имеет важное геоморфологическое значение. Как будет показано ниже, наличием этой закономерности обусловлена ступенчатость рельефа, весьма характерная для рассматриваемой области.

Особенности залегания пород в северо-западной части Русской равнины определяются положением этой территории в пределах пологого «склона» между антиклинальной структурой Балтийского щита и обширной синклинальной структурой, называемой Московской синеклизой. Осадочные породы залегают здесь не вполне горизонтально, а очень полого погружаются на юг и юго-восток, в направлении от Балтийского щита к осевой зоне Московской синеклизы. Как видно на геологической карте, в этом же направлении на поверхность последовательно выходят все

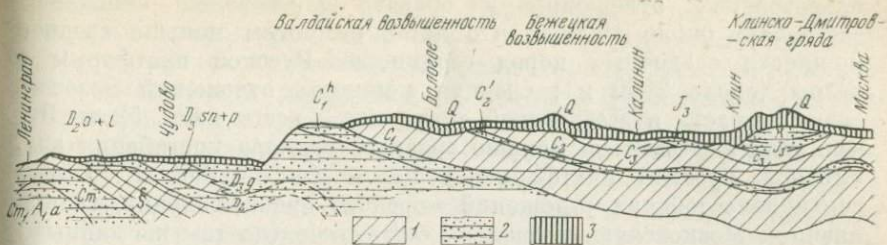


Рис. 2. Схематический разрез по линии Ленинград — Москва

1 — карбонатные комплексы; 2 — песчано-глинистые комплексы; 3 — четвертичные отложения

более молодые породы: область выхода докембрийских пород сменяется областями выходов кембрия, затем силура, девона, карбона, перми. Наконец, осевая зона Московской синеклизы выполнена мезозойскими отложениями. (Эта зона прослеживается в северо-восточном направлении по линии Москва — Ярославль — верховья Унжи и Ветлуги — возвышенность Северные Увалы [Бакиров, 1948]; в восточной части она совпадает с направлением главного водораздела Русской равнины). Некоторое осложнение в описанную простую картину вносит лишь на юго-западе рассматриваемой территории поперечный Белорусско-Литовский (Полесский) меридиональный подъем.

Отметим две важнейшие закономерности геологического строения Северо-Запада Русской равнины: 1) совпадение (разумеется, в общих чертах) осевых зон позднепалеозойского и мезозойского прогибов; 2) постепенное сокращение площадей осадконакопления более молодых отложений в направлении к осевой зоне Московской синеклизы. Обе эти закономерности могут быть подчеркнуты при изучении геологической карты, описание которой приведено выше. Кроме того, они подтверждаются и другими данными.

Характерное для северо-западной части Русской платформы совпадение разновозрастных прогибов обусловлено длительно унаследованным развитием Московской синеклизы в течение позднего палеозоя и мезозоя. Причина последовательного сокращения площадей распространения более молодых отложений в направлении к осевой зоне синеклизы лежит в постепенном затухании опусканий земной коры на протяжении указанного времени.

Выражением этого процесса наряду с сокращением площадей седиментационных бассейнов явились: 1) постепенное сокращение мощностей на протяжении позднего палеозоя и мезозоя; 2) постепенный переход вещественного состава отложений от преобладания морских карбонатных отложений в сторону преобладания морских и континентальных песчано-глинистых пород.

По подсчетам А. Б. Ронова [1949], средняя мощность верхнепалеозойских отложений в области Московской синеклизы составляет около 1500 м, что лишь немногим меньше средней мощности осадочных пород герцинской Русской платформы в целом (около 2000 м); средняя мощность отложений мезозойского возраста в Московской синеклизе — всего лишь 52 м. Эта величина значительно меньше среднего размера прогибания альпийской Русской платформы в целом (около 800 м). Объем верхнепалеозойских отложений морского происхождения, выполняющих Московскую синеклизу, составляет (по тем же данным) 71% от общего объема осадочных пород, причем объем карбонатных пород в три раза больше объема морских песчано-глинистых отложений. Незначительные по мощности мезозойские отложения представлены в рассматриваемой области почти исключительно песчано-глинистыми породами. Постепенное затухание режима опусканий в зоне Московской синеклизы наглядно представляет также график изменения скоростей погружений земной коры, составленный А. Б. Роновым (рис. 3).

Таковы основные черты современной геологической структуры Северо-Запада Русской равнины, сложившиеся еще в верхнем палеозое.

Нижнепалеозойская структура этой части Русской платформы, деформированная герцинскими и альпийскими тектоническими движениями и подвергшаяся длительной денудации в начале девонского периода и в мезо-кайнозое, в настоящее время изучена недостаточно. Имеющиеся данные позволяют предполагать, что зона наибольшего прогибания раннепалеозойской Балтийской синеклизы проходила несколько южнее Ленинграда в направлении, близком к широтному. Если это предположение верно, то необходимо признать, что осевые зоны ранне- и позднепалеозойского прогибов не совпадали ни по положению, ни по направлению. Возможно, что широтное направление геологических границ и «ортогональная» (меридионально-широтная) ориентировка большинства элементов в северной части Ленинградской области унаследованы от раннепалеозойской структуры. Однако на всей остальной части рассматриваемой территории резко преобладают северо-восточное направление геологических границ и «диагональная» (северо-восток и юго-восток) ориентировка элементов рельефа, обусловленные позднепалеозойской структурой.

Геоморфологическое строение. Основные черты геоморфологического строения Северо-Запада Русской равнины находятся в тесной связи с описанными литологическими и структурными особенностями осадочных пород. Рассмотрим прежде всего ступенчатость топографической поверхности, являющуюся одной из наиболее характерных особенностей этой области. Уже при простом сопоставлении гипсометрической и геологической карт можно обнаружить некоторые закономерные соотношения между расположением основных элементов рельефа — ступеней и уступов — и элементов геологической структуры. В литературе давно

отмечен факт совпадения уступов рельефа и геологических границ. Это явление отражено в самих названиях наиболее крупных уступов — Силурийский Глинт, Карбоновый Глинт. Указанные крупные уступы разделяют области распространения литолого-стратиграфических комплексов, резко отличающихся по степени сопротивляемости денудации. Например, Карбовым Глинтом отделены выходы на поверхность песчано-глинистых отложений позднедевонского возраста и карбонатных каменноугольных отложений. В пределах обширных ступеней, ограниченных крупными уступами, на поверхность выходят осадочные породы, литологически более однородные. Однако и здесь можно выделить уступы второго порядка, также обычно совпадающие с линиями контакта пород различного возраста и литологического состава. Например, уступ Клиско-Дмитровскдй гряды можно было бы назвать Меловым Глинтом.

Литологические особенности пород оказывают существенное влияние даже на формы рельефа высшего порядка. Так, отсутствие в рассматриваемой области теоретически мыслимых Девонского, Пермского и Юрского глинтов объясняется, очевидно, неустойчивостью соответствующих литолого-стратиграфических комплексов по отношению к размыву.

Происхождение ступенчатости рельефа обусловлено, по-видимому, длительной денудацией моноклинально залегающих осадочных толщ, внутренне неоднородных по степени сопротивляемости размыву. Отметим, что расположение основных элементов рельефа — ступеней и уступов — в плане унаследовано от структуры палеомезозойских отложений.

Соотношения между орографическими элементами и элементами геологической структуры в профиле носят совершенно иной характер, отличаясь в целом чертами обращенности. Обращенность рельефа проявляется прежде всего в том, что преобладающий наклон топографической поверхности в рассматриваемой части Русской равнины — на север и северо-запад к Балтийскому морю и Финскому заливу — прямо противоположен общему направлению падения палеозойских пород. Обращенность рельефа бросается в глаза также при сопоставлении геологической и гипсометрической карт. Так, в низменной зоне побережья Финского залива коренные породы представлены кембрийскими отложениями. Силурийские отложения, которыми сложена ступень Силурийского плато, залегают уже несколько выше. Каменноугольные отложения слагают еще более высокую ступень — Валдайскую возвышенность. Наконец, область главного водораздела сложена мезозойскими отложениями. Таким образом, по мере удаления от Балтийского щита более молодые отложения последовательно занимают все более высокие гипсометрические уровни.

Как известно, описанная последовательность в появлении на поверхности отложений различного возраста обусловлена синклинальной геологической структурой северо-западной части Русской



Рис. 3. Средняя скорость движений земной коры (в метрах за миллион лет)

1 — области Московской синеклизы;
2 — Русской платформы в целом (по А. Б. Ронову, 1949)

равнины. Однако геологически наиболее прогнутые части этой синклинальной структуры в современную эпоху оказываются гипсометрически более высокими по сравнению с геологически приподнятыми частями.

Мы приходим к выводу, что в рассматриваемой области рельеф и геологическое строение находятся во взаимной связи и составляют целостное образование, или геоморфологическую структуру. Учитывая характер существующих здесь соотношений между формами рельефа и геологическим строением, эту геоморфологическую структуру в целом можно назвать обращенной.

Для выяснения общего характера геоморфологического строения Северо-Запада Русской равнины нам пришлось отвлечься от всех более частных особенностей рельефа. Рассмотрим теперь строение отдельных возвышенностей и низменностей, входящих в описанную крупную обращенную геоморфологическую структуру в качестве ее составных частей.

Валдайская возвышенность, Приильменная низменность, Силурийское плато и другие орографические элементы, развитые в условиях моноклинального залегания палеозойских пород, могут быть определены как обращенные геоморфологические структуры типа моноклинальных возвышенностей и моноклинальных низменностей. Обособление этих структурно-морфологических элементов в значительной степени определялось литологическими свойствами палеозойских отложений, имеющих однообразное падение.

Нам уже приходилось отмечать, что возвышенность Северные Увалы, сложенная мезозойскими отложениями, приурочена к осевой, наиболее прогнутой зоне Московской синеклизы. Таким

образом, Северные Увалы представляют собою обращенную геоморфологическую структуру типа пластовой возвышенности — синеклизы. Судя по распределению мощностей мезозойских отложений (см. рис. 1), меловые и юрские породы, которыми сложена поверхность Северных Увалов, первоначально сплошной толщей заполняли пространство теперешней Верхневолжской низины. Последовавший затем размыв глубоко расчленил толщу мезозойских отложений и в некоторых местах полностью ее уничтожил. Такие возвышенности, как Клинско-Дмитровская, Галичская, являются, по-видимому, эрозионными останцами этого древнего синклинального плато. Современную Верхневолжскую низину следует рассматривать как вторичную синклинальную низменность, пережившую сложную историю развития, в ходе которой она некогда являлась частью обширной синклинальной возвышенности. Таковы основные типы геоморфологических структур рассматриваемой области.

История геоморфологического развития. Основным вопросом этого раздела является выяснение хода формирования современной геоморфологической структуры Северо-Запада Русской равнины.

Палеогеографический анализ фаций и мощностей осадочных толщ показывает, что к началу мезозоя во внутренних частях Русской равнины еще повсеместно существовали прямые соотношения между структурными формами и рельефом. Балтийский щит, Воронежская и Белорусско-Литовская антеклизы представляли собой области споса и являлись гипсометрически наиболее приподнятыми частями Русской платформы. Следовательно, названные элементы были тогда прямыми геоморфологическими структурами типа возвышенностей-антеклиз. Область Московской синеклизы представляла собой зону осадконакопления и имела вид мелководного морского бассейна или, временами, озерной (заболоченной) низменности. Очевидно, эта область являлась тогда прямой геоморфологической структурой типа низменности (депрессии)-синеклизы.

Перечисленные положительные и отрицательные элементы рельефа совпадали по своему местоположению с длительно развивавшимися зонами поднятий и опусканий (с субгеоантиклинальными и субгеосинклинальными зонами) во внутренних частях раннемезозойской Русской равнины. Массы, снесенные в зонах поднятия, отлагались по преимуществу в сопряженных зонах опускания. При этом влияние эндогенных поднятий и опусканий превосходило влияние денудации и осадконакопления, в результате чего в зонах поднятий устойчиво сохранялись положительные формы рельефа, а в зонах опусканий — отрицательные формы. Таким образом, в качестве ведущего фактора в развитии основных элементов рельефа рассматриваемой части Русской равнины в палеозое и начале мезозоя следует признать эндогенные поднятия и опускания, проявлявшиеся в сопряженных зонах и на фоне слабой общей тенденции к прогибанию.

В середине мезозоя (ранний мел) в описанной геоморфологической обстановке произошли некоторые изменения, выразившиеся в смещении области размыва к северу от Воронежского массива. Вновь образовавшаяся мезозойская антеклиза, названная В. В. Белоусовым [1944] Тульской, развилась на моноклиналином «склоне» палеозойского Воронежского массива и по характеру геоморфологического строения — моноклиналиная возвышенность. Причиной возникновения этой геоморфологической структуры послужила, несомненно, некоторая перестройка эндогенного режима, поскольку в дальнейшем Тульский район проявил себя как зона относительных поднятий, как антеклиза.

Эти основные моменты истории геоморфологического развития Тульского района в мезозое могут считаться достаточно надежно установленными по данным анализа фаций и мощностей отложений соответствующего возраста. О геоморфологической обстановке, существовавшей в то время в непосредственно интересующей нас области склона Балтийского щита, где мезозойские отложения отсутствуют, можно высказать лишь некоторые предположения. Поскольку Тульская антеклиза и Валдайская возвышенность объединяются в одну структурно-тектоническую зону, возможно, что возникновение Валдайской моноклиналиной возвышенности произошло одновременно с образованием такой же геоморфологической структуры в Тульском районе. Не считая решение вопроса окончательным, мы условно определяем возраст моноклиналиных геоморфологических структур в пределах Каменноугольно-Пермской ступени как среднемеозойский (?).

Моноклиналиные структуры в пределах Силурийско-Девонской ступени, по-видимому, еще более древние образования. На основе анализа строения рельефа в этой области К. К. Марков пришел к выводу, что «древняя система куэст-уступов начала формироваться... уже в палеозое» [1948, стр. 121]. На большую древность силурийско-девонских моноклиналиных возвышенностей указывают также их сниженность и значительная расчлененность.

Поскольку общая направленность предполагаемых домезозойской и среднемеозойской перестроек в развитии рельефа была в сторону поднятий, в сторону создания возвышенностей, эти перестройки можно рассматривать в качестве первых стадий процесса вовлечения внутренних частей Русской равнины в сводовое поднятие Балтийского щита.

В то время, когда в районах, прилегающих к Балтийскому щиту, формировались уже обращенные геоморфологические структуры, осевая зона Московской синеклизы являлась по-прежнему областью прогибания и осадконакопления и сохраняла характер синклиналиной впадины. Этот характер геоморфологического строения в общих чертах оставался неизменным, по-видимому, еще в раннем мелу — поскольку здесь были накоплены морские отложения соответствующего возраста.

Вместе с тем, целый ряд фактов свидетельствует о дочетвертичном возрасте основных черт рельефа рассматриваемой области

(например, распределение различных фаций ледниковых отложений в соответствии с крупными формами современного рельефа; наличие переуглубленных долин, выполненных ледниковыми отложениями; выклинивание флювиогляциальных отложений на склонах Клинско-Дмитровской гряды и др.). Таким образом, время формирования современной геоморфологической структуры приходится на поздний мел — палеоген — неоген.

История развития рельефа области распространения мезозойских отложений рисуется в следующем виде.

Как было отмечено, возникновение Московской синеклизы относится к палеозою. В девонском и каменноугольном периодах в этой синклинальной зоне отлагались мощные толщи преимущественно карбонатных пород. Очевидно, в эти периоды интенсивность прогибаний земной коры была достаточно велика. Влияние эндогенных опусканий превышало влияние осадконакопления. Количество терригенного материала, сносимого с соседних областей поднятия, было недостаточно для заполнения впадины рельефа в осевой зоне синеклизы. Этот дефицит не покрывался в полной мере и органогенным материалом.

Затем, в пермском периоде и мезозое ясно наметилась тенденция к смене сравнительно глубоководных карбонатных отложений менее глубоководными отложениями, прибрежными и континентальными. Параллельно с этим происходило сокращение мощностей отложений. Очевидно, в перми и мезозое прогибания земной коры в Московской синеклизе постепенно ослабевали, и скорость осадконакопления стала лишь незначительно отставать от скорости эндогенного погружения. Иными словами, компенсация погружения осадконакоплением стала осуществляться более полно, поверхность дна рассматриваемого синклинального бассейна начала испытывать подъем. К концу мезозоя осадконакопление в зоне Московской синеклизы полностью прекратилось.

В альбское время (K_{1alb}) поднятиями была захвачена северная часть Русской равнины, включающая область современных Северных Увалов. Эти поднятия были связаны с общей перестройкой эндогенного режима на территории Русской равнины, вызвавшей смену меридионального уральского направления морских бассейнов кавказским северо-западным направлением. Одним из геоморфологических проявлений указанной перестройки было, по-видимому, начало формирования синклинальной возвышенности в районе теперешних Северных Увалов. В то же время самая западная часть Московской синеклизы (район Клинско-Дмитровской гряды — Калинина) оставалась еще зоной осадконакопления и сохраняла характер отрицательной формы рельефа. Поднятие этого района, происшедшее в кампанском веке (K_2str), возможно, было обусловлено некоторым усилением и расширением поднятий соседней Тульско-Валдайской зоны. Таким образом, в формировании синклинальной возвышенности в полосе распространения мезозойских отложений намечаются два этапа, или две

фазы: альбская и кампанская. Альбско-кампанскую перестройку в развитии рельефа можно рассматривать как проявление новой стадии в развивающемся процессе вовлечения Русской платформы в сводовое поднятие Балтийского щита.

В начале кайнозоя вся рассматриваемая часть Русской равнины уже, по-видимому, представляла собой платообразную синклинальную возвышенность, испытывавшую поднятия. Возможно, что эта возвышенность на всем протяжении служила одним из главных водоразделов палеогеновой Русской равнины.

К концу палеогена поднятия в полосе распространения мезозойских отложений ослабли, и относительный перевес получили процессы размыва. В результате длительной денудации древнее синклинальное плато было значительно снижено и расчленено. Образовались останцовые возвышенности (Клинско-Дмитровская гряда) и вторичные синклинальные понижения (Верхневолжские низины). В западной своей части область потеряла значение главного водораздела Русской равнины, линия которого сместилась к Валдайской возвышенности. Некоторые преобразования рельефа (частично описанные ниже) произошли затем в четвертичном периоде, когда эта часть Русской равнины подвергалась оледенениям.

Возраст геоморфологической структуры в полосе мезозойских отложений мы определяем в целом как позднемезозойский, отмечая при этом наличие значительно более поздних изменений, вызванных экзогенными процессами.

Анализ геоморфологических структур Северо-Запада Русской равнины приводит нас к выводу о том, что на протяжении мезокайнозоя развитие рельефа этой древней платформенной области характеризовалось нарастанием качественных преобразований, к концу альпийского этапа коренным образом изменивших ее геоморфологическое строение.

Попытаемся теперь выяснить особенности проявления и взаимодействия эндогенного и экзогенного факторов в ходе формирования обращенных геоморфологических структур на Северо-Западе Русской равнины. Рассмотренные выше палеогеографические данные показывают, что северо-западная часть Русской равнины в альпийском этапе постепенно вовлекалась в поднятие. Совместно изучая геологическое и геоморфологическое строение этой части Русской равнины, мы устанавливаем, что указанное поднятие сопровождалось «отмиранием» ранее существовавших зон поднятия и опускания.

В самом деле, после вовлечения в общее поднятие соответствующей части Русской равнины, осевая зона Московской синеклизы не только перестала быть впадиной рельефа и областью аккумуляции, но превратилась в возвышенность и область денудации. Общий облик «обращенного» пластового рельефа этой области свидетельствует о прекращении активных опусканий в зоне Московской синеклизы в конце мезозоя, об отмирании субгеосинклинального режима в зоне синеклизы. Таким образом,

в рассматриваемом районе имело место не только общее поднятие, но и перестройка эндогенного режима.

Каков характер этой перестройки? Можно ли считать, что на Северо-Западе Русской равнины обращенные синклинальные и моноклинальные пластовые возвышенности являются зонами относительного поднятия, а разделяющие их низменности — зонами прогибания?

Имеющиеся данные не позволяют рассматривать происшедшую здесь перестройку эндогенного режима как простое обращение (или перераспределение) прежних климатических зон. Важнейшим фактом, указывающим на это, является отсутствие сколько-нибудь значительных по мощности отложений в низменностях на Северо-Западе Русской равнины, которые (отложения) можно было бы рассматривать в качестве отложений коррелятивных соседним пластовым возвышенностям. Очевидно, современные возвышенности и низменности на Северо-Западе Русской равнины не соответствуют зонам активного поднятия и опускания. Массы осадочных пород, срезанных эрозией с пластовых возвышенностей, отлагались не в соседних низменностях, а были вынесены за пределы рассматриваемой части Русской равнины. Столь большая ширина разноса в данном случае может быть истолкована как следствие малых градиентов движений земной коры на Северо-Западе Русской равнины в последние геологические периоды. Можно предположить, что в альпийском этапе рассматриваемая область была вовлечена в поднятие сводового характера. Таким образом, происшедшая здесь перестройка эндогенного режима может быть охарактеризована как смена более дробных эндогенных движений с общей слабой направленностью к опусканию движениями менее дробными, с общей направленностью к сводовому поднятию.

Эта перестройка эндогенного режима вызвала качественные изменения в пути развития рельефа, создала новые взаимоотношения между эндогенными и экзогенными факторами. Ведущим фактором в обособлении отдельных возвышенностей и низменностей на Северо-Западе Русской равнины были не местные поднятия и опускания, а процессы размыва, проявлявшиеся на фоне общего сводового поднятия и активизированные последним. Значительное влияние на ход экзогенных процессов оказывали здесь литологические особенности пород и формы их залегания (структурные формы), сохранившиеся в условиях сводового поднятия, но утратившие свою активность.

Признавая ведущую роль экзогенных процессов в обособлении современных орографических элементов на Северо-Западе Русской равнины, мы вместе с тем не можем отрицать и определенной роли местных поднятий и опусканий в их формировании. Как отмечено выше, палеогеографические данные четко указывают на местные поднятия, на субгеоантиклинальный режим Тульского района в мезозое. Между тем, Тульский район по своему строению в мезозое являлся обращенной геоморфологиче-

ской структурой. Этот факт наводит на мысль о возможности индивидуальных подвижек и других обращенных геоморфологических структур на фоне развивающегося сводового поднятия.

На дифференциальные движения отдельных структурно-геоморфологических элементов в северо-западной части Русской равнины, проявлявшиеся даже в новейшее время, указывают геоморфологические данные. Анализ строения речных террас позволил Г. Ф. Мирчинку еще в 1933 г. отнести западную часть Московской синеклизы к областям с преобладанием поднятий в четвертичном периоде. В новой сводной работе Н. И. Николаев, подчеркивая колебательный характер новейших движений этой области, приходит к следующим выводам по интересующему нас вопросу: «указываемое движение представляло собой сложный процесс, в котором отдельные моменты поднятий сменялись, по-видимому, некоторым погружением. При этом колебательные движения охватывали всю Подмосковную синеклизу, проявляясь в различных частях ее по-разному. В целом же за четвертичное время весь этот район относительно других смежных участков... был районом очень слабого неравномерного поднятия» [1949, стр. 169].

Тенденция к поднятию в новейшее время в центральной части Московской синеклизы подтверждается многими данными, на разборе которых мы не можем останавливаться. Однако не подлежит сомнению весьма малое отличие в интенсивности движений Северных Увалов и соседних низменностей.

Относительно новейших дифференциальных подвижек более древних обращенных геоморфологических структур, расположенных в районах, примыкающих к Балтийскому щиту, у нас нет никаких достоверных сведений. Весьма маловероятно, чтобы размещение отдельных возвышенностей (таких, как Силурийское плато) и низменностей в этих районах отражало распределение вторичных зон поднятия и опускания, проявляющихся на фоне общего сводового воздымания.

Сумма известных нам геолого-геоморфологических данных, к сожалению, весьма скудных, позволяет высказать предположение о том, что местные поднятия и опускания принимают участие в формировании положительных и отрицательных обращенных геоморфологических структур лишь на первых этапах их формирования, т. е. непосредственно после вовлечения данной области в сводовое поднятие. В дальнейшем значение таких движений резко ослабевает, и ведущая роль в формировании рельефа целиком переходит к процессам размыва.

С этой точки зрения возможные относительные поднятия района Северных Увалов в новейшем времени следует рассматривать как движения, в весьма ослабленном виде продолжающие тенденции, наметившиеся в меловом периоде и затухающие с течением времени. В районе Силурийско-Девонской ступени, вовлеченном в сводовое поднятие в более раннюю эпоху, дифференциальные подвижки обращенных геоморфологических структур прекратились, по-видимому, задолго до новейшего времени. Пере-

ставшие испытывать эндогенные поднятия древние плато к современной эпохе оказались расчлененными на отдельные невысокие островные возвышенности (типа Силурийского плато).

Здесь уместно отметить различия в характере развития геологических и геоморфологических структур Северо-Запада Русской равнины. Как установлено выше, перестройка эндогенного режима, происходившая в альпийском этапе, привела к коренному преобразованию геоморфологической структуры этой части Русской равнины. Однако та же самая перестройка не изменила качественно структурно-геологических форм рассматриваемой области. Перестройка эндогенного режима, происшедшая в альпийском этапе на Северо-Западе Русской равнины, не может быть выявлена поэтому при изучении только форм залегания пород, геологических структур. Мы заключаем, что геоморфологические структуры являются более подвижными, более отзывчивыми на изменения эндогенного режима, чем структуры геологические. Отсюда следует также, что анализ геоморфологических структур — весьма эффективный метод исследования определенного рода дислокаций в равнинно-платформенных областях.

Дополнения. Сложные структуры, приближающиеся в целом к обратным соотношениям между элементами рельефа и геологическим залеганием, наблюдаются не только на Северо-Западе Русской равнины. Такого рода соотношения характерны для всей внутренней части равнины, наиболее удаленной от ограничивающих ее горных сооружений. Рассмотрим, например, Приволжскую возвышенность. По своему местоположению эта возвышенность соответствует мезо-кайнозойской Ульяновско-Саратовской синеклизе. Однако наиболее прогнутая (геологически) часть Ульяновско-Саратовской синеклизы, сложенная с поверхности палеогеновыми отложениями, в современную эпоху гипсометрически более приподнята по сравнению с соседними областями, сложенными мезозойскими и палеозойскими отложениями (Тамбовская низменность, Марийская низина). Таким образом, Приволжская возвышенность — типичная обращенная геоморфологическая структура, определяемая как пластовая возвышенность-синеклизы. Возникновение и начало ее развития датируются миоценом. Различия в облике Приволжской возвышенности и возвышенности Северные Увалы, имеющих сходный характер строения, обусловлены главным образом лишь большей древностью Северных Увалов. В целом внутренняя часть Русской равнины может быть названа зоной обращенных геоморфологических структур. Характерно, что в этой части равнины все возвышенности являются возвышенностями пластовыми.

Краевые части Русской равнины, примыкающие к альпийским и герцинским горным сооружениям, и особенно южная окраина отличаются иным типом геоморфологического строения. Здесь, как правило, наблюдается четкая связь, прямое соответствие между крупными структурными формами и формами рельефа. Элементами рельефа, наиболее типичными для краевых частей

равнины, являются не пластовые, а кряжевые (глыбовые) возвышенности и обширные низменности. Кряжевые (глыбовые) возвышенности совпадают с альпийскими антеклизмами, низменности совпадают с синеклизмами. Все эти структурно-геоморфологические образования могут быть определены как прямые геоморфологические структуры. Примерами возвышенностей-антеклиз являются Донецкий, Тиманский кряжи, Днепровско-Донецкая возвышенность. К группе низменностей-синеклиз относятся Прикаспийская, Причерноморская, Приднепровская, Печорская низменности. Таким образом, в краевых частях Русской равнины намечается зона распространения прямых геоморфологических структур.

Намеченное здесь в самых общих чертах различие в геоморфологическом строении краевых и внутренних частей Русской равнины свидетельствует о различных условиях их развития в мезо-кайнозое. В краевых частях равнины на протяжении мезокайнозоя развитие рельефа характеризовалось по преимуществу унаследованным направлением, обусловленным, в свою очередь, устойчивостью эндогенного режима. Ведущую роль в обособлении отдельных возвышенностей и низменностей играли эндогенные поднятия и опускания, проявлявшиеся сопряженно. В историческом аспекте возвышенности-антеклизы и низменности-синеклизы представляют собой длительно развивавшиеся и активные в новейшее время субгеоантиклинальные и субгеосинклиналильные зоны. Расположение их в значительной степени унаследовано от строения складчатого основания. Так, кряжевые (глыбовые) возвышенности-антеклизы развились на основании хребтов — антиклинорий. Возникновение этих возвышенностей и низменностей связано с превращением горно-складчатых областей в молодые равнинно-платформенные области.

Во внутренней части Русской равнины на протяжении мезокайнозоя происходила коренная перестройка в ходе развития рельефа, обусловленная, в свою очередь, перестройкой эндогенного режима. Эта последняя может быть охарактеризована как постепенное вовлечение внутренних частей Русской равнины в сводовое поднятие. С усилением тенденций к общему сводовому поднятию местные поднятия и опускания затухали, и главное значение в формировании отдельных возвышенностей и низменностей приобретали процессы размыва, активизируемые сводовым поднятием. Этот процесс затухания роли местных движений (поднятий) и усиления роли размыва в формировании обращенных возвышенностей можно проследить, сопоставляя миоценовую Приволжскую возвышенность, верхнемезозойскую возвышенность Северные Увалы и палеозойский (?) Силурийский Глинт. В историческом аспекте отдельные обращенные возвышенности и низменности во внутренней части равнины являются по преимуществу формами размыва слоистых толщ, отложенных в областях, испытывавших ранее слабое общее погружение и втянутых затем в сводовое поднятие.

Поскольку есть основания предполагать, что внутренние части Русской равнины являются более древними равнинно-платформенными областями, чем краевые части, указанные различия в строении и истории развития рельефа этих частей равнины могут быть поставлены в связь с их возрастом. В таком случае прямые геоморфологические структуры следует рассматривать как формы строения рельефа, свойственные молодым платформенным равнинам; обращенные структуры — как формы, свойственные более древним равнинам. Различия между этими формами отражают две последовательные стадии развития рельефа, качественно отличные по характеру проявления и взаимодействия эндогенного и экзогенного факторов.

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ ВТОРОГО ПОРЯДКА

Пологое падение пород палеозойского возраста в сторону осевой части Московской синеклизы осложнено вторичными дислокациями. Крупнейшими из них являются «структурные уступы» — нарушения типа флексур [Архангельский, 1947]. Направление структурных уступов соответствует общему простиранию пород, крутые крылья их обращены ко внутренней части синеклизы, пологие крылья осложнены куполовидными поднятиями. Формы рельефа, выработанного в зонах этих дислокаций, отражают структурные особенности осадочных пород. Выяснение характера соотношений между структурными формами второго порядка и формами рельефа представляет определенный практический интерес. Настоящий раздел посвящен в основном изложению некоторых фактических данных и выводов, относящихся к указанному вопросу. Выводы носят предварительный характер, что обусловлено как сложностью вопроса, так и недостаточной изученностью районов дислокаций. Рассмотрение деталей морфологической структуры начнем с области, примыкающей с юга к Силурийскому Глинту.

Силурийско-Девонская ступень. Как было отмечено при обзоре геологического строения, основные элементы области выходов нижнепалеозойских пород имеют преимущественно меридионально-широтную («ортогональную») ориентировку, унаследованную, вероятно, от нижнепалеозойской структуры. Нами была сделана попытка количественно выразить отчетливо проявляющуюся закономерность в ориентировке речных долин. Для этого на листах топографической карты в различных частях рассматриваемой территории были измерены азимуты речных долин. Для области Силурийского плато и побережья Финского залива оказалось, что реки и участки их, имеющие меридионально-широтную ориентировку, составляют 46,1% от общей длины речных долин этого района (рис. 4).

Широтное направление имеет также уступ Силурийского плато. По имеющимся данным, соотношения между структурными

Рис. 4. Диаграммы распределения речных долин различных азимутов.

а — в области Силурийского Глинта; б — в центральной части Московской синеклизы. Длина каждого луча «розы» пропорциональна длине речных долин соответствующего азимута. Это видно из распределения длин речных долин различных азимутов, в % (см. табл. с. 235).

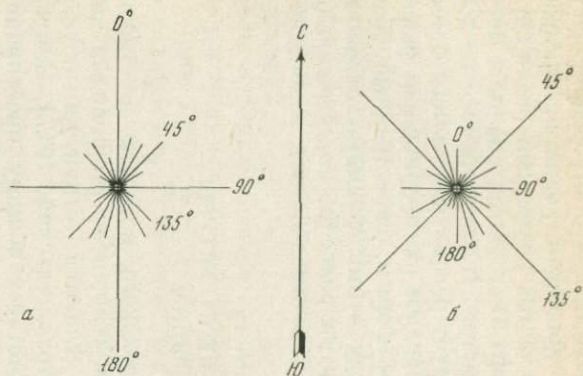
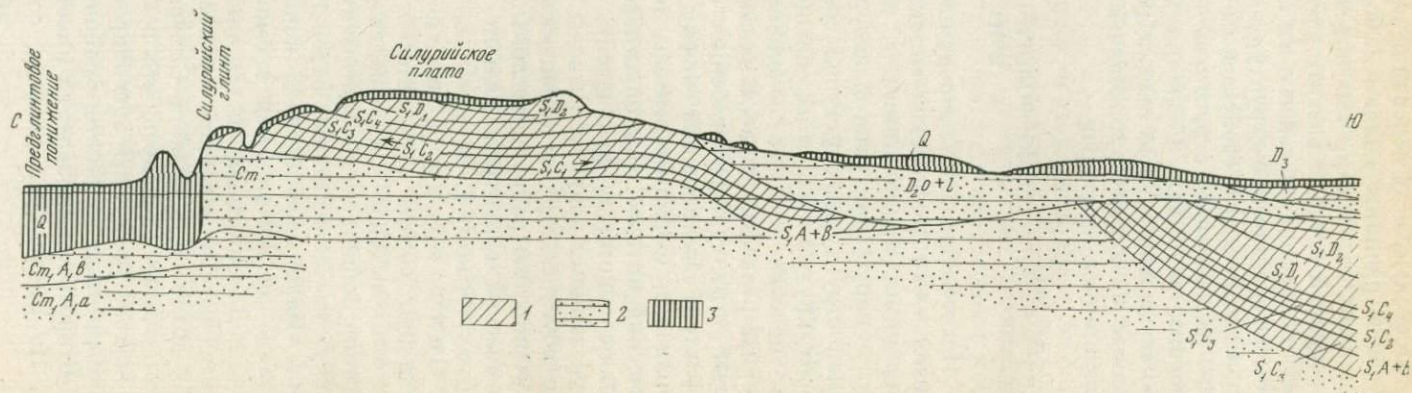


Рис. 5. Схематический разрез через Силурийское плато (составил Ф. А. Алексеев)

1 — карбонатные комплексы; 2 — песчано-глинистые комплексы; 3 — четвертичные отложения



формами второго порядка и формами рельефа в области Силурийского плато таковы. Параллельно уступу этого плато (глинту) в пониженной предглинтовой зоне расположено антиклинальное поднятие глинисто-песчаных кембрийских пород. Сводовая часть этой антиклинали, по-видимому, сложенная когда-то силурийскими известняками, в настоящее время глубоко размыва, и известняки появляются только к югу от глинта (см. рис. 2 и 5). Глинт представляет собой эрозионное образование, приуроченное к зоне сравнительно крутого падения кембро-силурийских пород на южном крыле указанной антиклинали. В области же Силурийского плато нижнепалеозойские отложения образуют синклиальный изгиб.

| Азимут | 0° | 15° | 30° | 45° | 60° | 75° |
|--|------|-----|-----|------|-----|-----|
| Область Силурийского Глинта | 28,2 | 8,4 | 8,4 | 8,8 | 4,6 | 0,9 |
| Центральная часть Московской синеклизы | 6,8 | 3,0 | 3,0 | 21,2 | 7,6 | 2,9 |

| Азимут | 90° | 105° | 120° | 135° | 150° | 165° |
|--|------|------|------|------|------|------|
| Область Силурийского Глинта | 17,9 | 1,0 | 3,1 | 7,2 | 7,2 | 7,3 |
| Центральная часть Московской синеклизы | 6,7 | 4,0 | 5,1 | 24,4 | 8,9 | 6,6 |

Понижение рельефа к югу от Силурийского плато приурочено к новому антиклинальному поднятию нижнепалеозойских пород. На профиле (см. рис. 5), составленном Ф. А. Алексеевым, [1947] видно, что свод этого антиклинального поднятия подвергся размыву. Возраст размыва антиклинали и формирования обращенного рельефа можно определить как раннедевонский (додевонский?). Понижение рельефа, возникшее в своде антиклинали, было заполнено впоследствии спокойно залегающими песчано-глинистыми ордежскими и лужскими слоями D_2O+l . Спокойное (не дислоцированное) залегание этих отложений указывает, что рост антиклинальной структуры к девонскому периоду уже прекратился.

Расположенная в этом же районе Лужско-Наровская эрозионная впадина, додевонский возраст которой установлен К. К. Марковым [1931], также приурочена к зоне тектонического подъема слоев. Таким образом, для рельефа поверхности нижнепалеозойских отложений в рассматриваемом районе характерны обратные соотношения со структурными формами этих отложений.

Последующие отложения пассивно приспособлялись к неровностям додевонского рельефа, в результате чего структура доледникового и современного рельефа в основных чертах оказалась

унаследованной от структуры, сложившейся еще в додевонское время. Этот факт был отмечен А. П. Карпинским в известной статье «К тектонике Европейской России», где он писал: «Замечательные наблюдения Н. Ф. Погребова ... над условиями залегания девонских осадков на силурийских отложениях побережья Финского залива. Наблюдения эти свидетельствуют, что долины некоторых рек существовали там уже в нижнедевонское континентальное время; они были заполнены осадками древнедевонской трансгрессии и лишь впоследствии, главным образом в послеледниковое время, проточная вода проложила себе пути по направлениям прежних долин, размывая выполнявшие их песчано-глинистые девонские породы и обходя более устойчивые нижнесилурийские известняки древних склонов этих долин. Такие «ископаемые» долины являются самыми древними, какие нам только известны, сохранившимися почти в первоначальном виде ... — удивительное явление, как и многие другие на нашей издавна «спокойной» Русской платформе» [1947].

Однако, как можно видеть на там же рис. 5, современная топографическая поверхность не является все же полным подобием эрозионной поверхности нижнепалеозойских отложений, так как неровности последней в некоторых местах скрыты под толщами девонских и четвертичных отложений. Вследствие этого соотношения между формами современного рельефа и структурными формами кембро-силурийских отложений значительно слабее и менее закономерны, чем соотношения между этими же структурами и рельефом эрозионной поверхности додевонских отложений.

Мы приходим к выводу, что в области выходов нижнего палеозоя и девона наблюдаются сложные, преимущественно обратные соотношения между структурными формами нижнепалеозойских отложений и формами современного рельефа.

Каменноугольно-Пермская ступень, а также частично и область распространения девонских отложений отличаются преимущественно «диагональной» (северо-восток и юго-восток) ориентировкой речной сети, обусловленной, вероятно, структурой верхнепалеозойских отложений. По нашим подсчетам, в пределах центральной части Московской синеклизы северо-восточное и юго-восточное направления имеют 45,6% от общей длины всех речных долин (см. рис. 4). Сопоставляя эту цифру с ранее приведенной для области Силурийского плато, мы можем оценить влияние структурных особенностей осадочной толщи на характер современного рельефа.

Рассмотрим далее соотношения между структурными формами палеозойских отложений и рельефом, наблюдающиеся в области Карбонового Глинта и к востоку от него.

Геоморфологическое строение Карбонового Глинта и Валдайской возвышенности сходно с описанным выше строением Силурийского плато. Ф. А. Алексеев указывает, что наибольшее поднятие предполагаемого здесь Валдайского вала располагается

несколько западнее Карбонового уступа, в области развития пестроцветов D_3 параллельно уступу. Материалы, говорящие в пользу такого предположения, приводят также в своей работе В. М. Сенюков, В. Г. Кноблок и П. Ф. Мосякин [1947]. Валдайская возвышенность связана, по-видимому, с синклинальным прогибом второго порядка к востоку от Валдайского вала. Напомним, что к аналогичным выводам пришли М. М. и Н. И. Толстихины [1935], исследовавшие самую северную часть Карбонового уступа.

Обратные соотношения между структурными формами палеозойских отложений и современным рельефом отмечены и в других зонах дислокаций рассматриваемого района. Так, зона Ржевско-Старицких дислокаций совпадает с низиной, в которой протекает Волга (ниже Ржева). Своды отдельных куполовидных поднятий здесь, как правило, размыты Волгой или ее притоками. Подобные соотношения наблюдаются также в зоне поднятий в районе г. Калинина, в Переславльско-Костромской зоне, в зоне Сухонского вала и т. д.

Таким образом, для описываемой территории наличие обратных соотношений между структурными формами второго порядка и современным рельефом, очевидно, является общей закономерностью.

Однако степень проявления этой общей закономерности зависит от местных условий, в частности от литологического состава пород. Влияние этого фактора на формирование рельефа весьма наглядно проявляется в зоне Сухонского вала. Поднятия пермских отложений, объединяемые под таким названием, группируются в две зоны северо-восточного направления. Одна из этих зон, называемая собственно Сухонским валом, размыта в своей наиболее приподнятой части и совпадает с долиной р. Сухоны. Другая зона (Солигаличский вал на рис. 1) расположена на водоразделе рек Сухоны, Унжи и Ветлуги. Однако полоса наибольших абсолютных высот водораздела смещена к северу от этой зоны. Таким образом, обратные соотношения между структурными формами и рельефом в Солигаличской зоне выражены слабее, чем в зоне Сухонского вала.

Литологический состав пород, слагающих на поверхности эти две зоны, не одинаков. По А. А. Бакирову [1948], толща татарских отложений подразделяется здесь на следующие литолого-стратиграфические комплексы (сверху вниз): 1) верхнетатарский подъярус P_2tat_{3-4} (северодвинская свита), в составе которого преобладают сравнительно легко размываемые песчано-глинистые породы; 2) сухонская свита P_2tat_2 , представленная сравнительно трудно размываемыми глинисто-известково-мергелистыми породами; 3) нижеустынская свита P_2tat_1 , представленная легко размываемыми глинисто-песчаными и гипсоносными породами.

В сводовой части Сухонского вала среди поля сухонской и северодвинской свит на поверхность выходят легко размываемые глинисто-песчаные гипсоносные отложения нижеустынской

свиты. В зоне Солигаличского вала размыта только верхняя неустойчивая северодвинская свита, и в настоящее время эродируются более устойчивые мергельно-глинистые известняковые отложения сухонской свиты. Этим, очевидно, объясняются различия в геоморфологическом облике Сухонской и Солигаличской зон.

Более глубокий размыв толщи татарских отложений в зоне Сухонского вала, в свою очередь, объясняется наличием здесь мощной водной артерии — р. Сухоны, сумевшей прорезать устойчивую сухонскую свиту. В области Солигаличского вала, где интенсивность эрозии меньше, размыв пошел не так далеко, и устойчивая сухонская свита еще не прорезана.

Отметим, наконец, что особенности геоморфологического строения Сухонско-Солигаличской зоны по сравнению с зоной Силурийского плато и другими, описанными выше, обусловлены сравнительной молодостью Сухонско-Солигаличских поднятий, испытывающих активные эндогенные подвижки еще в позднепермское время. Однако в новейшее время рост этих, как и всех других ранее рассмотренных поднятий, уже прекратился. Во всяком случае, интенсивность эрозионных процессов превышает интенсивность возможных унаследованных поднятий антиклинальных структур палеозойского возраста.

Меловая ступень и область распространения мезозойских отложений. Характерные черты строения рельефа в области распространения мезозойских отложений рассмотрим на примере района, расположенного между Москвой и Калининым. Основные орографические элементы этого района — Клинско-Дмитровская гряда и Приволжская низина. На возможность нахождения структурных поднятий в районе Клинско-Дмитровской гряды было указано еще И. О. Бродом и Г. И. Кругляковой. В результате исследований, произведенных в последующие годы, выяснилось, что антиклинальные поднятия палеозойских отложений приурочены здесь к понижениям современного рельефа, расположенным к северу и к югу от Клинско-Дмитровской гряды. Сама же Клинско-Дмитровская гряда, сложенная мезозойскими отложениями, отвечает зоне прогиба палеозойских отложений. Таким образом, и в этой области четко выражены обратные соотношения между структурными формами палеозойских отложений и современным рельефом. Хотя, заметим попутно, в рассматриваемом районе, в отличие от района Силурийского плато, между погребенной эрозионной поверхностью верхнепалеозойских пород и структурными формами отложений этого же возраста существуют соотношения, близкие к прямым. Обособление Клинско-Дмитровской гряды как орографического элемента следует приписать эрозионным процессам послемелового возраста, наиболее интенсивно действовавшим в зонах древних тектонических поднятий.

Рельеф поверхности коренных пород в районе Клинско-Дмитровской гряды в общих чертах сходен с современным. Однако прямое соответствие между формами дочетвертичного и совре-

менного рельефа в области распространения мезозойских отложений наблюдается не повсеместно. Например, Бежецкая гряда располагается над впадиной рельефа коренных пород. Н. А. Преображенский [1941] указывает, что Бежецкая (а также и Тутаевская) гряда возвышается над Приволжской низиной за счет верхней морены и подстилающей ее межморенной толщи. По данным того же автора, в Приволжской низине верхние горизонты ледниковых отложений смыты и появляются вновь только в пределах Клинско-Дмитровской гряды. Необходимо, следовательно, предположить энергичный послеледниковый размыв, приуроченный, подобно послемеловому, к зонам тектонических поднятий палеозойских отложений. В целом область развития мезозойских отложений следует считать послемеловой поверхностью выравнивания (в современном широком понимании этого термина), для которой характерны обратные соотношения между структурными формами палеозойских отложений и современным рельефом.

Куполовидные дислокации мезозойских отложений в рассматриваемой области изучены только в пределах Клинско-Дмитровской гряды, где выяснено несовпадение большинства палеозойских и мезозойских структур и установлены прямые соотношения между структурными формами мезозойских отложений и рельефом. Итак, на всей рассмотренной нами территории преобладают обратные соотношения между формами рельефа и проявляющимися на поверхности дислокациями палеозойских отложений.

В других частях Русской равнины установлены соотношения иного типа. В частности, в области Приволжской возвышенности, сходной по общему характеру строения с только что рассмотренной областью мезозойских отложений, преобладают прямые соотношения между структурными формами палеозойских и мезозойских отложений (в большинстве случаев согласно дислоцированным) и современным рельефом (Андреев, 1949). Вообще, как позволяют судить имеющиеся данные, Северо-Запад Русской равнины является такой областью, для которой обратные соотношения между рельефом и структурами второго порядка более типичны, чем для какой-либо другой части этой равнины.

Вопрос о закономерностях размещения различных типов соотношений между локальными структурами и рельефом в пределах Русской равнины выходит за рамки настоящей статьи. Здесь мы укажем лишь следующее.

Как отмечено В. В. Белоусовым [1948], в древних платформенных областях, к числу которых относится северо-западная часть Русской равнины, наблюдается затухание роста куполовидных структур по сравнению с более молодыми, периферическими частями платформ. Кроме того, необходимо учитывать, что древние структурные формы северо-западной части Русской равнины пережили несколько длительных периодов денудации. Эти два фактора — относительная стабильность структур и большая дли-

тельность их размыва — привели к разрушению древних структурных форм, причем особенно интенсивный размыв был приурочен к сводовым частям антиклиналей.

Что же касается Приволжской возвышенности, то сохранению в ее пределах прямых соотношений между антиклинальными структурами второго порядка и рельефом способствовали меньшая продолжительность континентального развития и, вероятно, большая эндогенная активность локальных структур.

Таким образом, современная морфологическая структура северо-западной части Русской равнины обязана своим происхождением длительной денудации в условиях геотектонической обстановки, мало благоприятной для роста платформенных структур типа валов и куполов.

О ВОЗРАСТЕ И ПРОИСХОЖДЕНИИ ТЕРРАС ЗАПАДНОЙ ДВИНЫ¹

Долина Западной Двины (Даугавы) представляет большой интерес для освещения проблем геоморфологии и палеогеографии ледниковых районов Европейской части СССР. Западная Двина является одной из основных водных артерий бассейна Балтийского моря. Заложение долины этой реки было связано с возникновением впадины Северной Балтики и относится к доледниковому времени. О древних — дочетвертичных и плейстоценовых — этапах развития долины свидетельствуют глубокие ложбины пра-Двины, обнаруженные бурением во многих пунктах. Судя по возрасту отложений, выполняющих эти ложбины, в новейшее время имело место несколько фаз углубления ложка пра-Двины, которые сменялись фазами заполнения образовавшихся ложбин ледниковыми и флювиогляциальными отложениями.

Отрывочность фактических данных не позволяет пока составить достаточно полное представление о древних этапах развития Западной Двины. В настоящем сообщении мы ограничимся поэтому анализом событий поздне- и послеледникового (голоценового) времени, когда в основном происходило формирование современной долины Западной Двины. Наличие серии четко выраженных послеледниковых террас в долине Западной Двины позволяет подробно проанализировать историю ее формирования в поздне- и послеледниковое время. Изучение морфологии долины Западной Двины, увязку стадий ее формирования с этапами отступления ледника, колебаниями уровня Балтики, тектоническими движениями проводили Х. Хаузен [Hausen, 1913], Г. Ф. Лунгерсгаузен [1933], Е. Краус [Kraus, 1928], Г. Кондрацкий [Kondracki, 1938], А. М. Жирмунский [1934, 1952], В. И. Маев-

¹ Статья написана совместно с Р. В. Федоровой и опубликована в кн.: Материалы Всесоюзного совещания по изучению четвертичного периода. М.: Изд-во АН СССР, 1961. Т. 2.

ский [1950], а в последнее время — работники Гидроэнерго-проекта и Академии наук Латвийской ССР.

Однако имеются еще существенные разногласия в вопросе о количестве террас Западной Двины и их возрастной датировке. Например, Кондрацкий выделял в долине Западной Двины (район Даугавпилс — Краслава) следующие террасы:

IV — (?) Краслава 40—50 м; III — 20 м (ниже Плявиняса — 30—40 м) — ледниковое время, врез — таяние ледника; II — 10—12 м (у Плявиняса до 18 м) — Балтийское ледниковое озеро, врез — иольдий; I — 6—8 м — анциловое — литориновое время; врез — время миа.

Г. Ф. Лунгерсгаузен для района Витебск — Полоцк выделяет только две террасы: II — 25—10 м; I — 10—11 м. Вторую террасу Г. Ф. Лунгерсгаузен считает заложенной еще в довиурмское время, но окончательное формирование ее связывает с действием флювиогляциальных потоков, образовавшихся при таянии вюрмского ледника. Первая терраса, по Г. Ф. Лунгерсгаузену, сформировалась в послеледниковое время; более точной ее датировки не дается.

Для того же Витебско-Полоцкого района В. И. Маевский дает иное количество террас и иначе их датирует: III (?) — позднеледниковая; II — 10—12 м — бореальная; I — 6 м — атлантическая.

Расхождения во взглядах на морфологию и историю развития долины Западной Двины в известной мере отражают реальные отличия в строении и развитии отдельных отрезков долины. Они объясняются также большой сложностью и неоднозначностью путей формирования различных отрезков Западной Двины в поздне- и послеледниковое время. Вместе с тем недоговоренность по некоторым основным моментам палеогеографии долины Западной Двины объясняется тем, что террасы не были прослежены по всей длине долины или хотя бы на значительном ее отрезке. Большинство исследователей ограничивалось выборочными наблюдениями на отдельных участках долины и строило свои выводы, основываясь на разрозненных данных.

Нами было выполнено профилирование террас на отрезке Западной Двины протяженностью около 700 км, от г. Велижа до устья реки. Замеры высот террас проводились в среднем через 2—4 км, максимум — через 10 км, на простых по строению участках. В качестве основной задачи мы рассматривали прослеживающие террасовых уровней и соответствующих им аккумулятивных толщ вдоль долины. На основании полученных данных непосредственно в поле строился «спектр» террас².

Количество террас, их высоты и геологическое строение на разных отрезках Западной Двины различны. Однако в пределах

² Профиль долины Западной Двины опубликован в кн.: *Современные вертикальные движения земной коры*/Под ред. И. П. Герасимова, Ю. В. Филипова [1958].

отдельных крупных участков эти показатели являются достаточно определенными, изменения их от места к месту происходят постепенно. Террасы, развитые на смежных участках, поддаются увязке.

По особенностям морфологии и строения террас долину Западной Двины ниже г. Велижа можно подразделить на следующие крупные районы: Витебские высоты, Полоцкая низина, Латгальская возвышенность, Лубанская низменность, Видземская возвышенность (район порогов), Прибалтийская низменность. Мы ограничимся в основном рассмотрением первых четырех районов.

На отрезке Велиж - Витебск прослеживаются пойма, две террасы и один озерно-ледниковый уровень. В районе Велижа I терраса высотой 10 м сложена однородной толщей серовато-желтоватого слюдястого мелкозернистого песка, с прослоями крупнозернистого песка и гальки кристаллических пород. Мощность аккумулятивной толщи террасы 4—5 м, цоколем служит морена или коренные породы (поздний девон). Следующая, II терраса также является цокольной; высота террасы 15—16 м; мощность аллювия 8—10 м.

Озерно-ледниковый уровень имеет в Велиже высоту 21 м. Он срезает толщу красно-бурой морены последнего оледенения и несет местами весьма маломощный покров ожелезненного песка или красно-бурого безвалунного суглинка.

Вниз по течению относительные высоты поймы и террас постепенно увеличиваются: I терраса на отрезке Велиж — Витебск повышается на 3 м и достигает относительной высоты 13 м. II терраса повышается на 8 м и достигает в Витебске 23 м (против 15 в Велиже).

Вследствие постепенного повышения относительных высот террас происходит изменение их «порядковых номеров». На участке крутого падения реки в районе пос. Руба (порожистый участок) уровень поймы, который выше пос. Рубы имел высоту 3—4 м, повышается до 6—7 м и переходит на положение I надпойменной террасы. Ниже этого уровня здесь же появляется новый уровень поймы. Бывшая I терраса, повысившаяся с 10 до 13 м, переходит на положение II террасы. II терраса начинает занимать положение III террасы.

На отрезке долины Западной Двины в пределах Полоцкой низины развиты пойма (5—6 м высоты) и две террасы высотой соответственно 10—11 и 20—22 м. Однако вследствие указанного выше нарастания высот террас вниз по течению было бы совершенно ошибочным на основании одного только сходства высот сопоставлять I Полоцкую террасу с I Велижской. В действительности — это разновозрастные уровни, причем I Полоцкая терраса (10—11 м) моложе I Велижской и соответствует пойменному уровню в Велиже. II Полоцкая терраса (20—22 м) отвечает I Велижской террасе (высотой 9—10 м).

По сравнению с Витебско-Велижским участком в пределах Полоцкой низины мощности аллювия террас возрастают, так что

I терраса местами целиком аккумулятивная, состав аллювия становится более тонким. В этом отношении можно говорить, например, о фациальном изменении состава отложений уровня II Полоцкой — I Велижской террасы. Если на Витебско-Велижском участке этот уровень несет покров преимущественно песчаных отложений, то в Полоцкой низине тот же уровень сложен в основном суглинистой толщей, а местами в строении данной террасы вскрывается толща ленточных глин (см. ниже описание разреза II Полоцкой террасы у пос. Кордон). Эти изменения мощности и состава аллювия связываются с изменениями рельефа бассейна, особенностями литологии размываемых пород и, возможно, особенностями новейших движений (тенденция к относительному опусканию).

Резко изменяется строение долины Западной Двины в пределах Латгальской возвышенности. Общее количество террас здесь возрастает — происходит «расщепление» террасовых уровней с увеличением относительных высот и сокращением мощности аллювия. Состав аллювия претерпевает значительные фациальные изменения. Все эти признаки, вместе взятые, позволяют высказать предположение о молодом тектоническом поднятии района Латгальской возвышенности, обусловившем деформацию высот террас и характерные изменения их геологического строения.

Прослеживание высот террас и соответствующих им аллювиальных свит позволяет следующим образом коррелировать террасы районов Полоцкой низины и Латгальской возвышенности. I Полоцкая терраса (высотой 10—11 м) расщепляется на два уровня, верхний из которых имеет в Латгалии высоту около 25 м, в районе Краславы является II террасой; нижний уровень (I террасы) в Краславе имеет высоту около 14 м. Обе террасы в районе Латгальской возвышенности с поверхности сложены весьма маломощным песчаным аллювием, а местами становятся чисто эрозионными ступенями, II Полоцкая терраса (20—22 м) также расщепляется на два уровня, отвечающие III и IV террасам в районе Краславы. Обе террасы — цокольные. Высоты их соответственно 32—35 и 40—45 м. Таким образом, амплитуда тектонической деформации II террасы равна примерно 20 м.

Указанная корреляция подтверждается прослеживанием аккумулятивных толщ террас. Особого внимания в этом отношении заслуживает обнаруженная в строении IV террасы у Краславы толща ленточных глин, литологически весьма сходных с ленточными глинами II Полоцкой террасы. Как будет показано ниже, возможность корреляции этих толщ подтверждается и данными спорово-пыльцевого анализа.

На склоне Латгальской возвышенности, по выходе долины Западной Двины в пределы Лубанской низины, верхние террасы и вышележащие уровни флювиогляциальной аккумуляции прерываются. Естественно предположить, что они были привязаны к озерно-ледниковым бассейнам в Лубанской низине.

Ниже озеро-ледникового уровня высотой 20—22 м, выработанного в морене и почти лишённого аккумулятивного чехла, в Лубанской низине прослеживаются две террасы. Первая терраса имеет высоту 10, 11—14 м. По сравнению с районом Латгальской возвышенности в Лубанской низине мощности аллювия несколько возрастают, а состав его становится вновь менее грубым. Однако обе террасы остаются докольными.

Таким образом, на всем протяжении долины Западной Двины наблюдается «расхождение» уровней террас вниз по течению. В целом «спектр» террас Западной Двины имеет вид веера, расходящегося к устью. В нижнем течении реки, на участке перепада продольного профиля реки в районе Плявиняс-Яунъелгава, появляется новый веер террас, в целом, по-видимому, более молодой, чем в среднем течении. Дополнительное осложнение вносит тектоническая деформация террас в районе Латгальской возвышенности.

Явление расхождения террас вниз по течению для долины Западной Двины уже отмечалось Г. Кондрацким [1938] и В. И. Маевским [1950]. Для смежного с Западной Двиной бассейна Ловати аналогичное явление давно отмечено И. В. Даниловским и Н. Н. Соколовым. Нарастание относительных высот террас вниз по течению и переход в том же направлении пойменных уровней на положение террас является, по-видимому, характерной чертой всех речных долин Северо-Запада Европейской части СССР. Нарастание относительных высот террасовых уровней вниз по течению реки в той или иной степени свойственно, по-видимому, многим другим речным долинам Русской равнины и должно рассматриваться как широкая закономерность развития долин. Это явление отмечено многими исследователями — как советскими (Я. С. Эдельштейн), так и зарубежными.

Указанная закономерность, отражающая главным образом регрессивный характер распространения эрозионных врезов, свойственна не только речным долинам, но еще более наглядно проявляется в строении долин временных водотоков — балок. Механическое сопоставление террас на различных участках долин, основанное лишь на сходстве их относительных высот и порядковых номеров, может привести к серьезнейшим ошибкам. Особенно важен учет расхождения террас при исследовании речных долин Северо-Запада Европейской части СССР, отличающихся большой крутизной продольного профиля, и в развитии которых, по-видимому, исключительно большую роль играла регрессивная эрозия.

Что касается другой выявленной особенности спектра террас Западной Двины — деформации террас в районе Латгальской возвышенности, то возможность такой деформации подтверждается данными повторного нивелирования. Наличие тектонического подъема Латгальской возвышенности представится также вполне закономерным, если учесть общий структурный план новейших движений территории Прибалтики. Латгальская возвышенность

входит в систему новейших поднятий Балтийской гряды [Краус, 1928]. Детальные исследования А. Б. Басаликаса [1955] показали наличие тектонического погружения террас Немана по выходе долины из пределов Балтийской гряды. В свете этих данных деформация террас Западной Двины в районе Латгальской возвышенности представляется вполне закономерной.

Хотя самые основные черты «спектра» террас Западной Двины (расходящийся веер террас, тектоническая деформация в среднем течении) представляются нам достаточно надежно установленными, конкретные особенности «спектра» требуют дальнейшего изучения и уточнения. Сюда относятся, например, количественная оценка амплитуды деформации террас, результаты корреляции террас на удаленных участках. Большая сложность, изменчивость строения долины Западной Двины делают увязку террасовых уровней весьма сложной задачей. Вследствие этого, кроме морфологического прослеживания террасовых уровней и литологического прослеживания аллювиальных свит, для увязки террас был применен спорово-пыльцевой анализ³.

Наиболее интересные данные были получены при этом из четырех разрезов — близ Полоцка (два разреза), у г. Краславы и у г. Даугавпилса.

У г. Краславы (близ с. Балтицу) IV — цокольная терраса имеет относительную высоту 40—41 м. Разрез аккумулятивной толщи террасы следующий (сверху вниз):

| | Мощность, м |
|---|-------------|
| Почвенный слой | 0,2 |
| Песок разнозернистый желтовато-серый, с галькой | 0,3 |
| Песок серый среднезернистый | 0,5 |
| Глина с прослоями песка, с пятнами ожелезнения | 2,0 |
| Ленточные глины (видимая мощность) | 2,8 |

Цоколем террасы служит красновато-бурая морена.

Спорово-пыльцевые спектры показывают большие изменения в растительном покрове окружающей местности со времени возникновения рассматриваемой террасы до современного периода. Пыльцевые спектры верхней части толщи террасы относятся к типу сосновых лесов. После некоторого перерыва (около 1,0 м с малым количеством пыльцы) появляются достаточно полные данные для ленточных глин, пыльца которых имеет свои существенные особенности: до 50% общего состава принадлежит пыльце травянистых растений и спорам, входящим в спектр почти в одинаковом количестве. Состав пыльцы древесных пород более разнообразен, чем в верхних горизонтах: здесь наряду с сосной отмечено обилие березы, ольхи и многих широколиственных пород, пыльца которых составляет до 14% суммы пыльцы всех древес-

³ Таблицы спорово-пыльцевого анализа террасовых отложений из трех разрезов (близ городов Краславы, Полоцка и Даугавпилса) здесь не приводятся. Они даны в первой публикации этой статьи. — *Прим. ред.*

ных пород. В нижнем слое ленточных глин намечается уменьшение роли пыльцы широколиственных пород и увеличение количества пыльцы ели.

В травяном покрове также происходят изменения, сокращается значение злаков и сильно возрастает значение полыней (до 47%) и лебедовых (24%), что является характерным для современных южных безлесных районов южных степей и северной полупустыни. По определениям, произведенным научным сотрудником Института географии АН СССР М. Х. Моносзон, в ленточных глинах на глубине с 4,35 до 4,37 м обнаружена пыльца некоторых лебедовых, в настоящее время произрастающих в лесостепи и степях, на гипсоносных солончаках, по глинистым засоленным сероземам и т. д. В самом нижнем слое ленточных глин обнаружена пыльца эфедры (вероятно *Ephedra distachia* L.), растения, типичного для полупустыни, современный ареал которого на севере ограничен степной зоной. По М. П. Гричук [1954], пыльца эфедры встречается за пределами современного ареала в более молодых отложениях и в межледниковых отложениях ее нет. В этом слое уменьшается количество спор плаунов, отмечается обилие спор папоротников и зеленых мхов, обнаружены споры сфагновых мхов.

Таким образом, в ленточных глинах встречается пыльца растений лесной и степной (возможно и полупустынной) зон и наряду с этим — растений водоемов и заболоченных мест, что свидетельствует о своеобразии растительности того периода, когда они отлагались. По-видимому, в районе г. Краславы существовали лесные группировки и наряду с ними имелись открытые травянистые ассоциации, близкие к тем, которые в настоящее время распространены на засоленных почвах полупустыни или на юге степной зоны.

По спорово-пыльцевым анализам не имеется каких-либо данных, позволяющих отнести отложения этого разреза к межледниковому периоду. В разрезе отсутствует или встречается в виде единичных зерен пыльца граба, также имеется сравнительно мало пыльцы орешника, что более характерно для послеледникового периода.

Сопоставляя полученные для ленточных глин спорово-пыльцевые спектры с типичными спектрами послеледниковых отложений для северо-западных районов [Нейштадт, 1955], мы нашли в них сходство, и, пользуясь этим, попытались выяснить их абсолютный возраст. В ленточных глинах нижних слоев разреза встречается пыльца орешника, начинает появляться пыльца широколиственных пород и содержится довольно много пыльцы ольхи, что типично для начала бореального периода. Однако, хотя ель в это время представлена небольшим количеством пыльцы, все же заметна тенденция к возрастанию ее роли, и, вероятно, при взятии более глубоких проб удалось бы выявить слои с максимумом ели, которые залегают, судя по типичным диаграммам [Нейштадт, 1955], ниже и относятся к субарктическому периоду.

Таким образом, возраст всей толщи высокой террасы у г. Краславы может быть отнесен к началу послеледникового времени, когда произошли некоторые улучшения климата, т. е. к древнему голоцену, абсолютный возраст которого 9500—12000 лет.

Спорово-пыльцевому анализу подверглись также образцы пород из толщи II террасы Западной Двины в районе Полоцка. Здесь, близ г. Горяны, в строении II террасы принимает участие толща ленточных глин, литологически сходная с ленточными глинами IV террасы у Краславы. Разрез II террасы у Полоцка (высотой 22—23 м) следующий (сверху вниз):

| | Мощность, м |
|--|-------------|
| Почвенный слой | 0,2 |
| Суглинок плотный столбчатый, с ожелезненными пятнами | 0,7 |
| Прослой глины коричневатой пористой | 0,1 |
| Песок мелкозернистый, серовато-желтый, тонкослоистый, слюдястый | 1,1 |
| Глина ленточная, коричневато-бурая, слегка опесчаненная | 3,3 |
| Глина ленточная, переслаивающаяся с песком мелкозернистым, слюдястым, видимая мощность | 1,3 |

Цоколем террасы служит, как и в Краславе, красновато-бурая морена.

Спорово-пыльцевые анализы показывают большое сходство между толщами ленточных глин в Краславе и Полоцке, состоящее в обилии пыльцы ольхи и березы, в присутствии орешника и в характере направленности кривых для отдельных пород. В нижнем горизонте, как и в предыдущем разрезе, отмечена пыльца эфедры, полыней, лебедовых и т. д.

Несмотря на мелкие отклонения в ходе тех или других кривых, что может зависеть от местных причин, они повторяют друг друга, за исключением того, что нижняя часть разреза у г. Полоцка содержит хорошо выраженный нижний максимум ели, имеющий важное стратиграфическое значение. Возраст этой террасы может быть отнесен к субарктическому времени (древний голоцен), к несколько более раннему его периоду в сравнении с террасой у Краславы.

Уровень, занимающий положение I террасы в районе Полоцка (с. Горяны), несет покров отложений, нижние горизонты которого не древнее максимума березы и могут быть отнесены к боральному времени (начало раннего голоцена). В средней части разреза имеется перерыв вследствие малого содержания пыльцы в отложениях. Но нижние горизонты, охарактеризованные тремя анализами, показывают увеличение пыльцы березы до 60% и полыни до 50%. Пыльцы ели немного, и никакой тенденции к ее увеличению не наблюдается.

Наиболее полно охарактеризован разрез I террасы у с. Юдовка (близ Даугавпилса) со слоем погребенного торфа. Спорово-

пыльцевые анализы показывают более молодой возраст этой террасы в сравнении с районом г. Полоцка. Здесь совершенно очевидно вырисовывается верхний максимум ели и возрастание ольхи и широколиственных пород (до 20% от суммы всей пыльцы древесных пород) книзу.

Учитывая, что максимумы пыльцы ольхи и смешанного широколиственного леса не достигают своего абсолютного значения, типичного в данном районе для суббореального периода [Нейштадт, 1955,] наиболее древнее отложение этого разреза можно отнести к началу субатлантического или к самому последнему этапу суббореального периода.

Итак, по данным спорово-пыльцевого анализа формирование террасовых уровней среднего течения Западной Двины датируется следующим образом:

II Полоцкая (IV Краславская) терраса — 22 м — начало последнего ледникового времени (древний голоцен);

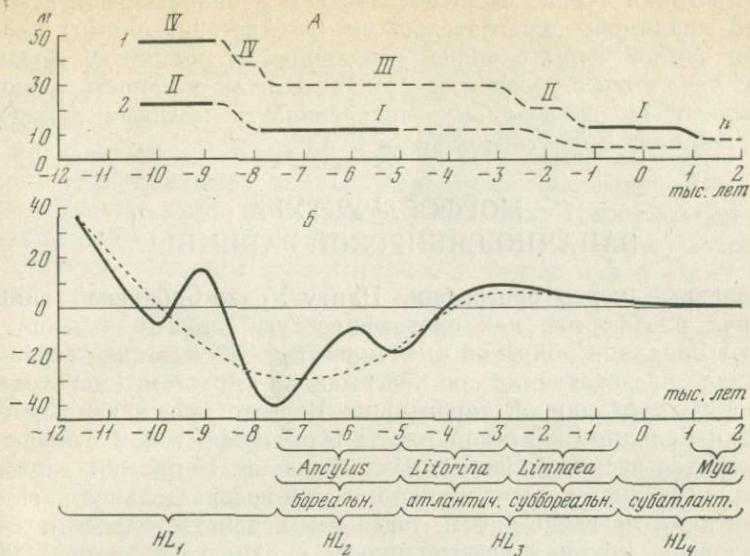
I Полоцкая терраса — 10 м — апциловое время (ранний голоцен).
Пойма района Полоцка (I Латгальская) — 6 м — суббореальное-субатлантическое время (конец среднего—поздний голоцен).

Приведенные выводы о возрасте террас, как видно, вполне согласуются с результатами проведенной корреляции террасовых уровней. Особого внимания заслуживает установление одновозрастности толщ II Полоцкой и IV Краславской террас, что подтверждает приподнятое положение террасовых уровней в пределах Латгальской возвышенности. Факт расхождения террасовых уровней вниз по течению вполне подтверждается тем, что I терраса в районе Латгальской возвышенности моложе, чем I терраса в районе Полоцка. Профилирование террас также свидетельствует о том, что это — разные уровни, причем I Латгальская терраса соответствует пойме в районе Полоцка.

Данные по возрастному расчленению террас Западной Двины представляют значительный интерес также для решения вопроса о генезисе террасовых уровней. Нам представляется, что происхождение верхних уровней (озерно-ледниковых и флювиогляциальных) и аллювиальных террас не связано с одними и теми же причинами.

Как было установлено еще Хаузенем, важное значение для развития долины Западной Двины в позднеледниковое время имело постепенное отступление ледникового покрова и снижение уровня приледниковых бассейнов. Этот вывод вполне подтверждается тем, что высокие уровни среднего течения Западной Двины являются «висячими» — они опираются на разновозрастные уровни древних приледниковых водоемов.

Что касается послеледникового времени, то большинство исследователей склонно думать, что в этот период решающим фактором развития долины Западной Двины стали колебания уровня Балтики. Чтобы объективно оценить их роль в развитии долины Западной Двины, была построена кривая чередования фаз



А — кривые чередования фаз аккумуляции и эрозии в долине Западной Двины:

1 — для района Даугавпилс — Краслава; 2 — то же, Полоцка. I—IV — надпойменные террасы; п — пойма.

Б. — кривая колебаний уровня Балтики в голоцене

аккумуляции и врезания в среднем течении Западной Двины в голоцене (рисунок). По оси абсцисс откладывалось (в тысячах лет) абсолютное время (по М. И. Нейштадту), по оси ординат — высоты террас и уступов. Кривая позволяет судить о том, в какой момент истории голоцена в долине имели место фазы планации и когда происходило врезание. Кривые построены для двух районов: района Полоцка и района Даугавпилс — Краслава.

Под кривой чередования фаз врезания и аккумуляции, в той же шкале абсолютного времени построена кривая колебаний уровня Балтики, по данным В. К. Гуделиса. Сопоставление кривых позволяет проследить связь между изменениями уровня Балтики и чередованием фаз эрозии и аккумуляции в долине Западной Двины. Наиболее значительное врезание в долине отчетливо связывается с быстрым спадом уровня древних приледниковых бассейнов и иольдиевого моря (до отметки 40 м). Другая фаза врезания связана со спадом уровня Балтики в послелиторинное время. Эта фаза проявилась слабее в среднем и сильнее — в нижнем (ниже Плявиняса) течении Западной Двины. Большая роль колебаний главного базиса эрозии в развитии долины Западной Двины представляется специфической особенностью области Прибалтики, тесно связанной с Балтийским морем. Не исключено, что изменения положения базиса эрозии и процессы

формирования террас были обусловлены в значительной степени общей причиной — колебательными (эпейрогеническими) движениями земной коры с общей тенденцией к поднятию. Большое число террасовых уровней и незначительная мощность аллювия указывают на повышенную интенсивность молодых движений Северо-Запада Европейской части СССР.

МОРФОСТРУКТУРА ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ РАВНИНЫ¹

Основные черты орографии. Плиту Урало-Сибирской эпигерцинской платформы, как орографическую единицу, обычно называют Западно-Сибирской низменностью. Это название отражает прежние представления о чрезвычайно простом, монотонном облике рельефа данной территории. В свете новых данных территория Западно-Сибирской плиты в орографическом отношении оказывается весьма сложной, разнообразной. Например, верховья р. Таз рисовались раньше в виде плоской водораздельной равнины с отметками не выше 150 м, тогда как в действительности здесь расположена крупная возвышенность с отметками свыше 200—220 м (до 285 м), с густым и глубоким эрозионным расчленением. В свете этих новых фактов правильнее называть данную территорию Западно-Сибирской равниной².

Подобно другим равнинным странам, Западно-Сибирская равнина распадается на ряд самостоятельных низменностей и возвышенностей (Ханты-Мансийская, Барабинская низменности; возвышенности Верхнетазовская, Сибирские Увалы и др.). По занимаемой площади и амплитудам высот эти крупные формы рельефа вполне соизмеримы, например, с возвышенностями и низменностями Русской равнины. Западно-Сибирская равнина имеет, в самом общем плане, вогнутую форму: вдоль ее окраин тянутся возвышенности, снижающиеся к центральным частям, где сосредоточены все наиболее крупные низменности. В этом смысле краевая полоса равнины, включающая возвышенности Северо-Сосьвинскую, Зауральскую, Ишимскую, Приобское и Чулымо-Енисейское плато, Вах-Кетскую, Верхне- и Среднетазовскую, Танамскую возвышенности, может быть противопоставлена внутренней зоне равнины, где расположены такие крупные низменности, как Ханты-Мансийская, Сургутская, Среднеобская, Усть-Обская, Хеттская, Пурская, Барабинская, Кулундинская.

Этот простой орографический план осложнен наличием нескольких гряд возвышенностей, пересекающих центральную, относительно пониженную часть Западно-Сибирской равнины. Своеобразную орографическую ось равнины составляет возвышенная

¹ Статья опубликована в Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1962, № 3.

² В 1968 г. Межведомственной Комиссией по географическим названиям при Главном управлении геодезии и картографии Совета Министров СССР утверждено название «Западно-Сибирская равнина». — *Прим. ред.*

полоса Сибирских Увалов, тянущаяся в широтном направлении от Урала до Енисея; она включает возвышенности Люлимвор, Кондинскую, Нумтовскую, Верхнетазовскую. Сибирские Увалы делят Западно-Сибирскую равнину на две части: южную и северную. Параллельную Сибирским Увалам возвышенную полосу составляет расположенная южнее Васюганская возвышенность вместе с продолжающими ее к западу и к востоку Ишимско-Иртышской наклонной равниной и Чулымо-Енисейским плато. К северу от Сибирских Увалов господствующее значение приобретают орографические элементы иного, субмеридионального направления (Надымская, Юрибейская возвышенности, Хеттская низменность, Среднетазовская, Полуйская возвышенности). Следует отметить, что крупные элементы рельефа меридионального и близкого к нему север-северо-западного направления встречаются и в южной половине равнины. Такую ориентировку имеют Демьянские увалы и Тургайско-Тобольская ложбина; можно говорить, по-видимому, о север-северо-западных «осях» Приобского плато, Салаирского кряжа и пониженной полосы Барабинских и Кулундинских степей.

В целом орографический план Западно-Сибирской равнины дает отчетливую картину наложения двух систем возвышенностей и низменностей — субмеридиональной и субширотной. На основании анализа гипсометрии поверхности представляется возможным наметить систему полос возвышенностей и низменностей, пересекающих Западно-Сибирскую равнину в двух взаимно перекрывающихся направлениях (рисунок). Как будет показано ниже, эта особенность орографии отражает закономерности тектонических деформаций земной поверхности.

Морфоструктуры первого порядка. Для выяснения вопросов о происхождении крупных форм рельефа Западно-Сибирской равнины используем метод структурно-геоморфологического (морфоструктурного) анализа. Рассмотрим соотношения между крупными (первого порядка) орографическими элементами и соразмерными им геоструктурами. Состояние изученности не дает пока возможности выяснить эти соотношения с одинаковой четкостью для всей рассматриваемой территории. Однако и сейчас уже ясно, что связь между рельефом и геологическим строением Западно-Сибирской плиты далеко не столь проста, как это казалось на первых этапах ее изучения. Безусловно, очень большое место в строении данной территории принадлежит прямым морфоструктурам. Таковы низменности-синеклизы — Барабинская, соответствующая Омской тектонической впадине, Ханты-Мансийская, соответствующая впадине того же названия [Ростовцев, 1958; Гулари, 1959; Казаринов и др., 1960]. Крупные возвышенности Люлимвор, Верхнетазовская соответствуют пологим антиклинальным поднятиям рельефообразующих слоев, которые отвечают поднятым блокам фундамента. Они могут быть отнесены к возвышенностям-антеклизам. Характерным элементом морфоструктуры краевой полосы Западно-Сибирской плиты являются прямые

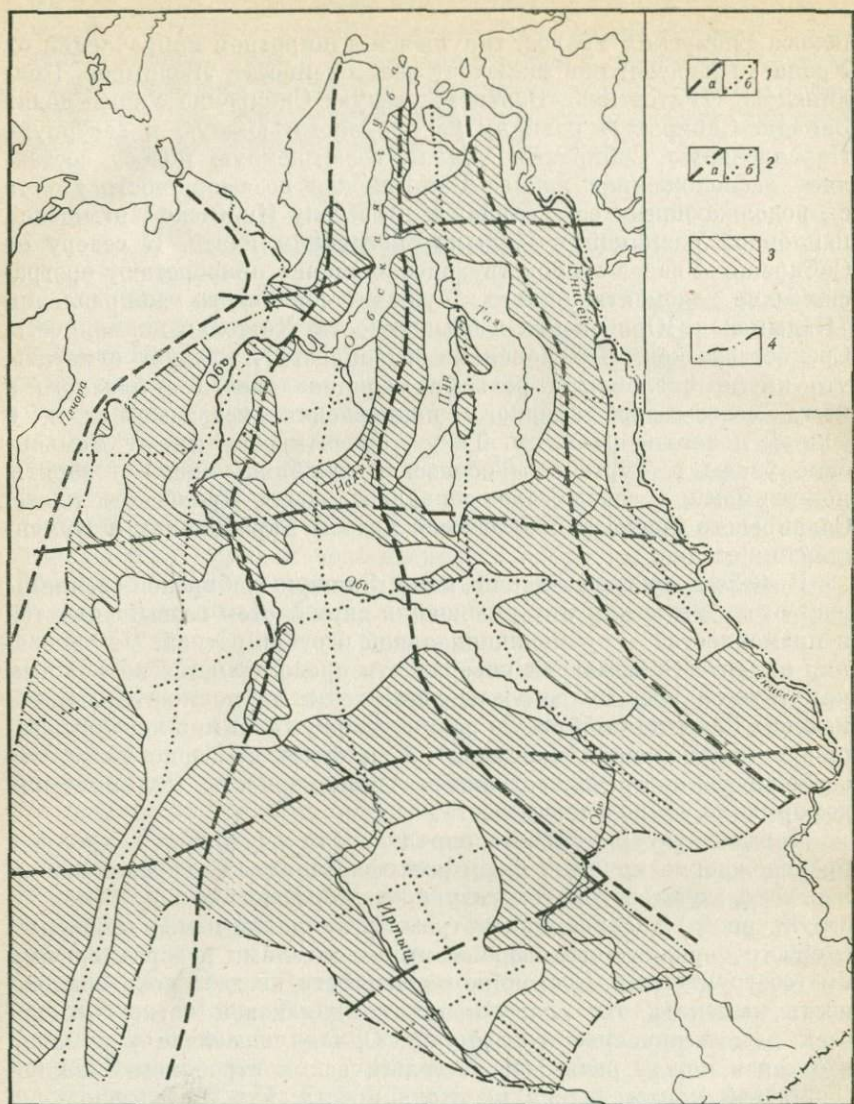


Рис. 1. Система орографически выраженных поднятий и прогибов Западно-Сибирской равнины

1 — поднятия (а) и прогибы (б) субмеридионального направления; 2 — то же, субширотного направления; 3 — возвышенности и наклонные равнины; 4 — границы Западно-Сибирской равнины

моноклиналиные морфоструктуры — наклонные равнины, общее понижение топографической поверхности в пределах которых соответствует погружению фундамента к центральным частям плиты (Павлодарская, Тобольско-Тавдинская наклонные равнины).

Широкое распространение прямых морфоструктур в пределах Западной Сибири отражает большую унаследованность развития осадочного чехла, свойственную молодым платформам. Многие блоки фундамента Западно-Сибирской плиты сохраняли свое относительно поднятое или опущенное положение в течение всего мезо-кайнозоя; эти движения, нашедшие отражение в крупных чертах рельефа, продолжают и в современную эпоху. Западная Сибирь пока еще пересечена сравнительно редкими линиями повторного нивелирования, и составить карту современных тектонических движений этой территории нельзя. Однако анализ результатов повторного нивелирования по отдельным профилям дает интересные указания на продолжающееся развитие отдельных структур фундамента. Так, по линии повторного нивелирования Челябинск-Курган [Филькин, 1961] отчетливо установлено современное опускание зоны Челябинского грабена и воздымание так называемого Юргамышского поднятия (на Тоболо-Миасском водоразделе).

Унаследованность не является, однако, безраздельно господствующей тенденцией в развитии морфоструктуры Западной Сибири. Наряду с прямыми морфоструктурами в строении рельефа Западно-Сибирской равнины участвуют и несогласные (обращенные) морфоструктуры. Примером служит Васюганская возвышенность (плато). Выходы третичных отложений в области плато дали возможность говорить о Васюганском вале широтного направления [Покрасс, 1952 и др.]. Однако это пологое тектоническое поднятие (антеклиза) образовано, по-видимому, лишь слоями не древнее палеогеновых-верхнемеловых. Нижние горизонты мезозойских отложений и поверхность фундамента под Васюганским валом сильно прогнуты. Васюганский вал, таким образом, затухает с глубиной [Ростовцев, 1958; Гурари, 1959].

Эту сложно построенную морфоструктуру можно определить как возвышенность-антеклизу, сформированную в пределах синеклизы. В развитии структуры Васюганской зоны намечаются два основных этапа. Первый этап — юрско-раннемеловой — характеризовался интенсивным прогибанием. К концу этапа нисходящие движения замедлились, а затем произошла инверсия тектонического режима. В течение второго этапа — позднемелового-кайнозойского — область испытывала поднятие. Линзообразное (в разрезе) строение Васюганской зоны свидетельствует, что амплитуда поднятия второго этапа оказалась меньше амплитуды ранее существовавшего прогиба [Гурари, 1959].

Сложной, несогласной морфоструктурой характеризуется Чулымо-Енисейское плато. Оно отвечает глубокому прогибу фундамента, выполненному мощными толщами нижнемезозойских отложений, так называемой Чулымской (Чулымо-Енисейской, или Тегульдетской) синеклизе. Однако уже верхнемеловые отложения залегают здесь неглубоко, а на ряде участков Чулымской синеклизы даже выходят на поверхность. «По этим данным, — замечает Н. Н. Ростовцев [1958, стр. 329], — Чулымскую синеклизу

правильнее было бы переименовать в антеклизу». В орографическом отношении территория Обь-Чулымо-Енисейского водораздела представляет собой группу возвышенностей, полого наклоненных к северу. Образование их, очевидно, связано с поднятием, охватившим район синеклизы в послемеловое время. Следуя Ф. Г. Гурари (1959), можно определить морфоструктуру данного района как моноклиналичную возвышенность, сформированную в пределах синеклизы.

Н. Н. Ростовцев [1958] подчеркнул наличие ряда других несоответствий между древними структурами фундамента Западно-Сибирской плиты и структурными формами верхних комплексов осадочных пород, отраженных в современном рельефе. Так, в районе Бийско-Барнаульской (Кулундинско-Барнаульской) впадины мощность плиоценово-четвертичных отложений достигает 200 м, т. е. почти максимального значения для всей территории Западно-Сибирской плиты; фундамент же здесь залегает сравнительно неглубоко (на 300—500 м ниже дневной поверхности). Напротив, в районе Омска на поверхность выходят континентальные третичные отложения, а фундамент залегает на глубине 2800—3000 м.

Очевидно, в последние этапы своей истории Омская и Кулундинско-Барнаульская впадины испытывали движения типа коромысла (*mouvement de bascule* французских авторов). В мезозое и третичном периоде Омская впадина — северный конец коромысла — прогибалась интенсивнее и была относительно погружена. В раннеплейстоценовое время соотношения изменились: область более сильного прогибания сместилась на юг. Интенсивные опускания Кулундинско-Барнаульской впадины в этот период можно, по-видимому, связывать со значительным усилением дифференцированности движений в Алтайской орогенической зоне. Наконец, в позднеплейстоценовое время Кулундинско-Барнаульская впадина была вовлечена в разраставшееся поднятие Алтая. Южное плечо «коромысла» оказалось, таким образом, вновь относительно поднятым. В результате этого поднятия, амплитудой до 200—250 м, и образовалось расчлененное Приобское плато, гипсометрически повышенное по сравнению с районом Омской впадины (Барабинской низменностью). Приобское плато можно рассматривать как весьма молодую (позднечетвертичную) обращенную морфоструктуру типа возвышенности-синеклизы, или возвышенности краевого (приорогенного) прогиба.

Анализ материалов повторного нивелирования позволяет различить унаследованные и унаследованные тенденции и в современных тектонических движениях Западно-Сибирской плиты. Повторное нивелирование по линии Новосибирск — Барнаул — Семипалатинск [Мещеряков, 1960; Финько, 1961б] показывает, что крупные морфоструктуры региона продолжают развитие в современную эпоху, причем интенсивность унаследованного поднятия Приобского плато оказывается выше скорости унаследованного поднятия отрогов Салаира. Участок наиболее интенсивных

современных движений в точности совпадает с выявленным по геоморфологическим признакам весьма молодым поднятием на водоразделе рек Алей (приток Оби) и Иртыш. Здесь отмечена резкая деформация днища долины пра-Алея — одной из древних ложбин стока юго-западного направления, бравших начало, по-видимому, в пределах Салаирского кряжа и пересекавших современную, тогда еще не существовавшую долину Оби [по В. П. Казаринову, 1958].

На отрезке от Оби до с. Локоть древней ложбиной воспользовалась современная река Алей. На отрезке между с. Локоть и Семипалатинском древняя долина сухая, днище древней долины в профиле образует сводообразный изгиб амплитудой 80—100 м.

Очевидно, образование этого крупного сводового поднятия и послужило причиной разрыва древней гидрографической сети юго-западного направления и формирования современного Обь-Иртышского водораздела. Учитывая тектоническую предопределенность системы древних ложбин стока, можно заключить, что в самые последние отрезки геологической истории ($Q_3 - Q_4$) произошла общая перестройка тектонического режима, выразившаяся в смене поднятий и прогибов юго-западного направления тектоническими элементами северо-западного направления, одним из которых и явилось поднятие Алейско-Иртышского водораздела.

Следует подчеркнуть, что вопросы о роли перестроек тектонического режима, о степени унаследованности элементов морфоструктуры Западно-Сибирской равнины остаются еще дискуссионными. Не все исследователи признают наличие крупных наложенных структур, не согласных по отношению к структурным формам поверхности фундамента.

В. А. Николаев, Л. Я. Проводников развивают представление о полной унаследованности всех крупных структурных форм осадочного чехла и их прямом соответствии рельефу фундамента. Эти исследователи оспаривают, например, вывод об инверсионной природе Васюганского поднятия, поскольку состояние изученности этого района оставляет возможности для различной трактовки имеющихся данных. Спорным остается и вопрос о происхождении широтной возвышенности Сибирские Увалы. Некоторые исследователи считают, что Сибирские Увалы целиком соответствуют поднятию фундамента [Проводников, 1960]. Другие исследователи (Н. Н. Ростовцев, В. П. Казаринов) намечают в этом районе ряд меридиональных поднятий и прогибов фундамента, по отношению к которым широтная возвышенность Сибирских Увалов (по крайней мере в ее средней части) является наложенной морфоструктурой.

Несмотря на недостаточную освещенность строения отдельных районов, для Западно-Сибирской равнины в целом вряд ли можно отрицать наличие разных форм связи между рельефом и глубокими структурами. Достаточно сравнить, например, выраженность в рельефе Ханты-Мансийской впадины и Северо-Сосьвинского свода, являющихся, безусловно, прямыми морфоструктурами,

и геоморфологическое выражение Бийско-Барнаульской впадины и Нижневартковского свода.

В связи с этим встает проблема структурно-геоморфологического районирования Западной Сибири. Впервые она была четко поставлена И. В. Дербиковым [1958], который установил, что общий морфоструктурный план Западно-Сибирской равнины обнаруживает черты сходства с морфоструктурным планом Русской равнины [Мещеряков, 1953]. По характеру соотношений структуры и рельефа в пределах и той, и другой равнины выделяются краевые и внутренние части. Унаследованность морфоструктур наиболее отчетливо проявляется в краевых частях; во внутренней области унаследованность слабее. Близкие взгляды были высказаны Н. Н. Ростовцевым [1958], В. П. Казариновым [1958], И. И. Красновым [1958].

Нами была сделана попытка обобщить данные о связи рельефа и тектоники Западно-Сибирской равнины в виде схемы структурно-геоморфологического районирования. Несмотря на недостаток фактических данных по отдельным районам, в целом представляется возможным выделение окраинных и внутренних частей равнины в качестве главных элементов ее морфотектоники.

На западной окраине равнины, в ее приуральной части, такие структурные элементы, как Северо-Сосьвинский свод, Щучинский, Туринский выступы фундамента, Ляпинская, Ханты-Мансийская впадины, получают прямое выражение в крупных чертах современного рельефа. На восточной окраине равнины, в области, тяготеющей к Енисейскому кряжу, прямое выражение в рельефе получают Елогуйский свод и Сымский выступ фундамента, служащие как бы подземными продолжениями Енисейского кряжа в пределах Западно-Сибирской плиты. Понижениям древнего рельефа соответствуют Касская, Туруханская впадины, а также основная, восточная часть Хатангской впадины. Южная окраина Западно-Сибирской плиты, примыкающая к Казахскому щиту, включает также прямые морфоструктуры — Ишимский выступ, Омскую впадину, Кулундинско-Барнаульскую впадину (последняя сохранила прямое выражение в рельефе лишь в своей западной, прииртышской части).

По мере удаления от внешнего контура равнины и приближения к ее внутренним частям четкость выражения в рельефе крупных геоструктур утрачивается. Достаточно сравнить, например, в этом отношении Северо-Сосьвинский, Казымский и Пурский своды. Первому из них строго соответствует возвышенность рельефа, окаймленная низменностями — тектоническими впадинами. Казымский свод выражен в рельефе уже менее четко. Правда, ему соответствует возвышенность, однако эта возвышенность не изолированная, а представляет собой лишь участок обширных Сибирских Увалов. Характерно также, что максимальные высоты и наиболее густое расчленение дневной поверхности приурочены не к центру свода, а к его западному борту (Кондинская возвышенность). Что касается Пурского свода, то его

очертания в целом довольно точно соответствуют обширной Пурской низменности, т. е. крупные формы рельефа и структуры находятся здесь в обратных соотношениях. Интересно, однако, что наиболее повышенным участкам Пурского свода соответствуют в рельефе небольшие увалы (морфоструктуры второго порядка), осложняющие поверхность низменности. Подобно Пурскому своду, ряд других геоструктурных элементов внутренней части Западно-Сибирской равнины не получает прямого отражения в рельефе. Надымской, Тазо-Мессовской, Усть-Чижанской, Кетской впадинам соответствуют в рельефе возвышенности; большая часть Нижневартовского свода входит в пределы Среднеобской низменности.

Своеобразной структурно-геоморфологической областью Западно-Сибирской равнины является ее юго-восточная окраина, примыкающая к Алтае-Саянской горной стране. Здесь, как отмечалось, расположены несогласные морфоструктуры Приобского плато, Чулымо-Енисейского междуречья. В морфоструктурном отношении этот участок Западно-Сибирской равнины служит непосредственным продолжением внутренней зоны. Аномальное распространение наложенных морфоструктур на юго-восточной окраине равнины обусловлено, по-видимому, исключительно сильным воздействием на рельеф платформы орогенических процессов в Алтае-Саянской области.

Аномальное расположение несогласных морфоструктур в юго-восточной, приорогенной части Западной Сибири дает как бы ключ к вопросу о факторах, определивших закономерности размещения прямых и обращенных морфоструктур на всей рассматриваемой территории.

Намечая противоположность в морфоструктуре краевых и внутренних частей Западной Сибири, И. В. Дербинов [1958] связывал первоначально различия между ними только лишь с возрастом фундамента. По представлениям этого исследователя, в краевых частях равнины фундамент моложе, его структурные элементы мобильнее, и поэтому развитие тектонических форм осадочного чехла протекает более унаследованно, чем во внутренней области, где предполагается более древний фундамент. Н. Н. Ростовцев [1958] связывал образование наложенных структур во внутренней области Западно-Сибирской плиты не только с древностью фундамента, но и с большой мощностью осадочного чехла, при которой движения блоков фундамента могут не передаваться в верхние структурные этажи. Для объяснения генезиса наложенных морфоструктур во внутренней части плиты с мощным осадочным покровом, по-видимому, может быть применена известная гипотеза В. А. Магницкого и Ю. А. Косыгина, согласно которой в пределах синеклиз происходит коробление слоев, вызванное некоторым уменьшением поверхности прогибающейся области.

Во всяком случае, очевидно, что одними различиями в возрасте фундамента нельзя объяснить все особенности современного

морфоструктурного плана Западно-Сибирской равнины. Среди факторов, вызвавших перестройки морфоструктур в пределах Западной Сибири, важнейшее место принадлежит, по-видимому, движениям, происходящим в соседних орогенических зонах. В. П. Казаринов [1958] высказал предположение, что альпийский тектогенез вызвал перестройку структурного плана мезокайнозойской толщи Западной Сибири, создавая в ней крупные широтные структуры (Васюганский вал и др.), параллельные горным цепям Тянь-Шаня и Памира.

Эту закономерность, быть может, следует толковать таким образом, что реализация напряжений, возникающих в области прогибания, согласно гипотезе Магницкого — Косыгина, происходит под воздействием импульсов, исходящих из смежных орогенических зон. В. П. Казаринов считал, что подобные перестройки затронули лишь центральные части Западно-Сибирской плиты, где мощность мезокайнозойского чехла максимальна.

Однако влияния движений орогенических зон не избежали и окраины низменности, на что обратил внимание В. Г. Лебедев [1959]. Этот исследователь подчеркнул, что процесс активизации платформ, приведший к образованию горных сооружений Тянь-Шаня, Алтая, Саян, Байкальского нагорья, отразился и на ходе развития смежных — неактивизированных платформенных участков. Заметим, что взаимосвязь между процессами образования неогеосинклинальных горных сооружений юга Сибири и ходом развития рельефа «спокойных» равнинных участков до сих пор мало освещалась в литературе. В. Г. Лебедев [1959] убедительно показал, как рост Алтае-Саянских горных систем вызвал в пределах Западно-Сибирской равнины миграцию «осей» поднятий и прогибов, сложные перестройки гидрографической сети и орографии. В качестве самостоятельной, частично активизированной области Западно-Сибирской плиты В. Г. Лебедев выделяет ее юго-восточную часть с особенно сложным строением рельефа, отражающим резкие перестройки уклонов топографической поверхности и направления стока. Именно к этой области приурочены обращенные морфоструктуры Приобского плато и Чулымо-Енисейского междуречья.

Итак, современный морфоструктурный план Западной Сибири сложился под воздействием двух основных факторов: 1) в краевой зоне равнины решающим фактором образования прямых морфоструктур явились неравномерные подвижки отдельных блоков фундамента; 2) во внутренней зоне наложенные морфоструктуры формировались без непосредственного участия подвижек блоков фундамента, и решающим фактором рельефообразования здесь выступили, как нам представляется, общие волнообразные деформации земной поверхности. Геоморфологические данные позволяют выделить две системы волн поднятий и опусканий земной коры: меридиональную и широтную. В условиях Западной Сибири особое значение для формирования современного рельефа приобрели широтные волны, параллельные тектоническим

поднятиям активизированной платформы Тянь-Шаня и Алтае-Саянской области.

Следует подчеркнуть, что оба фактора — и местные подвижки блоков фундамента, и общие волнообразные деформации — проявились в той или иной степени на всей площади Западно-Сибирской равнины. Разница между краевой и внутренней ее зонами состоит лишь в том, что во внутренней зоне роль волнообразных деформаций в создании морфоструктур оказалась значительно больше, чем роль дифференциальных подвижек блоков фундамента.

Весьма интересно было бы проследить историю формирования внутренней зоны несогласных морфоструктур Западной Сибири и определить возраст отдельных ее элементов. Задача эта еще не решена, но и теперь уже ясно, что процесс формирования внутренней зоны охватил длительное время, выходящее за рамки новейшей (неоген-четвертичной) эпохи. В самом деле, образование наложенной морфоструктуры Васюганского плато относится еще ко второй половине мелового периода. Возможно, что возникновение данной морфоструктуры Западно-Сибирской плиты надо рассматривать как отголосок тех грандиозных тектонических перестроек, которые имели место во второй половине мелового периода на востоке Евразии, в связи с яньшаньской орогенцией. Намечаются и более поздние фазы перестройки морфоструктуры Западной Сибири: поздне третичная — ранне четвертичная ($N_2 - Q_1$) и поздне четвертичная (Q_3); с последней, как отмечалось, связано образование Приобского плато.

Не исключено, что каждая из подобных фаз перестройки тектонического режима сопровождалась образованием определенной системы волнообразных деформаций земной коры, охватывавшей тот или иной участок платформы. Поздне меловая фаза, вероятно, выразилась образованием широтных (или северо-восточных) волн. Наиболее поздняя, поздне четвертичная фаза, по-видимому, сопровождалась образованием волнообразных деформаций меридионального (или север-северо-западного) направления.

Выделение краевой и внутренней морфоструктурных зон сближает Западно-Сибирскую равнину с Восточно-Европейской [Дербигов, 1958; Казаринов, 1958; Мещеряков, 1953, 1960а]. Однако сходство это в значительной мере внешнее, так как внутренняя часть Западно-Сибирской равнины существенно отличается от внутренней части Русской равнины по генезису морфоструктур. Если крупные обращенные морфоструктуры внутренней части Русской равнины имеют в ряде районов денудационно-тектоническое происхождение (и, во всяком случае, сильно преобразованы длительным воздействием денудации), то крупные черты рельефа внутренней части Западно-Сибирской равнины являются тектоническими по своему происхождению и в этом отношении не отличаются от морфоструктур краевой зоны равнины. Разница лишь в том, что степень унаследованности рельефообразующих движений земной коры в краевых и внутренних частях

Западной Сибири была неодинакова и, следовательно, неодинакова глубина «корней» разных морфоструктур. Впрочем, несмотря на наложенный (неунаследованный) характер крупных морфоструктур внутренней части Западной Сибири, их изучение может представлять самостоятельный интерес, так как при большой мощности платформенного чехла в северной части равнины нефтесодержащими могут оказаться осадочные формации верхнего структурного яруса, участвующие в строении наложенных, бескорневых морфоструктур. Это расширяет возможности применения структурно-геоморфологического метода при поисках нефти и газа в Западной Сибири.

Морфоструктуры второго порядка. Наряду с крупными структурными элементами первого порядка, типа обширных сводов и впадин, в рельефе Западной Сибири выделяются локальные морфоструктуры второго порядка. Среди них наибольшее значение имеют локальные антиклинальные морфоструктуры, с которыми связаны месторождения нефти и газа. В условиях молодой платформенной равнины Западной Сибири, сложенной с поверхности четвертичными отложениями, господствуют прямые морфоструктуры второго порядка. Однако характер прямых морфоструктур не вполне одинаков в разных частях обширной территории Западной Сибири, охватывающей несколько морфоскульптурных (морфоклиматических) зон: зону семиаридной морфоскульптуры юга равнины, заболоченные равнины таежной зоны, зону криогенной морфоскульптуры.

Наряду с выраженными в рельефе поднятиями в пределах Западной Сибири обнаружены структуры, не проявляющиеся на поверхности, например Фарковская, Старотуруханская [Архипов, 1960]. Назревшей задачей является систематизация накопленного, уже немало, материала с целью районирования всей Западно-Сибирской равнины по типам геоморфологического выражения локальных структур. Выполнение этой работы весьма способствовало бы дальнейшему развитию структурно-геоморфологических исследований с учетом специфики отдельных районов.

Выраженность в рельефе локальных структур Западной Сибири свидетельствует об их новейшей активности, о преобладании эндогенного фактора над экзогенным [Зятькова, 1961]. Углубленный анализ новейшей тектонической истории локальных морфоструктур Западной Сибири — необходимое условие для правильного решения таких принципиально важных проблем, как оценка генезиса локальных структур, определение перспектив их нефти и газоносности. Так, в восточной части Туринского свода в течение ряда лет производились поисковые работы на нефть и газ. В частности, на Лучинкинской локальной структуре было пробурено несколько скважин, прошедших всю толщу осадочного чехла и вскрывших палеозойский фундамент. Поисковые работы обосновывались четкой морфологической выраженностью структуры, наличием в разрезе хороших коллекторов, плотных покрышек, благоприятными фациями отложений, а также прямыми призна-

ками газоносности в виде растворенных азотно-метановых газов. Тем не менее ни одна из скважин не обнаружила залежи нефти или газа.

Причина отсутствия залежей оставалась невыясненной, пока не был проделан глубокий анализ истории структуры, включая самый последний — неотектонический этап ее развития. М. Я. Рудкевич и Б. А. Елисеев [1960] показали, что Лучинкинское поднятие, как и другие локальные структуры Туринского выступа, имеет весьма молодой возраст и сформировалось лишь в послееоценовое время. Образование этих антиклинальных изгибов слоев уже не могло привести к накоплению газа, так как между началом региональной миграции углеводородов (мезозой) и образованием структурных ловушек (послееоценовая эпоха) прошло слишком продолжительное время, в течение которого совершалась беспрепятственная миграция газа в сторону Урала и утечка его в атмосферу. Данные о неотектонической природе поднятий приводят к выводу о бесперспективности территории Туринского выступа в отношении газоносности.

Прямой противоположностью району Туринского свода служит Березовский район Западной Сибири. Как показывает палеотектонический анализ, локальные структуры Березовского района имеют более древний (раннемезозойский) возраст, чем структуры Туринского свода, и характеризовались длительным, непрерывным ростом на протяжении почти всего мезо-кайнозоя. С самого начала процесса миграции углеводородов Березовские поднятия играли роль ловушек и в настоящее время содержат крупные газовые залежи. Отметим, что аналогичные закономерности вскрыты детальными исследованиями на Русской платформе — в Саратовском Поволжье. Залежи нефти и газа связаны здесь с теми структурными формами (ловушками), которые имеют наиболее древний (палеозойский) возраст. Структуры относительно молодые, возникшие в мезо-кайнозое, как правило, менее перспективны.

В свете этих фактов очевидна необходимость учета особенностей развития структур в новейшее время. Следует, однако, подчеркнуть, что данные о новейших движениях должны использоваться с учетом всего исторического пути развития данной структуры. Сами по себе сведения о новейшей активности или пассивности структуры не дают указаний на наличие или отсутствие залежей нефти и газа. Нельзя согласиться поэтому, например, с А. С. Кузнецовым [1959], который из того бесспорного положения, что новейшие движения земной коры могли вызвать перераспределение залежей нефти и газа на территории Западной Сибири, заключает, что «важно искать структуры, проявляющиеся в молодых отложениях и особенно отражающиеся в рельефе дневной поверхности» (стр. 21).

Такой подход к оценке значения неотектоники является упрощенным. Дело не в том, чтобы структура проявлялась в молодых отложениях, а в том, чтобы: 1) структурная ловушка имела до-

статочно древний возраст и 2) новейшие движения структуры носили унаследованный характер и не привели к переформированию или уничтожению ранее образовавшихся залежей. Необходимо учитывать при этом, что с неотектоническими движениями связаны не только общие вертикальные перемещения крупных глыб земной коры или усиление ранее сформированных структур, но и создание качественно новых образований — структурных форм новейшего возраста. Поэтому точное определение амплитуд новейших движений структур и вычитание этих движений из суммы деформаций пластов следует признать безусловно необходимым элементом палеотектонического анализа, проводимого с целью изучения формирования залежей нефти и газа.

- Авров В. Я., Блинные И. А., Буялов Н. И.* и др. Схематическая карта прогноза нефтегазоносности недр СССР.— Геология нефти и газа, 1963, № 6.
- Алексеев Ф. А.* К схеме тектоники северо-западной части СССР.— Докл. АН СССР, 1947, т. 56, № 7.
- Андреев Д. К.* Зависимость современного рельефа Ульяновско-Саратовской синеклизы от тектонического строения.— Тр. Моск. фил. ВНИГРИ, 1949, вып. 1.
- Андреев С. С.* О сейсмической характеристике Русской платформы.— Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1956, № 12.
- Анучин Д. Н.* Рельеф поверхности Европейской России в последовательном развитии о нем представлений.— В кн.: Землеведение. СПб., 1895, кн. 1 и 4; *Анучин Д. Н., Борзов А. А.* Рельеф Европейской части СССР. М.: Географгиз, 1948.
- Артюшков Е. В.* Гравитационная конвекция в недрах Земли.— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1968, № 9.
- Артюшков Е. В.* Слой пониженной вязкости в верхней мантии Земли и связанные с ним явления: Автореф. дис. ... д-ра физ.-мат. наук. М., 1969.
- Архангельский А. Д.* Геологическое строение и геологическая история СССР. М.: Л.: Госгеолиздат, 1947. Т. 1.
- Арзинов С. А.* К материалам по изучению молодых тектонических движений в Приенисейской части Западно-Сибирской низменности.— В кн.: Материалы по геологии, гидрогеологии, геофизике и полезным ископаемым Западной Сибири. Л.: Гостоптехиздат, 1960.
- Асеев А. А.* Роль тектонического и климатического факторов в формировании аллювия равнинных рек.— Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1960, № 2.
- Атласов И. П.* Тектоника северо-восточной части Сибирской платформы.— Тр. НИИГА Л.: Гостоптехиздат, 1960, т. 106.
- Бакиров А. А.* Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности палеозойских отложений Среднерусской синеклизы. М.; Л.: Гостоптехиздат, 1948.
- Бакиров А. А.* Главнейшие черты геотектонического развития внутренней части Русской платформы.— В кн.: К геологии центральных областей Русской платформы. М.: Госгеолиздат, 1951.
- Бакиров А. А.* Нефтегазоносные области Северной и Южной Америки. М.: Госгеолтехиздат, 1959.
- Баранова Ю. П., Бискэ С. Ф.* Северо-Восток СССР. М.: Наука, 1964. (История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока).
- Баранский Н. Н.* Географический атлас для средней школы.— В кн.: Сборник науч.-техн. и производ. статей по геодезии, картографии, топографии, аэросъемке и гравиметрии. М., 1944, вып. 3.
- Басаликас А. В.* Основные черты строения долины реки Немана.— Изв. АН СССР. Сер. 5. География, 1955, № 3.
- Безруков П. Л., Удинцев Г. Б.* О северном окончании подводного Гавайского хребта.— Докл. АН СССР, 1955, т. 103, № 6.
- Белоусов В. В.* Фации и мощности осадочных толщ Европейской части СССР.— Тр. ИГН. Серия геол., 1944, № 23, вып. 76.
- Белоусов В. В.* Общая геотектоника. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1948.
- Белоусов В. В.* Основные вопросы геотектоники. М.: Госгеолтехиздат, 1954.

- Белоусов В. В.* О геологическом строении и развитии океанических впадин.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1955, № 3.
- Белоусов В. В.* Основные вопросы геотектоники. 2-е изд., перераб. М.: Госгеолтехиздат, 1962.
- Белоусов В. В., Гзовский М. В.* Тектонические условия и механизм возникновения землетрясений.— Тр. Геофиз. ин-та, 1954, № 25 (152).
- Беляевский Н. А.* Связь геологических структур с глубинным строением земной коры.— Бюл. МОИП. Отд-ние геол., 1969, вып. 2.
- Благоволит П. С., Цветков Д. Г.* Опыт применения повторной наземной фотограмметрической съемки для изучения динамики рельефа.— Геоморфология, 1971, № 1.
- Бондарчук В. Г.* Геоморфологические уровни и денудационные ступени Средней Азии.— Изв. АН СССР. Сер. геогр. и геофиз., 1946а, № 6.
- Бондарчук В. Г.* Тектоорогения. Киев, 1946б.
- Бондарчук В. Г.* Основные вопросы тектоорогении. Киев: Изд-во АН УССР, 1961.
- Бончковский В. Ф.* Наклоны верхних слоев Земли.— Природа, 1962, № 7.
- Борисевич Д. В.* Поверхности выравнивания Среднего и Южного Урала и условия их формирования.— В кн.: Вопросы географии. М.: Географгиз, 1954, № 36.
- Борисов А. А.* Глубинная структура территории СССР по геофизическим данным. М.: Недра, 1967.
- Брод И. О.* О структуре и перспективах нефтегазоносности южной окраины Европейской части СССР.— Сов. геолог., 1947, № 13.
- Буланже Ю. Д., Мещеряков Ю. А.* Изучение современных движений земной коры.— Геофиз. бюл., 1962, № 12.
- Буркар Ж.* Рельеф дна океанов и морей. М.: Изд-во иностр. лит., 1953.
- Былинский Е. Н.* Влияние снижения уровней Ильменского и Ладожского озер на развитие продольных профилей притоков оз. Ильмень и Волхова.— Вестн. МГУ, 1959, № 3.
- Бюллетень сети сейсмических станций СССР, 1952—1959.
- Вахрушев Г. В.* К вопросу о роли неотектоники в формировании современных залежей нефти и газа в Южном Предуралье.— В кн.: Вопросы геоморфологии и геологии Башкирии. Уфа, 1959, N. 2.
- Великанов М. А.* Русловой процесс (основы теории). М.: Физматгиз, 1958.
- Венинг-Мейнес Ф. А.* Гравиметрические наблюдения на море. Теория и практика. Пер. с англ. М.: Изд-во геодез. и картограф. лит., 1940.
- Волков Н. М.* О морфометрических картах С. С. Соболева.— В кн.: Вопросы географии. М.: Географгиз, 1949, № 15.
- Волков Н. М.* Принципы и методы картометрии. М.: Изд-во АН СССР, 1950.
- Воронына А. П.* Шкалы сечения рельефа мелкомасштабных карт.— В кн.: Вопросы географии. М.: Географгиз, 1949, № 11.
- Востряков А. В.* Погрешенные и аккумулятивные поверхности выравнивания Южного Заволжья.— В кн.: Проблемы поверхностей выравнивания. М.: Наука, 1964.
- Вышемирский В. С., Варламов И. П.* Развитие рельефа Западного Верхоялья и смежных частей Сибирской платформы.— В кн.: Географ. сборник. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1958, т. 10.
- Габриэлян А. Г., Максимов С. П.* Формирование залежей нефти и газа в каменноугольных отложениях Волгоградского Поволжья.— Геология нефти, 1957, № 5.
- Гаккель Я. Я.* Значение геофизических наблюдений над искусственными спутниками Земли в исследованиях полярных и субполярных областей.— В кн.: Проблемы Арктики и Антарктики. Л.: Морской транспорт, 1960, вып. 6.
- Герасимов И. П.* Опыт геоморфологической интерпретации общей схемы геологического строения СССР.— В кн.: Проблемы физической географии. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1946а, вып. 12.
- Герасимов И. П.* Структурные и скульптурные особенности рельефа Казахстана.— В кн.: Вопросы географии. М.: Географгиз, 1946б, сб. 1.
- Герасимов И. П.* Современные движения и новейшая тектоника.— В кн.: Проблемы физической географии. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1950, вып. 15.

- Герасимов И. П.* Применение геоморфологических методов при сейсмотектонических исследованиях.— Тр. Геофиз. ин-та, 1954, № 25 (152).
- Герасимов И. П.* Структурные черты рельефа земной поверхности на территории СССР и их происхождение. М.: Изд-во АН СССР, 1959.
- Герасимов И. П., Марков К. К.* Четвертичная геология. М.: Учпедгиз, 1939.
- Герасимов И. П., Мещеряков Ю. А.* Геоморфологический этап в развитии Земли.— Изв. АН СССР. Сер. географ., 1964, № 6.
- Геренчук К. И.* Опыт тектонической интерпретации общего орографического плана Русской равнины.— Учен. зап. Черновиц. ун-та, Сер. геол.-геогр. наук, 1950, т. 8, вып. 2.
- Гзовский М. В.* Использование новейших и современных тектонических движений при детальном сейсмическом районировании нового типа.— В кн.: Современные движения земной коры. М.: Изд-во АН СССР, 1963, № 1.
- Гзовский М. В., Крестников В. П., Рейснер Г. И.* Геологические методы количественной характеристики среднего градиента скорости вертикальных тектонических движений (изменений наклона) земной коры и некоторые результаты их применения.— Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1959, № 8.
- Горелов С. К.* Поверхности выравнивания пластовых возвышенностей юго-востока Русской платформы и их значение для анализа тектонических структур.— Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1959, № 1.
- Горелов С. К.* Поверхности выравнивания Волго-Уральской области и Северного Предкавказья как показатели новейшего тектонического формирования платформенных структур.— В кн.: Проблемы поверхностей выравнивания. М.: Наука, 1964.
- Горелов С. К., Матцова В. А., Маргынова З. И.* Изучение современных тектонических движений земной коры в районе трассы тройного нивелирования Тернополь — Курск.— В кн.: Современные движения земной коры. М.: Изд-во АН СССР, 1963, № 1.
- Горецкий Г. И.* Об одном способе палеогеографических реконструкций некоторых элементов пойменного ландшафта.— В кн.: Вопросы географии. М.: Географгиз, 1947, сб. 3.
- Горшков Г. П.* О сейсмичности восточной части Балтийского щита.— Тр. Сейсмолог. ин-та, 1947, № 119.
- Горшков Г. П., Костенко И. П.* К методике изучения неотектонических движений в связи с сейсмичностью.— Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология, 1953, № 10.
- Григорьев А. А.* В поисках закономерностей морфологической структуры земного шара.— В кн.: Проблемы физической географии. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1935, вып. 2.
- Григорьев А. А.* Опыт характеристики основных типов физико-географической среды.— В кн.: Проблемы физической географии. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1938—1939, вып. 5—7.
- Григорьев А. А.* Некоторые итоги разработки новых идей в физической географии.— Изв. АН СССР. Сер. геогр. и геофиз., 1946, № 2.
- Григорьев А. А., Будыко М. И.* О периодическом законе географической зональности.— Докл. АН СССР, 1956, т. 110, № 1.
- Григорьев С. В.* Потенциальные энергоресурсы малых рек СССР. Л.: Гидрометеониздат, 1946. (Тр. науч.-исслед. учреждений. Сер. IV. Гидрология суши; Вып. 34).
- Гричук М. П.* Распространение рода *Ephedra* в четвертичном периоде на территории СССР в связи с историей ландшафта.— В кн.: Материалы по палеогеографии. М.: Изд-во МГУ, 1954, вып. 1.
- Губкин И. М.* Учение о нефти. М.; Л.: ОНТИ, 1932.
- Гуделис В. К.* О реакции земной коры на процессы гляциации и дегляциации.— В кн.: Неотектонические движения в Прибалтике. Тарту: Изд-во АН ЭССР, 1960.
- Гужевая А. Ф.* Овраги Среднерусской возвышенности.— Тр. Ин-та географии, 1948, вып. 42.

- Гунбина Т. Н., Спиридонов А. И.* Опыт проработки вопроса об изображении рельефа на учебных физических картах.— Тр. Центр. науч.-исслед. ин-та геодезии и картографии, 1938, вып. 21.
- Гурари Ф. Г.* Геология и перспективы нефтегазоносности Обь-Иртышского междуречья. Л.: Гостоптехиздат, 1959.
- Даниловский И. В.* Основные черты морфологии, происхождения и возраста речных долин и их террас в северо-западной области РСФСР.— В кн.: Тр. 2-й Междунар. конф. «Ассоциация по изучению четвертичного периода Европы». Л.; М.: 1932, вып. 1.
- Даргевич В. А., Дранишников Л. И., Игнатова В. Ф., Каштанов В. А.* Генетические типы россыпей Западно-Сибирской низменности и некоторые закономерности их размещения.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Изд-во АН СССР, 1960, т. 4.
- Девдариани А. С.* Математический анализ в геоморфологии. М.: Наука, 1967а.
- Девдариани А. С.* К вопросу о роли компенсации тектонических движений сносом и осадконакоплением в образовании равнин.— В кн.: Рельеф Земли и математика. М.: Мысль, 1967б.
- Дементицкая Р. М.* Строение кристаллической части оболочки Земли по геофизическим данным.— В кн.: Геологические результаты прикладной геохимии и геофизики. Геофизика. М.: Госгеолтехиздат, 1960, разд. 2.
- Дербинов И. В.* О связи тектоники фундамента и чехла. Л.: Гостоптехиздат, 1958.
- Дикси Ф.* Великие африканские разломы: Пер. с англ./Под ред. и с предисл. Ю. М. Шейнманна. М.: Изд-во иностр. лит., 1959.
- Добрынин Б. Ф.* Физическая география СССР. Европейская часть и Кавказ. 2-е изд. М.: Учпедгиз, 1948.
- Думитрашко Н. В.* О генезисе поверхностей выравнивания.— В кн.: Вопросы географии. М.: Географгиз, 1954, № 36.
- Евсеев С. В.* Землетрясения Украины. Киев, 1961.
- Живаго А. В.* Современные тектонические движения на побережьях Балтийского, Черного и Азовского морей.— В кн.: Тр. Центрального научно-исследовательского ин-та геодезии, аэросъемки и картографии, 1958, вып. 123.
- Живаго А. В.* Геоморфология и тектоника дна Южного океана.— В кн.: Океанологические исследования. М.: Изд-во АН СССР, 1965, № 13.
- Жирмунский А. М.* Новые данные по тектонике, геоморфологии и стратиграфии четвертичных отложений БССР и Западной области РСФСР.— Тр. Центр. науч.-исслед. геол.-развед. ин-та, 1934, вып. 17.
- Жирмунский А. М.* Данные по геоморфологии западного края Центрально-российской платформы.— Изв. ВГО, 1952, т. 84, вып. 1.
- Звонков В. В.* Водная и ветровая эрозия Земли. М.: Изд-во АН СССР, 1962.
- Зенкович В. П.* Динамика и морфология морских берегов. Волновые процессы. М.; Л.: Морской транспорт, 1946.
- Зенкович В. П.* Динамическая классификация морских берегов.— Тр. Ин-та океанологии, 1954, т. 10.
- Зятькова Л. К.* Геолого-геоморфологические методы выявления локальных структур: Центральная часть Западно-Сибирской низменности. Тр. Ин-та геологии и геофизики, 1961, вып. 14.
- Иванов Л., Керекос С., Яранов Д.* Геология и гидротехническое строительство в България. София, 1960.
- Изотов А. А.* Форма и размеры Земли по современным данным. М.: Геодезиздат, 1950. (Тр. ЦНИИГА и К, вып. 72).
- Йодер Г. С., Тилли К. Э.* Происхождение базальтовых магм: Пер. с англ. М.: Мир, 1965.
- Казаринов В. П.* Мезозойские и кайнозойские отложения Западной Сибири. М.: Гостоптехиздат, 1958.

- Газаринов В. П., Касьянов М. В., Мионов Ю. К.* и др. Геология и нефтегазоносность Западно-Сибирской низменности.— В кн.: Региональные и структурные проблемы геологии нефти. М.: Изд-во АН СССР, 1960.
- Кайг А.* Плоскостной срыв и выравнивание.— В кн.: Вопросы климатической и структурной геоморфологии. М.: Изд-во иностр. лит., 1959.
- Калецкая М. С., Миклухо-Маклай А. Д.* О мезозойской коре выветривания на западном склоне Полярного и Приполярного Урала.— Докл. АН СССР, 1961, т. 139, № 6.
- Карпинский А. П.* Очерки геологического прошлого Европейской России. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1947.
- Каттерфельд Г. Н.* Лик Земли и его происхождение. М.: Географгиз, 1962.
- Ковыков Г. А.* О связи новейших и современных тектонических движений с метаноносными и выбросными зонами в условиях Донецкого бассейна.— Докл. АН СССР, 1962, т. 143, № 3.
- Коржув С. С.* О перестройке гидрографической сети и молодости главного водораздела между Тихим и Северным Ледовитым океанами.— Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1956, № 1.
- Косминская И. Л., Зверев С. М., Вейцман П. С.* и др. Основные черты строения земной коры Охотского моря и Курило-Камчатской зоны Тихого океана по данным глубинного сейсмического зондирования.— Изв. АН СССР, Сер. геофиз., 1963, № 1.
- Кошелев П. Я.* Геоморфологическое строение и неоген-четвертичная история Тургайского прогиба. М., 1959.
- Краснов И. И.* Западно-Сибирская низменность (Новейшая тектоника).— В кн.: Геологическое строение СССР. Т. 3. Тектоника. М.: Госгеолтехиздат, 1958.
- Краснов И. И., Козловская С. Ф.* К вопросу о существовании разновозрастных поверхностей выравнивания на Среднесибирском плоскогорье.— Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1962, № 2.
- Кропоткин П. Н.* Происхождение материков и океанов.— Природа, 1956, № 4.
- Кропоткин П. Н., Люстих Е. Н., Повало-Шейковская Н. Н.* Аномалии силы тяжести на материках и океанах и их значение для геотектоники. М.: Изд-во МГУ, 1959.
- Кузнецов А. С.* Особенности формирования и перспективы газонефтеносности Тобольского поднятия.— Геология нефти и газа, 1959, № 8.
- Ламажин В. В.* Динамические фазы речных долин и аллювиальных отложений.— Землеведение. Новая сер., т. 2, (42). 1948.
- Лебедев В. Г.* Связь современного рельефа Западно-Сибирской низменности с мезокайнозойской тектоникой.— Изв. АН СССР. Сер. 5, география, 1959, № 2.
- Лебедев В. Г.* Основные проблемы геоморфологии Восточного Китая: Автореф. дис. д-ра геогр. наук. Саратов, 1963.
- Лебедева Н. А.* Геоморфология, неогеново-четвертичные отложения и неотектоника западной части Южного Приморья (Приханкайский район).— Тр. Комис. по изуч. четвертичного периода, 1957, вып. 13.
- Лебзин Е. В., Куширов И. В.* Особенности локальных структур и формирования залежей нефти и газа Газлинского газонефтяного района.— Геология нефти и газа, 1962, № 7.
- Леонтьев О. К.* Краткий курс морской геологии. М.: Изд-во МГУ, 1963.
- Лилиенберг Д. А.* Поверхности выравнивания Юго-Восточного Кавказа.— Тр. Ин-та географии, 1958, вып. 74.
- Лилиенберг Д. А., Мещеряков Ю. А.* Морфоструктурные особенности и современные движения района Скопленского землетрясения.— В кн.: Современные движения земной коры. Тарту, 1965, № 2.
- Линдберг Г. У.* Четвертичный период в свете биогеографических данных. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1955.
- Линден Н. А.* Каталог глубокофокусных землетрясений по данным сейсмической сети СССР за 1909—1944 годы.— Тр. Сейсмолог. ин-та, 1947, № 124.
- Личков Б. Л.* Основная закономерность вековых поднятий и опусканий земной коры.— Природа, 1927, № 11.

- Личков Б. Л.* Древние оледенения и великие аллювиальные равнины.— Природа, 1930, № 10.
- Личков Б. Л.* Об эпейрогенетических движениях на Русской равнине.— Тр. Геоморфолог. ин-та, 1934, вып. 10.
- Личков Б. Л.* О горных денудационных поверхностях и их происхождении.— Изв. ВГО, 1945, т. 77, вып. 4.
- Личков Б. Л.* О так называемых дюрских пенецленах Тянь-Шаня и Памиро-Алая.— Геогр. сб., 1952, Т. 1.
- Личков Б. Л.* Природные воды Земли и литосфера.— Зап. ВГО, Нов. сер., 1960, т. 19.
- Луиерсаузен Г. Ф.* До геоморфології долини Західної Двіни.— Четвертичний період. Київ, 1933, вип. 6.
- Лютцау С. В.* О смещении русла Москвы-реки и механизме формирования пойменных и надпойменных террас.— Вестн. МГУ, 1959, № 2.
- Мавляков Г. А., Корешков Н. А., Уломов В. И., Ибрагимов Р. Н., Ланге К. О., Райzman А. П., Якубов Д. К.* Современные движения земной коры в районе Ташкентского землетрясения.— В кн.: Проблемы современных движений земной коры. М., 1969.
- Магницкий В. А.* О возможном характере деформаций в глубоких слоях земной коры и подкоровом слое.— Бюл. МОИП Отд-ние геол., 1948, т. 23, вып. 2.
- Магницкий В. А.* Основы физики Земли. М., Геодезиздат, 1953.
- Магницкий В. А.* Внутреннее строение и физика Земли. М.: Недра, 1965а.
- Магницкий В. А.* Основы физики Земли. М.: Недра, 1965б.
- Маевский В. И.* Геологическое строение бассейна р. Западной Двины в пределах 28-го листа карты Европейской части СССР.— Учен. зап. Калнин. пед. ин-та, 1950, т. 13.
- Мазарович А. Н.* Основы региональной геологии материков. М.: Изд-во МГУ, 1952, ч. 1 и 2.
- Макеев П. С.* К вопросу об образовании речных аккумулятивных террас.— Изв. ВГО, 1944, т. 73, вып. 2.
- Маккавеев Н. И.* Русло реки и эрозия в ее бассейне. М.: Изд-во АН СССР, 1955.
- Маккавеев Н. И., Хмелева Н. В., Заитов И. Р., Лебедева Н. В.* Экспериментальная геоморфология. М.: Изд-во МГУ, 1961.
- Максимов С. П., Розанов Л. Н., Халтурин Д. С.* Условия накопления девонских и нижнекаменноугольных отложений Волго-Уральской области в связи с их нефтегазоносностью.— В кн.: Региональные и структурные проблемы геологии нефти. М.: Изд-во АН СССР, 1960.
- Марков К. К.* Развитие рельефа северо-западной части Ленинградской области.— Тр. Гл. геол.-развед. упр., 1934, вып. 117.
- Марков К. К.* Основные проблемы геоморфологии. М.: Географгиз, 1948.
- Марков К. К.* Гляциоизостатические движения земной коры.— В кн.: Неотектонические движения в Прибалтике. Тарту. Изд-во АН ЭССР, 1960.
- Марковский Н. И.* О связи нефтематеринской и угленосной формаций нижнего карбона Волго-Уральской области.— Геология нефти и газа, 1959, № 3.
- Массасигз Х.* Исследование математических моделей развития склона.— Геология, 1967, № 3 (реф. журн.).
- Матцкова В. А.* Проверка карты скорости современных вертикальных движений земной коры на территории западной половины Европейской части СССР.— В кн.: Современные тектонические движения земной коры и методы их изучения. М.: Изд-во АН СССР, 1961.
- Машкович К. А.* Направление и методика поисков и разведки новых месторождений нефти и газа в Саратовском Поволжье.— Геология нефти и газа, 1959, № 5.
- Мещерский И. Н.* Многократные полторные нивелирования по трассе Красноводск — Чарджоу.— В кн.: Современные движения земной коры. М., 1968, № 4.
- Мещеряков Ю. А.* О морфологической структуре северо-запада Русской равнины.— Изв. АН СССР. Сер. геогр. и геофиз., 1950, т. 14, № 5.

- Мещеряков Ю. А.* Об основных закономерностях строения и развития крупных форм рельефа Русской равнины.— Докл. АН СССР, 1951а, т. 79, № 1.
- Мещеряков Ю. А.* Об отражении в рельефе Русской равнины антиклинальных структур типа валов и куполов.— Докл. АН СССР, 1951б, т. 79, № 2.
- Мещеряков Ю. А.* О происхождении крупных форм рельефа Русской равнины.— Изв. АН СССР, Сер. геогр., 1953, № 5.
- Мещеряков Ю. А.* Об одной закономерности в строении речных долин Европейской части СССР.— Докл. АН СССР, 1954а, т. 99, № 3.
- Мещеряков Ю. А.* О принципах изображения рельефа на обзорных гипсометрических картах.— Изв. АН СССР, Сер. геогр., 1954б, № 4.
- Мещеряков Ю. А.* Основные элементы морфоструктуры Земли и проблема их происхождения.— Изв. АН СССР, Сер. геогр., 1957, № 4.
- Мещеряков Ю. А.* Современные движения земной коры.— Природа, 1958, № 9.
- Мещеряков Ю. А.* О полигенетических поверхностях выравнивания (на примере юго-востока Русской равнины).— Изв. АН СССР, Сер. геогр., 1959, № 1.
- Мещеряков Ю. А.* К методике изучения морфоструктуры Западно-Сибирской равнины.— В кн.: Материалы по геологии, гидрогеологии, геофизике и полезным ископаемым Западной Сибири. Л.: Гостоптехиздат, 1960а.
- Мещеряков Ю. А.* Морфоструктура равнинно-платформенных областей. М.: Изд-во АН СССР, 1960б.
- Мещеряков Ю. А.* Молодые тектонические движения и эрозивно-аккумулятивные процессы северо-западной части Русской равнины. М.: Изд-во АН СССР, 1961.
- Мещеряков Ю. А.* Крупные циклы в развитии рельефа платформенных равнин.— Изв. АН СССР, Сер. геогр., 1963, № 2.
- Мещеряков Ю. А.* Структурная геоморфология равнинных стран. М.: Наука, 1965.
- Мещеряков Ю. А., Синягина М. П.* Состояние знаний о современных движениях земной коры.— В кн.: Современные тектонические движения земной коры и методы их изучения. М.: Изд-во АН СССР, 1961.
- Мещеряков Ю. А., Филькин В. А.* Опыт составления карты падений рек и ее тектонической интерпретации.— В кн.: Вопросы применения картографических методов при географических исследованиях. М.: Изд-во АН СССР, 1960.
- Мещеряков Ю. А., Шукевич М. М.* История формирования долины р. Мсты и некоторые особенности неотектоники северо-запада Русской равнины.— Тр. Ин-та географии, 1955, вып. 65.
- Мирчинк Г. Ф.* Эпейрогенические колебания Европейской части СССР в течение четвертичного периода.— В кн.: Тр. 2-й Междунар. конф. «Ассоциация по изучению четвертичного периода Европы». М.: 1933, вып. 2.
- Мирчинк Г. Ф.* Геология четвертичных отложений. М.: ОНТИ, 1934.
- Мирчинк Г. Ф.* Основные закономерности развития земного лика.— Бюл. МОИП. Отд-ние геол., 1940, т. 18, № 3/4.
- Мишев К.* Геоморфоложки изследования на Дунавската хълмиста равнина между реките Видбол и Огоста.— Изв. на Географския ин-т. София: Изд-во на Българск. АН, 1959, т. 4.
- Муратов М. В.* Тектоника и история развития альпийской геосинклинальной области юга Европейской части СССР и сопредельных стран.— В кн.: Тектоника СССР. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1949, т. 2.
- Муратов М. В.* Главнейшие эпохи складчатости и мегастадии развития земной коры.— Геотектоника, 1965, № 1.
- Мушкетев И., Орлов А.* Каталог землетрясений Российской империи. СПб., 1893.
- Наумов А. Д.* Еще раз об основных принципах составления средне- и крупномасштабных геоморфологических карт.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Урала. М.: Госгеолтехиздат, 1960, вып. 2.

- Неймайр М. История Земли. СПб., 1903.
- Нейштадт М. И. Стратиграфия голоценовых отложений на территории СССР.— Тр. Ин-та географии, 1955, вып. 63.
- Нейштадт М. И. История лесов и палеогеография СССР в голоцене. М.: Изд-во АН СССР, 1957.
- Николаев Н. И. О строении поймы и аллювиальных отложений.— В кн.: Вопросы теоретической и прикладной геологии. М., 1947, сб. 2.
- Николаев Н. И. Новейшая тектоника СССР. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1949.
- Николаев Н. И. Развитие структуры земной коры и ее рельефа по данным неотектоники.— Сов. геол. № 48.
- Николаев Н. И. Неотектоника Евразии.— В кн.: Неотектоника СССР, Рига: Изд-во АН ЛатвССР, 1961.
- Николаев Н. И. Неотектоника и ее выражение в структуре и рельефе территории СССР. М.: Госгеолтехиздат, 1962.
- Обручев В. А. Основные черты кинетики и пластики неотектоники.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1948, № 5.
- Олли А. И. Выступление на Уфимском геоморфологическом совещании 1959 г.— В кн.: Геоморфология и новейшая тектоника Волго-Уральской области и Южного Урала. Уфа: Изд-во Башк. фил. АН СССР, 1960.
- Павловский Е. В. О некоторых общих закономерностях развития земной коры.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1953, № 5.
- Панов Д. Г. Океаны и моря в морфологии земного шара.— В кн.: Памяти академика Л. С. Берга. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1955.
- Панов Д. Г. Геоморфологическое содержание гипсографической кривой.— Изв. ВГО, 1956, т. 88, вып. 2.
- Панов Д. Г. Морфология дна Мирового океана. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1963.
- Пармузин Ю. П. Ландшафтные исследования гор Путорана в палеогеографических целях.— В кн.: Методы географических исследований. М.: Географгиз, 1960.
- Песнев А. К. Результаты повторного нивелирования в районе Баскунчакского соляного купола.— В кн.: Современные тектонические движения земной коры и методы их изучения. М.: Изд-во АН СССР, 1961.
- Петров Е. Н., Зябкова Л. К. Методика и результаты геолого-геоморфологических исследований с целью поисков структур в центральных районах Западно-Сибирской низменности.— В кн.: Материалы по геологии, гидрогеологии, геофизике и полезным ископаемым Западной Сибири. Л.: Гостехиздат, 1960.
- Пиньковский С. И. Карта основных типов русел равнинных рек СССР (Русская равнина, Западная Сибирь).— В кн.: Тр. III Всесоюз. гидрогеол. съезда, 1960, т. 5.
- Пиотровский М. В. Мезозойская и кайнозойская морфотектоника Алданского щита.— В кн.: Тезисы докладов совещания по геоморфологии и неотектонике Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск, 1965.
- Покрасс Е. П. О новейших геоструктурах юга Западно-Сибирской низменности в связи с изучением ее рельефа и проявление неотектоники в Барабе.— Докл. АН СССР, 1952, т. 84, № 5.
- Постоленко Г. А. Основные этапы развития рельефа юго-восточного Забайкалья в неоген-четвертичное время.— В кн.: Тезисы докладов совещания по геоморфологии и неотектонике Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск, 1965.
- Преображенский В. С. Новейшие и современные тектонические движения Донецкого крижа.— Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1954, № 3.
- Преображенский Н. А. Четвертичные отложения Калининско-Ярославского Поволжья. М.; Л.: Госгеолгиздат, 1941, вып. 2.
- Проводников Л. Я. Рельеф Складчатого фундамента Западно-Сибирской низменности.— Геология и геофизика, 1960, № 11.
- Прозоровский А. Мелкомасштабная гипсометрическая карта.— Геодезист, 1933, № 9—10.
- Раизман А. П. Геодезические данные о деформациях земной коры в ре-

зультате землетрясения 26 апреля 1966 г. в г. Ташкенте.— В кн.: Современные движения земной коры. М., 1968, № 4.

- Рауцман Е. Я., Финько Е. А.* Современные тектонические движения на линии повторного нивелирования Арысь — Алма-Ата.— В кн.: Современные движения земной коры. М.: Изд-во АН СССР, 1963, № 1.
- Рейснер Г. И.* Построение карт градиентов скорости вертикальных тектонических движений земной коры на примере Северного Тянь-Шаня.— Изв. АН СССР. Сер. геофиз. 1960, № 9.
- Рингвуд А. Е., Грин Д. Х.* Экспериментальное изучение перехода габбро в эклогит и некоторые геофизические выводы.— В кн.: Петрология верхней мантии. М.: Мир, 1968.
- Рихтер В. Г.* Об оценке метода повторного нивелирования при изучении современных тектонических движений.— Бюл. МОИП. Отд-ние геол., 1957, т. 32, № 2.
- Рихтер В. Г.* К истории караван-сарая в Бакинской бухте (опыт изучения современной тектоники берегов Каспия по историческим данным).— Докл. АН АзССР, 1960, т. 16, № 3.
- Рихтер В. Г.* О роли новейшей тектоники при выявлении структурных поднятий в Приастраханском районе и Калмыцкой АССР.— В кн.: Структурно-геоморфологические исследования в Прикаспии. Л.: Гостехиздат, 1962.
- Рождественский А. П., Журенко Ю. Е.* Современные тектонические движения Западного Приуралья и прилегающей части Южного Урала.— В кн.: Современные тектонические движения земной коры и методы их изучения. М.: Изд-во АН СССР, 1961.
- Рождественский А. П., Зинягина И. К.* Качественное изучение современных движений земной коры с помощью некоторых картографических методов.— В кн.: Вопросы геоморфологии и геологии Башкирии. Уфа, 1959, № 2.
- Ронов А. Б.* История осадконакопления и колебательных движений Европейской части СССР (по данным объемного метода).— Тр. Геофиз. ин-та, 1949, № 3. (130).
- Ростовцев Н. Н.* Западно-Сибирская плита.— В кн.: Тектоника нефтеносных областей. М.: Гостехиздат, 1958, т. 2.
- Рудкевич М. Я., Елисеев Б. А.* Некоторые особенности истории развития локальных поднятий в пределах Туринского выступа как основание для оценки перспектив их нефтегазоносности.— В кн.: Материалы по геологии, гидрогеологии, геофизике и полезным ископаемым Западной Сибири. Л.: Гостехиздат, 1960.
- Саваренский Е. Ф.* Ташкентское землетрясение и его возможные причины.— Вестн. АН СССР, 1966, № 8.
- Салищев К. А.* Основы картоведения: Общая часть, М.: Геодезиздат, 1944.
- Салищев К. А.* Основы картоведения: Часть историческая и картографические материалы. М.: Геодезиздат, 1948.
- Сваричевская З. А.* Основные этапы развития рельефа юга Западно-Сибирской равнины и ее обрамления.— В кн.: Тезисы докладов по геоморфологии и неотектонике Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск, 1965.
- Сенюков В. М., Клобков В. Г., Мосякин П. Ф.* Нефтегазоносности палеозойских отложений северо-западных областей СССР. М.; Л.: Гостехиздат, 1947.
- Сетунская Л. Е.* Опыт анализа продольных профилей рек в целях изучения тектонических движений.— Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1959, № 3.
- Сетунская Л. Е.* Особенности современных тектонических движений Русской платформы и Урала (по профилю Лиепая — Свердловск).— В кн.: Современные тектонические движения земной коры и методы их изучения. М.: Изд-во АН СССР, 1961.
- Синягина М. И.* Изучение современных вертикальных движений земной коры на территории СССР.— Геодезия и картография, 1960, № 7.
- Синягина М. И., Орленко Л. П.* Современные вертикальные движения побережья Каспийского моря.— Геодезия и картография, 1959, № 8.

- Скворцов Ю. А.* Методы геоморфологического анализа и картирования.— Тр. Ин-та географии. 1948, вып. 39.
- Соболев Н. В.* Ксенолиты эколитов из кимберлитовых трубок как обломки вещества мантии.— В кн.: Кора и верхняя мантия. М.: Наука, 1968.
- Соболев С. С.* К изучению овражной эрозии на территории Европейской части СССР.— Почвоведение, 1938, № 2.
- Соболев С. С.* Развитие эрозийных процессов на территории Европейской части СССР и борьба с ними. М.: Изд-во АН СССР, 1948, т. 1.
- Современные вертикальные движения земной коры на территории западной половины Европейской части СССР/Под общ. ред. И. П. Герасимова и Ю. В. Филиппова. М.: Геодиздат, 1958. (Тр. ЦНИИГАиК; Вып. 123).
- Соколов Н. Н.* Геологическое строение и история развития рельефа.— В кн.: Северо-запад РСФСР. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1949.
- Солоненко В. П., Курушин Р. А., Павлов О. В., Хилько С. Д., Хромовских В. С., Шмогов А. П.* Современные катастрофические движения земной коры в Монголо-Байкальской сейсмической области.— В кн.: Проблемы современных движений земной коры. М., 1969.
- Спиридонов А. И.* Денудационные и аккумулятивные поверхности южного склона Украинских Карпат.— Бюл. МОИП. Отд-ние геол., 1952, вып. 1.
- Спиридонов А. И.* Проблема поверхностей выравнивания в СССР.— Бюл. МОИП. Отд-ние геол., 1961, вып. 2.
- Стовас М. В.* Критические параллели земного эллипсоида: Автореф. дис. ... канд. физ.-мат. наук. Л., 1951.
- Страхов Н. М.* Основы исторической геологии. Ч. 1, 2. М.; Л.: Госгеол-издат, 1948.
- Стрелков С. А.* Север Сибири. М.; Наука, 1965. (История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока).
- Тилло А. А.* Средняя высота суши и средняя глубина моря в Северном и Южном полушариях и зависимость средней высоты материков и средней глубины морей от географической широты.— Изв. РГО, 1889, т. 25, вып. 2.
- Тилло А. А.* Орография Европейской России на основании гипсометрической карты.— Изв. РГО, 1890, т. 26, вып. 1.
- Тимофеев Д. А.* Опыт корреляции поверхностей выравнивания земного шара.— Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1964, № 3.
- Тимофеев Д. А.* Геоморфологическое развитие Южной Якутии в связи с некоторыми общими вопросами неотектоники и морфотектоники.— В кн.: Тезисы докладов совещания по геоморфологии и неотектонике Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск, 1965.
- Толстихины М. М. и Н. И.* Материалы к геоморфологии Онего-Двинского междуречья.— Изв. ВГО, 1935, т. 67, вып. 3.
- Удинцев Г. Б.* Новые данные о рельефе дна глубоководных желобов западной части Тихого океана. М.: Изд-во АН СССР, 1962.
- Удинцев Г. Б.* Новые карты рельефа дна Тихого океана.— Океанология, 1963, т. 3, № 1.
- Уломов В. П., Захарова А. П., Уломова Н. В.* Ташкентское землетрясение 26 апреля 1966 г. и его повторные толчки.— Докл. АН СССР, 1967, т. 177, № 3.
- Федорович Б. А.* Аэрофотосъемка и вопросы изучения и освоения пустынь.— Изв. АН СССР. Сер. геогр. и геофиз., 1943, № 4.
- Фердман Л. И., Розожин В. В.* Поверхности выравнивания северо-западной части Сибирской платформы.— Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1966, № 4.
- Филькин В. А.* Современные тектонические движения и геоморфологические особенности района трассы повторного нивелирования Челябинск—Курган.— В кн.: Современные тектонические движения земной коры и методы их изучения. М.: Изд-во АН СССР, 1961.
- Финько Е. А.* Геоморфологическое строение и новейшая тектоника северо-восточной окраины Казахстанского мелкосопочника.— Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1961а, № 1.
- Финько Е. А.* Современные тектонические движения на линии повторного

- нивелирования Семипалатинск — Алма-Ата. — В кн.: Современные тектонические движения земной коры и методы их изучения. М.: Изд-во АН СССР, 1961б.
- Флоренсов Н. А. Неотектоника Прибайкалья в связи с его сейсмичностью. — Бюл. Совета по сейсмологии. М.: Изд-во АН СССР, 1960, № 10.
- Флоренсов Н. А. О некоторых общих понятиях в геоморфологии. — Геология и геофизика, 1964, № 10.
- Хаин В. Е. К проблемам соотношений орогенеза и эпйрогенеза. — Сов. геология, 1938, № 7.
- Хаин В. Е. Осцилляционный ритм земной коры. — Бюл. МОИП. Отд-ние геол., 1939, т. 17, № 1.
- Хаин В. Е. Геотектонические основы поисков нефти. Баку; Азнефтеиздат, 1954.
- Хаин В. Е. О современном состоянии зарубежной геотектоники. — Сов. геология, 1955, сб. 48.
- Хаин В. Е. Основные этапы развития земной коры (в пределах современных материков). — Бюл. МОИП. Отд-ние геол., 1962, т. 37, вып. 1.
- Хаин В. Е. Общая геотектоника. М.: Недра, 1964.
- Хаин В. Е., Милановский Е. Е. Основные черты современного рельефа земной поверхности и неотектоника. — Бюл. МОИП. Отд-ние геол., 1956, т. 31, вып. 3/4.
- Ханин А. А. Перспективы поисков новых газоносных площадей в Западном Приазовье. — Разведка недр, 1948, № 2.
- Чекуннов А. В. Особенности строения земной коры юга Европейской части СССР. — Сов. геология, 1967, № 12.
- Чичагов В. П. Геоморфология и палеогеография равнин юго-восточного Забайкалья и сопредельных территорий Китая и Монголии. — В кн.: Тезисы докладов совещания по геоморфологии и неотектонике Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск, 1965.
- Шайдеггер А. Е. Теоретическая геоморфология. Пер. с англ. М.: Прогресс, 1964.
- Шанцер Е. В. Аллювий равнинных рек умеренного пояса и его значение для познания закономерностей строения и формирования аллювиальных свит. — Тр. ГИН, 1951, вып. 135.
- Шатский Н. С. О глубоких дислокациях, охватывающих и платформы и складчатые области (Поволжье и Кавказ). Сравнительная тектоника древних платформ. Статья 4. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1948, № 5.
- Шейнманн Ю. М. Заметки к классификации структур материков. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1955, № 3.
- Шульц С. С. Современные области горообразования, их тектонические особенности и положение в общей структуре земной коры. — В кн.: Научные доклады Высшей школы. М., 1958, № 1.
- Шукин И. С. Геоморфология. — БСЭ. 2-е изд. М., 1952, т. 10.
- Эдельштейн Я. С. Основы геоморфологии. 2-е изд., испр. и доп. М.; Л.: Гостеоллиздат, 1947.
- Энтин И. И., Мещерский И. Н. Вертикальные движения земной поверхности в долине р. Сурхоб. — В кн.: Современные движения земной коры. Тарту, 1965, № 2.
- Яншин А. Л. Принцип актуализма и проблема эволюции геологических процессов. — В кн.: Пути и методы познания закономерностей развития Земли. М., 1963.
- Яунпугинь А. И. К вопросу об условиях отступления последнего ледникового покрова на северо-западной окраине Русской равнины. — Изв. ГГО, 1934, т. 66, вып. 3.
- Bendy L. Studies on recent crustal movements. Br., 1965.
- Biro P. Morphologie structurale. P., 1958, t. 1/2.
- Brown E. H. Britain and Appalachia: a study in the correlation and dating of planation surfaces. — In: Publication of the Inst. of British Geographers, L., 1961, N 29.
- Bubnoff S. Grundprobleme der Geologie. B., 1931.

- Büdel J.* Morphogenese des Festlandes in Abhängigkeit von den Klimazonen.— Naturwissenschaften, 1961, Bd. 48, N 9.
- Burges J. M., Collette B. J.* On the problem of postglacial uplift of Fennoscandia.— Proc. Kon. ned. akad. wetensch. B, 1958, vol. 61, N 4.
- Cailleux A., Tricart J.* Le problème de la classification des faits géomorphologiques.— Ann. géogr., 1956, N 349.
- Carte morphologique du bassin. P., 1960.
- Cholley A.* Morphologie structurale et morphologie climatique.— Ann. géogr., 1950, N 317.
- Cooley M. E., Akers I. P.* Ancient erosional cycles of the Little Colorado river, Arizona and New Mexico. Wash., 1961.
- Corbel J.* Vitesse de l'érosion.— Ztschr. Geomorphol., Neue Folge, 1959, Bd. 3, H. 1.
- Davis W. M.* Geographical essays. Boston, 1909.
- Dizey F.* Some aspects of the geomorphology of Central and Southern Africa. Johannesburg, 1955.
- Eckhardt C. V.* Land subsidence in the San Joaquin Valley as related to mapping.— Surv. and Mapp., 1959, vol. 19, N 2.
- Gudelis V.* Lietuvos pajurio neotektoninio aktyvumo klausiumu.— Liet. TSR Mokslu akad. darbai. Ser. B, 1955, t. 3.
- Gussow W. C.* Differential entrapment of oil and gas: a fundamental principle.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1954, vol. 38, N 5.
- Gutenberg B.* Changes in sea-level, postglacial uplift and mobility of the Earth's interior.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1941, vol. 52, N 5.
- Hagiwara T.* Observations at Mitaka rhombus before and after the Kante earthquake of 1923.— In: Proc. United States—Japan Conf. on Research Related to Earthquake prediction problems. Tokyo; Kyoto, 1964.
- Hausen H.* Materialien zur Kenntnis der pleistozänen Bildungen in den russischen Ostseeländern.— Fennia, 1913, t. 34, N 2.
- Hayashi T.* Geodetic survey in the area of Matsushiro earthquake swarms.— Bull. Geogr. Surv. Inst., 1966, vol. 12, pt 2.
- Hofmann R. B.* Changes in rate fault movement preceding California earthquakes.— Proc. Second United States—Japan Conf. on Research Related to Earthquake prediction. Palisades (N. Y.), 1966.
- Kääriäinen E.* On the recent uplift of the Earth's crust in Finland.— Fennia, 1953, vol. 77, N 2.
- King L. C.* The study of the world's plainlands: a new approach in geomorphology.— Quart. J. Geol. Soc. London, 1950, vol. 106, pt 1.
- King L. C.* The geomorphology of Africa. I. Erosion surfaces and their mods of origin.— Sci. Progr., 1957, vol. 45, N 180.
- King L. C.* The morphology of the Earth. A study and synthesis of world scenery. Edinburgh; London, 1962.
- Klein Cl.* Surfaces polygéniques et surfaces polycycliques.— Bull. Assoc. géogr. franç., 1959a, N 282—283.
- Klein Cl.* Surfaces de regradation et surfaces d'aggradation.— Ann. géogr., 1959b, N 368.
- Kondracki J.* Ueber die Terrassen der unteren Düna.— In: C.r. Congr. Intern. Géogr. Amsterdam, 1938, t. 2. Trav. Sect. A—F.
- Kraus R.* Tertiär und Quartär des Ostbaltikums. B., 1928.
- Krenkel E.* Geologie Afrikas. B., 1925—1934, T. 1—3.
- Love I. D.* Cenozoic sedimentation and crustal movement in Wyoming. Amer. J. Sci., 1960, vol. 258—A.
- Marić A., Dordević M.* Organizacija stalnog oglednog poligona za kompleksno proučavanje savremenih pomeranja zemljine kore na području Skoplja. Beograd., 1968.
- Megi K.* Experiments on fracture of rocks.— Proc. Second United States—Japan Conf. on Research Related to Earthquake Prediction. Palisades (N. Y.), 1966.
- Mescherikov J. A.* Recent crustal movements in seismic regions: geodetic and geomorphic data.— Tectonophysics, 1968, vol. 6, N 1.
- Miyamura S.* Vertical crustal deformation in the epicentral area of the Futat-

- sui earthquake of 1955.— Proc. Second United States — Japan Conf. on Research Related to Earthquake Prediction. Palisades (N. Y.), 1966.
- Officer C. B., Ewing M., Wuenschel P. C.* Seismic refraction measurements in the Atlantic Ocean.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1952, vol. 63, N 8.
- Penck W.* Die morphologische Analyse. Stuttgart, 1924.
- Plafker G., Rubin M.* Vertical tectonic displacements in South-Central Alaska during and prior to the great 1964 earthquake.— Proc. XI Pacific Sci. Congr., vol. 4. Abstracts of papers related with geol. sciences. Tokyo, 1966.
- Premier rapport de la Commission pour l'étude et la corrélation des niveaux d'érosion et des surfaces d'aplanissement autour de l'Atlantique. T. 1—6.— In: XVIII Congr. Intern. géogr., Rio de Janeiro, 1956.
- The Prince William Sound, Alaska, Earthquake of 1964 and aftershocks. Wash., 1966, vol. 1.
- Problèmes des terrasses. Paris, 1948. (Union géogr. intern. Sixième report de la Commission pour l'étude des terrasses pliocènes et pleistocènes).
- Rothé J. P.* The structure of the bed of the Atlantic ocean.— Amer Geophys. Union, 1954, vol. 32, N 3.
- Sauramo M.* Die Geschichte der Ostsee.— Ann. Acad. sci. fenn. Ser. A, III, geol.-geogr., 1958, 51.
- Small J. B.* Vertical bench-mark displacement. Pt. 1 of Alaskan surveys to determine crustal movement.— U.S. Coast and Geod. Surv. (Techn. Bull., 1966).
- Stille H.* Ur- und Neuozoene.— Abh. Dtsch. Akad. Wiss. Berlin. Kl. math.-naturwiss. Jahrg, 1945/46, 1948, N 6.
- Suess E.* Das Antlitz der Erde. Praga; Leipzig, 1883, Bd. 1.
- Tricart J.* La partie orientale du Bassin de Paris. Etude morphologique. P., 1949, T. 1. La genèse du Bassin.
- Tricart J.* Cours de géomorphologie. P. 1952, Pt. 1. Géomorphologie structurale.
- Tsubokawa J., Nagasawa K.* Anomalous land deformation in the Niigata area before the Niigata earthquake and in the Matsushiro area revealed by precise levelling.— In: Fifth United Nations Regional Cartographic Conf. for Asia and the Far East, Canberra, 1967, vol. 2. Proceedings and technical papers. N. Y., 1968.
- Tsubokawa J., Ogawa Y., Hayashi T.* Crustal movements before and after the Niigata earthquake.— J. Geodet. Soc. Japan, 1965, vol. 10, N 3/4.
- Umbgrove J. H. F.* The pulse of the earth. Hague, 1947.
- Whitten C. A., Claire C. N.* Analysis of geodetic measurements along the San Andreas fault.— Bull. Seismol. Soc. Amer., 1960, vol. 50, N 3.

СОДЕРЖАНИЕ

| | |
|-----------------------|---|
| Предисловие | 3 |
|-----------------------|---|

ОБЩИЕ ПРОБЛЕМЫ ГЕОМОРФОЛОГИИ И МОРФОСТРУКТУРНЫЙ АНАЛИЗ

| | |
|---|----|
| Основные элементы морфоструктуры Земли и проблема их происхождения | 5 |
| Планетарные черты рельефа и геоморфологический этап в развитии Земли | 23 |
| Морфоструктура суши | 32 |
| Морфоструктуры платформ и строение коры и мантии Земли | 54 |
| Морфоструктура платформ как отражение новых и новейших движений земной коры | 59 |
| О влиянии морфоструктурных условий на размещение залежей нефти и газа | 68 |
| Полигенетические поверхности выравнивания | 77 |
| О теории экзогенных процессов | 90 |

СОВРЕМЕННАЯ ГЕОДИНАМИКА

| | |
|--|-----|
| Задачи и методы геолого-геоморфологических исследований при изучении современных тектонических движений | 100 |
| Вековые движения земной коры. Некоторые итоги и задачи исследований | 123 |
| О движениях земной коры — предвестниках землетрясений | 144 |
| Оценка геоморфологических признаков в баллах как метод количественной характеристики современных тектонических движений | 155 |
| О связи градиентов скорости вертикальных тектонических движений земной поверхности с сейсмичностью на примере западной половины Европейской части СССР | 165 |

КАРТОГРАФИРОВАНИЕ РЕЛЬЕФА И МОРФОМЕТРИЯ

| | |
|--|-----|
| О принципах изображения рельефа на обзорных гипсометрических картах | 170 |
| К постановке морфометрических исследований Русской равнины | 181 |
| Опыт определения средних высот возвышенностей и низменностей Русской равнины | 187 |

РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОМОРФОЛОГИЯ

| | |
|---|-----|
| О происхождении крупных форм рельефа Русской равнины | 199 |
| О морфологической структуре Северо-Запада Русской равнины | 217 |
| О возрасте и происхождении террас Западной Двины | 240 |
| Морфоструктура Западно-Сибирской равнины | 250 |
| Литература | 263 |

*Юрий Александрович
Мещеряков*

Избранные труды

РЕЛЬЕФ
И СОВРЕМЕННАЯ
ГЕОДИНАМИКА

*Утверждено к печати
Институтом географии АН СССР*

Редактор *Г. Н. Анненская*
Редактор издательства *О. М. Ванюкова*
Художник *А. Г. Кобрин*
Художественный редактор *Т. И. Алексева*
Технический редактор *Р. Г. Грузинова*
Корректор *Л. П. Стрельчук*

ИБ № 21214

Сдано в набор 11.11.80 Э
Подписано к печати 02.03.81
Т-03049. Формат 60×90^{1/16}
Бумага типографская № 2
Гарнитура обыкновенная
Печать высокая
Усл. печ. л. 18,37 Уч.-изд. л. 20,9
Тираж 2250 экз. Тип. зак. 3701
Цена 2 р. 50 к.

Издательство «Наука»
117864 ГСП-7 Москва, В-485, Профсоюзная ул., 90
2-я типография издательства «Наука»
121099, Москва, Г-99, Шубинский пер., 10

В ИЗДАТЕЛЬСТВЕ «НАУКА»
ГОТОВЯТСЯ К ПЕЧАТИ КНИГИ:

Ермилин В. И. Чигарев Н. В.

ГОРООБРАЗОВАНИЕ И СЕЙСМИЧНОСТЬ ПАМИРО-АЛАЯ
1981, 15 л. 2 р. 30 к.

В книге на основе многолетних полевых исследований рассматривается взаимосвязь таких процессов, как горообразование и сейсмичность. Используются новые геоморфологические методы для восстановления четвертичной истории тектонического развития.

Дана последовательная серия схем, позволяющих наглядно иллюстрировать развитие во времени отдельных структурных элементов и приуроченность к ним землетрясений.

Для геоморфологов, геологов, сейсмологов.

Балеста С. Т.

ЗЕМНАЯ КОРА И МАГМАТИЧЕСКИЕ ОЧАГИ ОБЛАСТЕЙ
СОВРЕМЕННОГО ВУЛКАНИЗМА.

1981, 12 л. 1 р. 80 к.

В книге рассмотрен широкий круг вопросов, связанных с изучением особенностей строения Земной коры и верхней мантии. Комплексными геофизическими исследованиями установлено существование магматических очагов под различными вулканами на двух уровнях.

Книга рассчитана на широкий круг читателей.

Заказы просим направлять по одному из перечисленных адресов магазинов «Книга-почтой» «Академкнига»:

- 480091 Алма-Ата, 91, ул. Фурманова, 91/97;
- 370005 Баку, 5, ул. Джапаридзе, 13;
- 320005 Днепропетровск, проспект Ю. Гагарина, 24;
- 277001 Кишинев, ул. Пирогова, 28;
- 443002 Куйбышев, проспект Ленина, 2;
- 197110 Ленинград, П-110, Петрозаводская ул., 7;
- 220012 Минск, Ленинский проспект, 72;
- 117192 Москва, В-192, Мичуринский проспект, 12;
- 630090 Новосибирск, Академгородок, Морской проспект, 22;
- 620151 Свердловск, ул. Мамина-Сибиряка, 137;
- 700187 Ташкент, ул. Дружбы народов, 6;
- 450059 Уфа, 59, ул. Р. Зорге, 10;
- 720001 Фрунзе, бульвар Дзержинского, 42;
- 310078 Харьков, ул. Чернышевского, 87.

3461

2450к



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»